

10 Monografies
tècniques

Els Episodis Regionals d'Esllavissades als Pirineus

Barcelona, 2022



Generalitat de Catalunya
Departament de la Vicepresidència
i de Polítiques Digitals i Territori

ICGC
Institut
Cartogràfic i Geològic
de Catalunya

UNIVERSITAT POLITÈCNICA
DE CATALUNYA
BARCELONATECH

ANDORRA
RECERCA +
INNOVACIÓ

Sciences pour une terre durable
brgm

Cerema

Interreg
POCTEFA



ELS EPISODIS REGIONALS D'ESLLAVISSADES ALS PIRINEUS

ELS EPISODIS REGIONALS D'ESLLAVISSADES ALS PIRINEUS

BARCELONA
2022



 Generalitat de Catalunya
Departament de la Vicepresidència
i de Polítiques Digitals i Territori

 ICGC
Institut
Cartogràfic i Geològic
de Catalunya

 UNIVERSITAT POLITÈCNICA
DE CATALUNYA
BARCELONATECH

 ANDORRA
RECERCA +
INNOVACIÓ

 Sciences pour une Terre durable
brgm

 Cerema

Proyecto cofinanciado por el fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER)
Project cofinancé par le fonds Européen de Développement (FEDER)

Interreg
POCTEFA



Els Episodis regionals d'esllavissades als Pirineus = Los episodios regionales de deslizamientos de ladera en los Pirineos. – 1a edició. – (Monografies tècniques ; 10)

Text capiculat en català i castellà. – Bibliografia

ISBN 9788418986956

I. Buxó, Pere, editor literari II. Berenguer i Ferrer, Marc III. Catalunya. Departament de Territori i Sostenibilitat. IV. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya. V. Títol: Episodis regionals d'esllavissades als Pirineus VI. Títol: Episodios regionales de deslizamientos de ladera en los Pirineos. Castellà VII. Títol: Episodios regionales de deslizamientos de ladera en los Pirineos VIII. Col·lecció: Monografies tècniques (Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya) ; 10

1. Esllavissades – Catalunya – Pirineu català.

551.578.48(234.12:460.23

Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya

Direcció de l'ICGC

Jaume Massó

Subdirecció General d'Enginyeria i Recursos Geològics

Joan Palau

Coordinació:

Pere Buxó

Autors:

Marc Berenguer^{2,3}

Pere Buxó¹

Anna Echeverria⁵

Ivan Fabregat¹

Marcel Hürlimann²

Jordi Marturià¹

José Moya²

Pere Oller⁴

Joan Palau¹

Daniel Sempere^{2,3}

Laura Trapero⁵

Daniel Xifre⁴

1 Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC)

2 Universitat Politècnica de Catalunya

3 Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia de la Universitat Politècnica de Catalunya

4 GeoNeu Risk SLU

5 Andorra Recerca + Innovació

Preimpresió:

Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya

Correcció dels textos:

Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya

Impressió:

Digital Screen S.L.

Coberta: L'esllavissada de la Coma de novembre de 1982. Foto: Jordi Coromines

Referència bibliogràfica de l'obra:

Buxó, P. (coord.) 2022: *Els Episodis Regionals d'Esllavissades als Pirineus*, 122 pàg.

Col·lecció: Monografies tècniques 10

Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya

Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, 2022

www.icgc.cat

1a edició: maig 2022

D.L.: B. 9 546-2022

ISBN: 978-84-18986-95-6

Sumari

Autors per capítols 9

Pròleg 11

Preparant el futur a partir del que ens ensenya el passat 13

1. Els Episodis Regionals d'Esllavissades: definició i conseqüències. Recull d'episodis mundials 17

1.1 Els episodis d'esllavissades múltiples 17

1.2 Els Episodis Regionals d'Esllavissades al món 21

1.3 Referències 44

2. Els Episodis Regionals d'Esllavissades als Pirineus 47

2.1 Episodis identificats i causes 47

2.2 Descripció dels principals Episodis Regionals d'Esllavissades als Pirineus 55

2.3 L'aiguat del 82 63

2.4 L'episodi de la Val d'Aran de 2013 85

2.5 Referències 93

3. Les causes dels ERE; anàlisi dels factors i la seva previsió 95

3.1 Introducció 95

3.2 Anàlisi de susceptibilitat a escala de conca: l'exemple de la Val d'Aran 96

3.3 Llindars de pluges als Pirineus catalans deduïts de l'anàlisi d'esllavissades de l'enregistrament històric 99

3.4 Reconstrucció de la precipitació desencadenant dels Episodis Regionals d'Esllavissades als Pirineus catalans des de 1962 fins a l'actualitat 106

3.5 Referències 114

4. El risc d'esllavissades als Pirineus i eines per a la seva prevenció 115

4.1 Introducció 115

4.2 Evolució de la perillositat en relació al canvi climàtic 115

4.3 Evolució de la vulnerabilitat i l'exposició en els propers anys 116

4.4 El risc i la seva prevenció 119

4.5 Referències 121

Autors per capítols

Capítol 1.	<i>Els Episodis Regionals d'Esllavissades: definició i conseqüències. Recull d'episodis mundials</i> Pere Oller, Daniel Xifre, Pere Buxó, José Moya, Jordi Marturià, Anna Echeverria i Ivan Fabregat
Capítol 2.	<i>Els Episodis Regionals d'Esllavissades als Pirineus</i> Laura Trapero, Anna Echeverria, Pere Buxó, Pere Oller i Daniel Xifre
Capítol 3.	<i>Les causes dels ERE; anàlisi dels factors i la seva previsió</i> Marcel Hürlimann, José Moya, Marc Berenguer i Daniel Sempere
Capítol 4.	<i>El risc d'esllavissades als Pirineus i eines per a la seva prevenció</i> Joan Palau i Pere Buxó

Autors

Marc Berenguer	Doctor en Enginyeria Civil. Professor titular d'universitat del Departament d'Enginyeria Civil i Ambiental de la UPC. Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia de la Universitat Politècnica de Catalunya
Pere Buxó	Enginyer Geòleg i Geòleg. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya
Anna Echeverria	Doctora en Ciències de la Terra. Andorra Recerca + Innovació
Ivan Fabregat	Doctor en Ciències Geològiques. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya
Marcel Hürlimann	Doctor en Geologia. Professor associat al Departament d'Enginyeria Civil i Ambiental de la UPC
Jordi Marturià	Geòleg. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya
José Moya	Doctor en Ciències Geològiques. Professor agregat del Departament d'Enginyeria Civil i Ambiental de la UPC
Pere Oller	Doctor en Ciències de la Terra. GeoNeu Risk
Joan Palau	Doctor en Ciències Geològiques. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya
Daniel Sempere	Doctor en Hidrologia. Catedràtic del Departament d'Enginyeria Civil i Ambiental de la UPC. Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia de la Universitat Politècnica de Catalunya
Laura Trapero	Doctora en Ciències Físiques. Andorra Recerca + Innovació
Daniel Xifre	Enginyer Geòleg. GeoNeu Risk

Pròleg

El 2022 fa 40 anys dels aiguats de 1982, les conseqüències dels quals van ser tan extenses i profundes que van suposar l'inici d'una nova etapa de l'estudi de les esllavissades a Catalunya. D'aquell episodi, el Servei Geològic de Catalunya (que actualment es troba integrat a l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya), en va realitzar un treball exhaustiu de recollida de dades postesdeveniment que, el 1983, es va plasmar en la publicació *Efectes geomorfològics dels aiguats del novembre de 1982*.

La mobilització de l'Institut s'ha anat repetint en d'altres desastres naturals en els quals s'han produït centenars de moviments de vessant. Destaquem els aiguats de Montserrat de juny de 2000, els aiguats de la Val d'Aran de 2013 i, més recentment, el 2020, el temporal Gloria.

Resultat de l'esforç continuat de la institució al llarg dels anys, avui és possible disposar d'una informació molt valuosa que permet plantejar les estratègies de futur.

La monografia que us presento dona una visió de les esllavissades més enllà del fenomen aïllat i remarca el caràcter global dels episodis en què es produeixen de centenars a milers de moviments del terreny en una curta franja de temps en un determinat territori, el que hem anomenat Episodi Regional d'Esllavissades.

Els treballs que es reflecteixen en aquesta monografia han estat parcialment finançats, en el marc del projecte Pyrmove, pels fons europeus interregionals POCTEFA, gestionats per la Comunitat de Treball dels Pirineus. El projecte PyrMove, orientat a la gestió i prevenció dels moviments de vessant als Pirineus, s'alinea amb les polítiques i accions impulsades per la Unió Europea que tenen com a objectiu reduir l'impacte d'esdeveniments adversos i incrementar la resiliència de les infraestructures, dels ecosistemes i de l'espai socioeconòmic, objectius que són compartits per l'ICGC en el marc territorial de les seves competències. Sota aquesta perspectiva no podem obviar reflexionar sobre els escenaris futurs que es poden presentar a causa dels efectes del canvi climàtic, el qual està provocant l'augment i la freqüència de fenòmens meteorològics d'alta intensitat.

Des de l'ICGC som conscients que per aconseguir els objectius que tenim plantejats en aquest camp de la geologia, és fonamental la col·laboració i la recerca de sinergies entre els organismes homònims. La cooperació transfronterera que s'ha establert en el marc del projecte PyrMove és un bon exemple de com el treball en línia permet avançar en la recerca de metodologies innovadores i transformadores.

Tanmateix, sabem que la difusió dels treballs efectuats és essencial per impulsar polítiques i estratègies que permetin reduir els impactes adversos dels fenòmens. Per aquesta raó, ens plau especialment aquesta publicació destinada als gestors, científics i tècnics que treballen en l'estudi i la mitigació dels riscos naturals, i destinada també a la ciutadania en general.

Finalment, agraeixo a tots els socis del projecte: la Universitat Politècnica de Catalunya, el Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Andorra Recerca + Innovació i el Centre d'études et d'expertise sur les risques, l'environnement, la mobilité et l'aménagement, les seves aportacions i col·laboracions, les quals han fet possible aquesta publicació.

Jaume Massó

*Director de l'Institut Cartogràfic
i Geològic de Catalunya*

Preparant el futur a partir del que ens ensenya el passat

Les esllavissades són fenòmens naturals lligats sovint a l'aparició de pluges intenses i formen part del funcionament natural de les zones de muntanya. Aquest fet és ben conegut pels habitants d'aquestes zones.

L'esdeveniment més impactant que es té constància es va produir el 7 d'agost de 1996 a Biescas (Osca), quan una torrentada de sediments amb aigua va arrasar un càmping que es trobava al peu d'un barranc i va causar 87 morts i 187 ferits. Les pèrdues econòmiques directes per la destrucció d'un tram de carretera nacional i d'un pont, i el cost de les indemnitzacions van ser, respectivament, de 14 i de 11,2 milions d'euros.

Tot i que aquest esdeveniment de Biescas és excepcional (amb un període de retorn de l'ordre de 270 anys o més en aquest cas concret), demostra la necessitat de l'anàlisi i la previsió de les esllavissades.

No tan excepcionals són, malauradament, els grans temporals de pluja que a més de provocar inundacions catastròfiques causen de centenars a alguns milers d'esllavissades. Exemples extrems d'episodis regionals d'esllavissades (que anomenarem ERE) són els d'octubre de 1907 (que afectà des de la vall d'Éssera fins a la vall del Llobregat, als Pirineus centrals i orientals); d'agost de 1937 (valls de la Noguera Ribagorçana, la Noguera Pallaresa i el Segre); d'octubre de 1940 (que afectà tot els Pirineus orientals); de novembre de 1982 (que afectà bona part dels Pirineus orientals i centrals); d'agost de 1983 (que afectà els Pirineus occidentals) i, més recentment, l'episodi de gener de 2020 lligat al temporal Gloria, que va afectar els Pirineus orientals i, particularment, la franja litoral catalana. Les esllavissades esdevingudes durant aquests episodis van afectar milers de quilòmetres quadrats i van causar talls de carreteres i de vies fèrries. Tot això va agreujar l'impacte de les inundacions.

La recurrència d'aquests EREs de gran magnitud és de l'ordre de 30-40 anys als Pirineus, tot i que semblen agrupar-se en certs períodes de temps on la freqüència és major, com va passar entre el 1937 i el 1940 o entre el 1982 i el 1983, com també passa amb les grans inundacions, que van coincidir amb tots aquests EREs.

Les referències a arxius municipals i a la premsa deixen constància de l'existència d'episodis d'esllavissades de menor extensió i amb un nombre més reduït d'esllavissades que els esmentats abans, però que es presenten amb major freqüència. Són episodis que queden enregistrats perquè afecten propietats municipals o vies de comunicació i es troben lligats a pluges o nevades intenses. Alguns exemples d'aquests episodis són els esdevinguts durant la dècada dels anys 1990 en diverses zones dels Pirineus orientals, quan es van concatenar sis episodis el desembre de 1991, setembre de 1992, gener de 1996 (dos episodis en 8 dies), gener de 1997 i desembre de 1997 (Figures 1 i 2).

Com per a qualsevol altre tipus de fenomen natural perillós, la previsió de les esllavissades passa pel coneixement dels processos físics que intervenen en la seva formació i per l'observació de les variables ambientals que condicionen o desencadenen el fenomen. Aquest tipus d'anàlisi és la base de la prevenció a llarg termini i de la planificació del territori.

Aquesta és l'estratègia seguida pel projecte PyrMove (pyrmove.eu), en el qual la previsió d'ERE és un dels objectius principals. La present monografia és un dels resultats de l'Acció de Comunicació del projecte, que pretén la sensibilització social sobre el risc d'esllavissades.

El projecte PyrMove (EFA 364/19) ha estat cofinançat el 65% pel Programa Interreg POCTEFA 2014-2020, programa que té per objectiu reforçar la integració econòmica i social entre Espanya, França i Andorra.

TEMA DEL DIA: CONSEQÜÈNCIES DEL TEMPORAL

Una esllavissada aïlla Gósol en un dia de neu i despreniments a la zona de muntanya

Els 150 veïns de Gósol van estar gairebé tot un dia sense poder sortir del poble a causa d'un esfondrament a la carretera. A última hora es va poder obrir un pas alternatiu

L. CALDERA
Berga

La segona nit consecutiva de pluja i neu va provocar força problemes a la xarxa viària, sobretot a les comarques de muntanya. Una important esllavissada a la carretera de Gósol, que va deixar incomunicades les 150 persones del poble durant una vintena d'hores, va ser la conseqüència més greu de les inclemències meteorològiques. El trànsit va quedar restablert de manera provisional a última hora de la tarda.

Al matí hi va haver talls parcials de carreteres en força punts. Entre Navàs i Puig-reig, a la C-1.411, per un despreniment de roques, i al problemàtic balç del Lladó de Súrria (C-1.410), per la mateixa causa; es va haver de circular amb cadenes per les vies d'accés a la Masella, La Molina, els Rasos i la collada de Toses; i es va tallar el pas des de Bagà a coll de Pal.

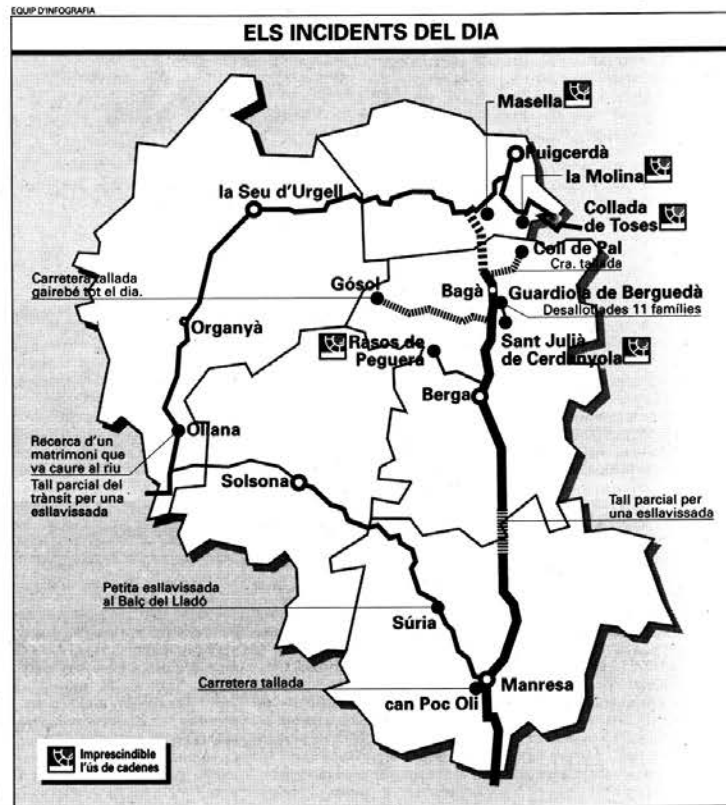
A la carretera de Saldes a Gósol, la B-400, es va obrir un esvoranc de prop de 200 metres. El forat, que es va produir a l'alçada de coll de la Trapa i del mirador de l'Espà, va deixar els veïns de Gósol incomunicats fins a última hora de la tarda en aquesta direcció, i la neu els va barrar el pas pel camí de Josa del Cadí cap a Tuixent. Durant tot el dia d'ahir, treballadors del servei de manteniment de carreteres de la Generalitat van treballar en la creació d'un pas alternatiu, a la vora de la B-400. Els treballs van

resultar complicats ahir al matí per la nevada, que va deixar un gruix de trenta centímetres. El nou pas és provisional, segons ha explicat l'alcalde del municipi, Josep Tomàs, perquè «aquesta zona continua en moviment i pot ser que el pas alternatiu que s'ha obert avui baixi demà mateix». L'alcalde vol que s'arrangi la carretera fent un nou traçat recte entre el coll de la Trapa i el mirador de l'Espà.

Es desallotgen tots els afectats de Guardiola

D'altra banda, ahir es va accelerar el procés de desallotjament de les onze famílies de Guardiola de Berguedà els habitatges de les quals han estat afectats per una esllavissada de terra.

La delegada de Governació, Mercè Terradellas, que dimarts va visitar la zona, es va posar en contacte ahir amb l'Ajuntament de Guardiola per tal de recomanar que el procés de desallotjament s'accelerés el màxim i que no s'esgotés el termini de 48 hores que inicialment s'havia estipulat. La nit de dimarts a ahir, dimecres, només tres de les onze famílies van dormir als habitatges de protecció oficial del barri de l'Estació, que l'Ajuntament va posar a disposició dels afectats. Ahir a la nit ja era previst que totes les famílies s'haguessin traslladats als nous habitatges. Segons va explicar Josep Puga, tinent d'alcalde, «les obres



d'arranjament als habitatges desallotjats aniran per llarg i comptem que com a mínim es necessitaran tres mesos». Puga va afegir que «els veïns disposaran dels nous habitatges durant el temps que sigui necessari».

Les carreteres del Pirineu paguen les conseqüències de dues nits de tempesta

L. C.
Berga

La neu i les esllavissades van dificultar ahir el trànsit per diferents carreteres de casa nostra. L'accés a coll de Pal des de Bagà, a la BV-4.024, estava tallat com a conseqüència dels importants gruixos de neu. També estava tancada al trànsit la carretera de la Seu a Tuixent. Ahir a la tarda es treballava per restablir la circulació en aquesta carretera, ja que la caiguda d'un roure hi impedia el pas de vehicles des de primera hora del matí.

A l'eix del Llobregat, en el tram comprès entre Puig-reig i Navàs, una esllavissada va provocar ahir al matí durant unes hores que la circulació es fes de manera

alternativa per un sol carril. A més a més, la neu obligava a circular amb cadenes a la BV-4.021, entre Guardiola de Berguedà i Sant Julià de Cerdanyola, i també a la BV-4.223, entre Berga i els Rasos de Peguera. En la mateixa situació es trobava la B-4.031, entre Castellar de

L'accés a coll de Pal i la carretera de la Seu a Tuixent estaven ahir tallats a causa del temporal

N'Hug i la Molina. En aquesta carretera, durant el matí, la circulació es va limitar a un sol carril a causa d'una esllavissada. També calien cadenes a la B-401, d'accés a Vallecbre, i a la B-400, en un camí rural a Saldes. Una esllavissada també va obligar a circular de manera alternativa els vehicles a la comarcal I.313, a Oliana.

Els problemes que dimarts van mantenir aïllats diversos nuclis de Pont de Bar van quedar solucionats ahir. Tot i això, les esllavissades i la neu van afectar el transport escolar a l'Alt Urgell. L'autocar que cobreix la línia de Castellbò només podia fer el trajecte fins a Aravell. A la Cerdanya calia circular amb cadenes a la collada de Toses.

Figura 1. Notícies de l'ERE del 23 al 30 de gener de 1996 que va afectar tres comarques (Alt Urgell, Cerdanya i Berguedà). Un episodi mixt de neu i pluja va provocar esllavissades en cinc carreteres (la pitjor va aïllar el poble de Gósol durant tot un dia) i una via fèrria (de Ripoll a Puigcerdà). La neu acumulada també va provocar el tall de gairebé 20 carreteres. Font: Diari Regió 7 (25/1/1996).



SUCESOS
Las filtraciones hacen peligrar un segundo golpe contra el cartel de Cali

25

Sociedad

Y C I U D A D E S

UNIVERSIDADES
La UE premia a la UOC por su proyecto telemático 21

SANIDAD
Los nuevos fármacos contra el sida complican el tratamiento 26

METEOROLOGÍA: *Los efectos del temporal*

La carretera que une Andorra con la Cerdanya permanecerá cortada al menos una semana

■ La situación de la N-260 afecta directamente al turismo, transporte escolar, al abastecimiento de mercancías, las urgencias médicas y al transporte de forraje para los animales en la Cerdanya

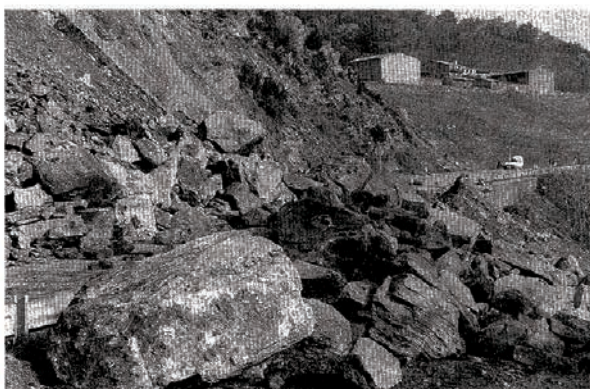
PAU ECHAUZ

LLEIDA. — Los desprendimientos de tierras y rocas continuaron provocando ayer numerosos problemas de tráfico en al menos una veintena de carreteras y caminos del Pirineo de Lleida, con especial incidencia en las comarcas del Alt Urgell y la Cerdanya. Sus habitantes no creen que la situación actual de sus vías de comunicación provoque un colapso aunque, de momento y como mínimo, afecta directa o indirectamente al turismo, transporte escolar, al abastecimiento de mercancías, las urgencias médicas y al transporte de forraje para los animales, además de comportar una notable inseguridad en el tráfico.

El caso más grave se registra entre Martinet y Prullans donde la carretera N-260, que une La Seu d'Urgell y Puigcerdà, permanecerá cortada al menos una semana por los trabajos de estabilización de la montaña que el domingo por la mañana se desplomó sobre el asfalto y el río Segre. Ayer por la mañana técnicos del Ministerio de Fomento inspeccionaron el lugar para iniciar los primeros trabajos. Según los expertos será necesario rebajar la altura de una montaña en unos cien metros para evitar futuros desprendimientos sobre la carretera.

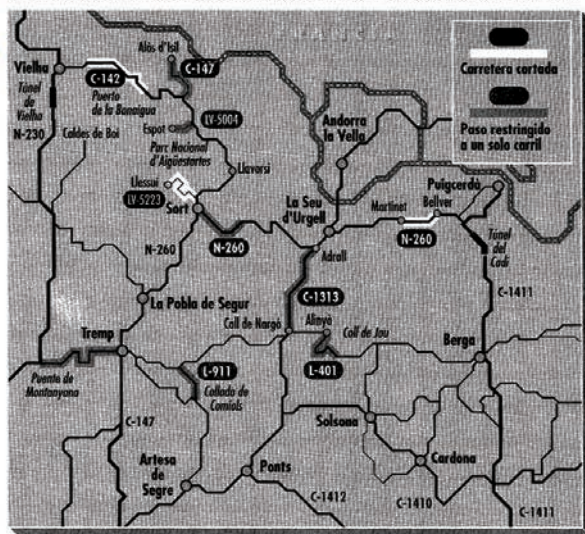
Se calcula que las máquinas deberán remover entre 50.000 y 100.000 metros cúbicos de tierra, rocas y especies vegetales para garantizar la seguridad del tramo. Los técnicos estudiaron también ayer la posibilidad de desviar el río Segre para así poder habilitar un carril provisional entre la montaña y el lecho del río, pero mientras no se lleve a cabo, la comunicación entre las dos comarcas sólo puede llevarse a cabo por dos caminos forestales situados respectivamente al norte y al sur del tramo accidentado.

Se trata de dos pistas forestales que salen de Martinet, al oeste, para enlazar con Prullans y Belver de Cerdanya, al este y se recomienda que se usen tan sólo en caso de urgencia. Este tramo de la N-260, uno de los más importantes del Eje Pirenaico, que enlaza Puigcerdà con La Seu d'Urgell, Sort, La Pobla de Segur y el Pont de Suert, acostumbra a tener un elevado



MARCE GAI

El tráfico entre la Seu y Puigcerdà sólo se puede realizar por dos caminos de montaña



volumen de tráfico por ser la principal vía de acceso a Andorra desde Barcelona.

Los problemas en el tráfico se reproducen también en el puerto de la Bonaigua —que permanece cerrado por los aludes de nieve— y en los alrededores de Sort —donde sólo puede usarse un sólo carril en varios tramos por avalanchas parecidas— y entre Coll de Nargó y Adrail, en la C-1313, por citar los más importantes. En las carreteras de acceso a los pequeños núcleos de montaña se recomienda circular con precaución. Las principales carreteras de la zona que están cortadas o que registran cortes alternativos se indican en el plano adjunto a esta información.

Ayer, los desprendimientos seguían produciéndose en pequeñas cantidades en la localidad de Pallerols de Cantó, en el puerto del mismo nombre, un núcleo del municipio de

Los desprendimientos de tierra provocan numerosos cortes de circulación y problemas de tráfico en una veintena de carreteras del Pirineo catalán

Montferrer-Castellbó. Un prado de cien metros de largo ubicado encima mismo de varias casas de Pallerols se ha desplazado como una placa unos 60 centímetros respecto a su posición inicial. La tierra y las piedras van cayendo poco a poco, lo que ha obligado a evacuar a dos familias del pueblo.

Los desprendimientos han provocado inquietud en la comarca. En Cava, la tierra caída de una montaña ha arrasado todo un barranco arrastrando árboles, rocas y fango, ha abierto una nueva pared rocosa y se ha formado un nuevo torrente. La erosión de la montaña por la acción del agua ha cambiado el paisaje. Otras situaciones conflictivas se dan en los pueblos de Castellà del Cantó, en el municipio de Valls d'Aguilar, y en Castellà de Tost, de Ribera d'Urgellet.

En este último, las rocas caídas encima del único camino que conduce al pueblo pesan más de 50 toneladas y está provocando sobre todo problemas en el abastecimiento de pienso a las granjas de vacuno. Maria Dolors Majoral, presidenta del Consell comarcal del Alt Urgell, espera un informe geológico para empezar a actuar en estos puntos conflictivos. En Castellà de Tost no se descarta que tengan que dinamitarse las rocas caídas para poder restablecer la comunicación. ●

Figura 2. Noticias de l'ERE de gener de 1997, que va afectar els Pirineus centrals i orientals, a més de vint carreteres. El cas més greu va ser una esllavissada d'uns 100.000 metres cúbics que va tallar la N-260 prop de Martinet durant dues setmanes, impeding la comunicació entre les comarques de la Cerdanya i l'Alt Urgell. Font: El Periódico (28/1/1997).

1. Els Episodis Regionals d'Esllavissades: definició i conseqüències. Recull d'episodis mundials

En aquest capítol s'introduirà el concepte *Episodis Regionals d'Esllavissades*, així com l'estat de coneixement de les seves conseqüències mitjançant breus resums dels principals EREs coneguts al món. Tanmateix, es proposa una nova classificació de magnitud d'aquests episodis aplicant l'escala de magnitud d'esllavissades elaborada per l'ICGC (2021) i tenint en compte l'àrea afectada i l'esllavissada major, cosa que permetrà quantificar i contextualitzar qualitativament els episodis regionals entre els ocorreguts a nivell global, en línia amb uns dels objectius del projecte PyrMove.

L'extensa revisió bibliogràfica que aporta aquest capítol resulta fonamental i permetrà, en els capítols següents, aprofundir tant en l'estudi com en la previsió i la gestió d'aquests episodis d'esllavissades múltiples a nivell local essent d'utilitat per a la presa de decisions de les Proteccions Civils.

1.1 Els episodis d'esllavissades múltiples

El terme esllavissada té diferents accepcions, però en el seu sentit més ampli es defineix com un "fenomen erosiu massiu que té lloc en vessants naturals o excavats i que consisteix en el moviment d'una massa de roca, d'esbaldregalls o de terra vessant avall sota la influència de la gravetat" (Cruden i Varnes, 1996; Hungr *et al.*, 2014). En aquesta definició s'inclouen un conjunt de fenòmens gravitacionals de vessant que presenten un comportament físic i dinàmiques molt variades però que en una visió àmplia es poden agrupar en tres grups: (1) *les caigudes de roques*, en el qual predomina la dinàmica de fractura i de rebot; (2) *els fluxos*, que estan governats per la dinàmica de fluids, i (3) *els lliscaments*, els quals es caracteritzen mitjançant la física del medi elàstic i plàstic. Les esllavissades afecten poblacions d'arreu del món, causant danys, morts i ferits.

Als Pirineus les esllavissades són un fenomen força freqüent i han estat responsables d'importants danys en vies de comunicació i nuclis habitats al llarg de la història. Sovint les esllavissades tenen lloc de forma simultània lligades a l'existència d'un relleu abrupte, de materials propensos a la inestabilitat i d'unes condicions que les activen. Els Episodis Regionals d'Esllavissades (EREs) descriuen les situacions en les quals es produeixen un gran nombre d'esllavissades lligades a un desencadenant únic. El fenomen com a tal es va definir a Nova Zelanda (Crozier, 2005) amb el nom de MORLE que és l'acrònim de *Multiple-Occurrence Regional Landslide Events* fent referència a un tipus molt concret d'esllavissades. No obstant, aquests episodis són força freqüents arreu del planeta i generen tot tipus d'esllavissades. Durant un ERE es produeixen de centenars a desenes de milers d'esllavissades sobre territoris que es poden estendre fins a milers de km², que tenen lloc de forma sincrònica (o dins un interval concret de temps) i que es poden associar a un únic episodi desencadenant.

El desencadenat més habitual dels EREs són els temporals de pluja que assoleixen acumulacions de precipitació o d'intensitat crítiques en relació a factors del terreny que condueixen a trencades generalitzades de diferents magnituds i tipologies. No obstant, els EREs de majors dimensions i més catastròfics són els que s'activen per l'acció de terratrèmols de forta magnitud, que poden provocar esllavissades que assoleixen milions de metres cúbics de material mobilitzat.

Pel que fa a la durada dels EREs, i sense aprofundir en aquest aspecte tenint en compte l'abast de la present monografia, s'aporten algunes qüestions que queden obertes al debat. S'han descrit episodis induïts per terratrèmols que provoquen un increment notori en la freqüència de les esllavissades que persisteix durant anys fins que no s'assoleix una freqüència normal. Es podria raonar que la finalització de l'episodi es produeix quan la cadència d'ocurrència d'esllavissades torna a la situació preterratrèmol. No obstant, el pic de nombre d'esllavissades postterratrèmol es produeix després d'episodis de pluges.

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

Per tant, cadascun d'aquests episodis de pluges es podria considerar un episodi múltiple en si mateix. Aquest comportament es va posar de manifest al terratrèmol del Caixmir de 2005 en què el nombre d'esllavissades es va incrementar un 250% en el primer monso d'estiu de l'any següent al terratrèmol i va caldre de l'ordre de 13 anys aproximadament per arribar al nivell d'activitat previ a l'ocurrència del terratrèmol (Shafique, 2020). D'aquest exemple es dedueix que la història recent del territori en relació a les condicions del terreny modulen la magnitud dels EREs.

Aquesta qüestió als Pirineus es concreta en altres aspectes; s'ha observat que en les mateixes condicions de pluja i en els mateixos llocs, l'activació de les esllavissades no és sempre homogènia. Es treballa amb la hipòtesi que la variació de la susceptibilitat del terreny a esllavissar-se depèn de l'historial proper del terreny (de 20 a 50 anys). Un exemple d'aquesta qüestió el tenim en el comportament dels aiguats que van afectar el massís de Montserrat l'any 2001. Durant aquell episodi, a causa de la intensitat de la pluja, es va produir una forta remoció dels dipòsits que s'havien acumulat a les canals i a les parets del massís fruit de la dinàmica erosiva habitual durant un llarg període de temps, de forma que es va generar una forta activitat de despeniments i alguns cons de dejecció. L'episodi de 2001 va provocar una neteja i una purga del material disponible per ser remogut i, per tant, un episodi de pluja de les mateixes característiques posterior a aquest probablement mobilitzaria una quantitat de material sensiblement inferior.

Classificació de la magnitud

Un dels objectius del projecte PyrMove era descriure els episodis d'EREs pirinencs que han afectat Catalunya, Andorra i França durant els segles XX i XXI. Per això una de les primeres tasques va ser contextualitzar-los en relació als EREs del món. En aquest apartat es revisen alguns episodis regionals d'esllavissades a escala global recopilats d'articles científics, periodístics i de les xarxes socials. La finalitat és establir una proposta de classificació de la mida o magnitud dels EREs que permeti situar els episodis reconeguts a Catalunya i als Pirineus en relació als que tenen lloc a escala mundial.

La ciència ha establert algunes parametritzacions per descriure i establir la magnitud dels fenòmens regionals en els quals es produeixen esllavissades degudes a un sol desencadenant. Malamud *et al.* (2004) considera que la magnitud d'un episodi (mLS) es pot definir en funció de la superfície total de terreny esllavissat. Aquesta definició està enfocada sobretot a lliscaments superficials i fluxos predits a partir d'una determinada distribució de probabilitat per a la qual és necessari disposar d'una bona cartografia d'inventari. Posteriorment Tanyas *et al.* (2018) va establir una definició de la magnitud dels EREs generats per terratrèmols (EQIL) relacionada amb la magnitud del sisme.

Les classificacions basades en distribucions de mida d'esllavissades són aplicables quan es disposa d'una bona cartografia o inventari de les esllavissades associades a un episodi i per un determinat tipus d'esllavissades, principalment fluxos i lliscaments poc profunds, per contra són difícilment aplicables quan hi ha poca informació cartogràfica com és el cas dels episodis anteriors a 1982 als Pirineus.

El concepte de magnitud d'una esllavissada única

Definim la magnitud d'una esllavissada com la quantitat d'energia involucrada en un esdeveniment. Aquesta energia es pot calcular coneixent la massa de terreny mobilitzada i el moviment que experimenta. Malgrat tot, conèixer la magnitud exacta d'una esllavissada és difícil, ja que en la seva caracterització sempre resten algunes incògnites per determinar, tals com el volum total, l'àrea font, la profunditat de la cicatriu, etc. Per simplificar aquesta qüestió des de l'ICGC es va proposar valorar la magnitud de l'esllavissada amb el dany potencial que poden generar (ICGC, 2021) (Taula 1.1). Aquesta forma de procedir, si bé és generalista, té dues avantatges clares: (i) es pot emprar per valorar la magnitud d'esllavissades de les quals es disposa de poca informació, tals com les descrites en documents històrics i (ii) permet una comunicació molt més simple del risc de les esllavissades a una persona no experta.

1. Els Episodis Regionals d'Esllavissades: definició i conseqüències. Recull d'episodis mundials

TAULA 1.1. Escala de magnitud en base al potencial destructiu o dany que potencialment podria crear sobre uns elements tipus. Extreta de l'ICGC (2021) (*) Aplicable predominantment a fenòmens ràpids i d'efecte limitat en fenòmens lents, en la mesura que donen un marge de reacció a elements mòbils (persones i vehicles).

Magnitud	Potencial destructiu			
	Edificis	Infraestructures	Persones (*)	Medi natural
M1	Efectes negligibles; puntualment pot causar danys lleus no estructurals.	Obstacle de fàcil retirada i dany mínim en vials. Pot causar un dany puntual a vehicles circulants lleugers (*).	Pot ferir una persona en espai obert (*).	Pot deixar una empremta puntual i poc perceptible en l'entorn natural.
M2	Pot causar danys funcionals i algun dany estructural lleu.	Pot obstruir temporalment el pas per un vial o part i causar danys lleus al vial. Pot causar danys importants a vehicles circulants lleugers (*).	Pot ferir mortalment persones en espai obert (*). Les persones estan a resguard dins de les edificacions.	Deixa una empremta poc perdurable en l'entorn natural.
M3	Pot causar danys funcionals greus i estructurals moderats, o destruir construccions lleugeres	Pot causar danys reparables a la infraestructura que limitin la funcionalitat temporalment. Pot destruir vehicles circulants lleugers i danyar els pesants (*).	Les persones dins dels edificis estan en risc, tot i que poden tenir un cert resguard (*).	Deixa una empremta en tota la seva extensió en l'entorn natural, en general de curta durada.
M4	Pot causar danys estructurals greus en múltiples construccions i destruir-ne parcialment.	Pot causar danys que inutilitzin la infraestructura amb necessitat de reparacions costoses. Pot destruir tota mena de vehicles (*).	Les edificacions no ofereixen una protecció efectiva als ocupants (*).	Deixa una empremta clara i duradora. Pot destruir una porció de bosc i fer modificacions del terreny.
M5	Pot danyar àmplies zones edificades i destruir múltiples construccions.	Pot destruir la infraestructura o provocar danys no reparables que requereixin reconstrucció o un nou traçat.	La supervivència depèn de circumstàncies fortuïtes (*).	Pot transformar el paisatge, amb destrucció de boscos o noves morfologies del terreny.
>M5	Pot destruir pobles, obliterar valls, els dipòsits d'esllavissada poden arribar a km ² , pot fer represes de grans rius.			

La classificació de la magnitud dels EREs històrics

Com es veurà més endavant, els inventaris d'esllavissades són cada vegada més freqüents i complets sobretot per la facilitat d'accés a les imatges de satèl·lit que s'obtenen postesdeveniment. Malauradament però, per a la reconstrucció d'episodis històrics, és difícil disposar d'aquests inventaris complets, i cal descriure'ls en base a d'altres paràmetres disponibles. A la Taula 1.2 es llista els paràmetres quantitius més freqüents recopilats en els episodis antics o històrics.

TAULA 1.2. Completesa de les dades quantitatives als diferents camps de cada ERE en base al treball realitzat en el projecte PyrMove.

	Escala Global	Catalunya
Extensió	95%	100%
Magnitud esllavissada major	100%	100%
Nombre d'esllavissades	75%	40%
Pèrdues econòmiques incloent-hi fenomen disparador	75%	75%
Pèrdues econòmiques per esllavissades	5%	20%
Víctimes mortals per episodi	80%	100%
Víctimes mortals per esllavissades	80%	90%

La magnitud dels EREs no pot establir-se emprant variables que quantifiquen el dany (pèrdues econòmiques i víctimes mortals), ja que requereixen de l'exposició d'elements vulnerables, per tant, no són representatives de la mida de l'episodi. A tall d'exemple, un dels episodis que s'utilitza per definir els episodis d'esllavissades múltiples és el de Manawatu (Nova Zelanda, 2004), que no va produir cap víctima i va afectar a molt poques infraestructures pel fet que va tenir lloc en una zona despoblada.

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

Altres aspectes físics dels episodis com l'extensió de l'episodi (Ext) i la magnitud de l'esdeveniment major (Mmax) acostumen a ser dades que es recullen habitualment i que poden ser un bon indicador de la seva magnitud. En els EREs antics les esllavissades més destructives, les de major magnitud, són les que han transcendit. Per contra, és difícil recuperar informació de les esllavissades menors. Per tant, la magnitud de l'esllavissada major i l'extensió de l'episodi poden ser les variables que permetin comparar els episodis antics amb els actuals.

Tenint en compte que el nombre d'esllavissades és, en general, una dada incompleta, especialment pel que fa als EREs històrics, s'ha considerat que la magnitud de l'esdeveniment major (Mmax) i l'extensió de l'àrea afectada (Ext), són els paràmetres que permeten definir tant els episodis antics com els moderns per poder comparar-los. Per això per al projecte PyrMove, per classificar els EREs s'ha utilitzat una matriu de 2 entrades que inclou (Taula 1.3): (a) l'extensió de l'àrea afectada (Ext) i (b) la magnitud de l'esdeveniment major (Mmax) (Buxó *et al.*, 2021).

TAULA 1.3. Matriu proposada per establir la magnitud dels EREs.

Mmax	>M5	3	4	5	6	6
	M5	3	3	4	5	5
	M4	3	3	3	4	5
	M3	2	3	3	3	4
	M2	1	2	3	3	3
	M1	1*	1*	2*	2*	3*
		E1	E2	E3	E4	E5
		Extensió (km ²)				

*Escenaris poc probables

D'acord amb la distribució de l'extensió observada en els EREs, aquesta s'ha categoritzat en 5 classes (Taula 1.4). La categorització d'aquesta variable en una escala logarítmica redueix la seva imprecisió.

TAULA 1.4. Taula de classificació de l'extensió dels EREs (Ext).

Classe	Extensió de l'ERE (km ²)
E1	0-100
E2	100-1 000
E3	1 000-10 000
E4	10 000-100 0000
E5	>100 0000

La magnitud de les esllavissades (Mmax) s'ha assignat en base al seu potencial destructiu o dany (Taula 1.1) (ICGC, 2020).

1. Els Episodis Regionals d'Esllavissades: definició i conseqüències. Recull d'episodis mundials

D'aquesta manera s'han definit 6 graus de magnitud (mRL) (Taula 1.3) per als EREs, que s'assignen per la doble matriu en què es té en compte l'extensió assignada en km² (Ext), i les magnituds màximes de les esllavissades enregistrades (Mmax). En la matriu d'assignació de la magnitud dels EREs té un pes major la magnitud dels esdeveniments respecte a l'extensió.

La primera fila de la taula 1.3 (Mmax=M1) correspon a escenaris poc probables de ser enregistrats ja que els fenòmens de magnitud 1 són poc destacables i sovint no són reportats i, per altra banda, a mesura que va augmentant l'extensió de la zona afectada, la probabilitat d'ocurrència d'un esdeveniment de magnitud superior a M1 es va fent més gran. Les classes majors, tant de la magnitud màxima de les esllavissades com de l'extensió de l'ERE, són obertes i s'hi situen els casos que superen els límits definits.

1.2 Els Episodis Regionals d'Esllavissades al món

Aquest apartat recull informació d'episodis EREs que han tingut lloc arreu del planeta i que s'han estimat significatius, o bé per les seves dimensions o bé perquè presenten unes característiques que els fan comparables a les condicions en què es produeixen als Pirineus. Es recopilen 17 episodis ordenats cronològicament que van des de l'any 1920 fins a l'any 2019. Les dates dels episodis són precises i les descripcions estan ben documentades pel fet que es tracta d'episodis singulars de forta magnitud i amb abundant documentació que els descriuen. A la Taula 1.5 es proveeix un resum de les principals característiques dels episodis recopilats.

La majoria dels grans terratrèmols catastròfics i episodis climatològics extrems (el Niño, l'huracà Mitch) tenen associats episodis d'esllavissades. En general, el catàleg de danys associats al conjunt del fenomen solen estar ben documentats pels serveis d'emergència, però malauradament la informació específica relacionada amb els moviments del terreny sol ser escadussera i poc precisa. Els EREs inclosos en aquesta recopilació van ser desencadenats principalment per terratrèmols, mentre que la resta van tenir el seu origen a conseqüència de pluges intenses que inclouen tempestes tropicals i huracans, però també alguns temporals de pluja en regions temperades. Cal tenir present que les dades dels EREs dels episodis anteriors a l'any 2001 presenten més incertesa i es consideren només aproximades. En contrast, en els episodis posteriors a l'any 2001 és freqüent disposar d'inventaris detallats d'esllavissades gràcies a la major facilitat d'accés a imatges de satèl·lit que permeten comparar el territori abans i després de l'esdeveniment. A més, els darrers anys s'han posat a punt eines d'interpretació automàtica d'imatges de satèl·lit, com ara el HazMapper (Scheip i Wegmann, 2021), que poden ajudar a l'elaboració dels inventaris.

L'extensió dels EREs

Per establir l'extensió dels EREs (Figura 1.1) es van consultar fonts bibliogràfiques i es van revisar imatges de satèl·lit en cas d'estar disponibles. En casos com l'episodi de Wenchuan 2008, Nova Zelanda 2015 o Suïssa 2005 hi ha una diferència important en l'extensió de l'episodi en funció de les fonts de dades. Això pot ser degut perquè la bibliografia se centra sovint en zones d'estudi específiques, per tant descriu extensions menors, o fa un estudi generalista que dictamina una extensió major. En tot cas no hi ha un criteri establert per definir l'extensió d'un ERE, i en general no és una dada que es reculli explícitament en la bibliografia i sovint cal inferir-la a partir de la resta de les dades. D'alguns episodis hi ha molt poca informació respecte la distribució geogràfica de les esllavissades i per tant la resolució d'aquest punt és poc precisa, com per exemple els de Burundi 2019 i Hondures 1998.

TAULA 1.5. Taula resum dels EREs a escala global. LS: lliscaments. RF: caiguda de roques. DF: corrents d'arrossegalls.

ID	Any	País	Regió	Desencadenant	Extensió (km²)	Tipus d'esllavissada dominant	Nombre d'esllavissades	Mida major (classe)	Pèrdues econòmiques (episodi)	Pèrdues econòmiques (esllavissades)	Ferits (episodi)	Víctimes (episodi)	Ferides esllavissades	Víctimes esllavissades	mRL
1	1920	Xina	Haiyuan	Terratrèmol M8.5	67 500	LS	7 151	5	?	?	?	273 400	?	32 554	6
2	1972	Hong Kong	Sau Mau Ping	Tiú Rose	?	LS	?	5	?	?	80	?	80	209	4
3	1976	Guatemala	Pixcayá i Xaltayá	Terratrèmol M7.5	16 000	RF, DF, LS	10 000	5	2 147 M\$?	76 600	>23 000	?	Centenares	5
4	1997-1998	Kenya	Murangá Lakes	Pluges (El Niño)	43 175	S	?	5	1 B \$?	?	?	?	>40	5
5	1998	Hondures, Nicaragua, El Salvador, Guatemala, Belize i Mèxic	Múltiples zones	Huracà Mitch	15 430	LS, DF	?	5	10 000 M\$?	>12 000	17 000	?	?	?
6	2001	El Salvador, Guatemala i Nicaragua	Múltiples zones	Terratrèmol M7.7	25 000	LS, RF	500	5	1 255 M\$?	5 565	944	?	>585	5
7	2001	El Salvador, Guatemala, Nicaragua	Múltiples zones	Terratrèmol M6.6	2 500	LS	1 000	5	1 603,8 M\$?	3 299	315	?	?	5
8	2004	Nova Zelanda	Manawatu	Pluges	18 893	LS	80 000	4	?	?	?	No	?	No	4
9	2005	Nova Zelanda	Iaranaky-Manawatu-Manganui	Pluges	10 800	LS	?	2	257 M\$?	?	No	3	No	3
10	2005	Pakistan i Índia	Caixmir	Terratrèmol M7.6	103	LS, DF	51 460	5	5 B \$?	?	90 000	?	25 000 aprox.	6
11	2005	Suïssa	Suïssa general	Pluges	17 879	LS, DF	5 756	4	3 B CHF	92 M CHF	?	?	?	6	4
12	2008	Xina	Wenchuan	Terratrèmol M8.0	412 172	LS, DF	52 194	5	137 B \$?	374 000	87 150	?	20 000 aprox.	6
13	2010	Portugal	Madeira	Pluges	754	LS	8 463	5	1.4 B€	?	100	45	250	45	3
14	2015	Nepal	Himalala	Terratrèmol M7.8	30 751	LS	47 200	5	B \$?	21 900	9 000	?	>250	6
15	2016	Nova Zelanda	South Island	Terratrèmol M7.8	20 000	LS	29 557	4	2 B\$?	57	2	?	?	6
16	2018	Japó	Hokkaido	Terratrèmol 6.6 + Tiú	278	LS, RF	7 837	4	2 B\$?	>660	44	?	36	3
17	2019	Burundi	Bujumbura Rural, Mairie, Cibitoke, Buzanza, Muyinga, Cankuzo i Muramya	Pluges	25	LS	?	4	?	?	40	43	40	36	3

1. Els Episodis Regionals d'Esllavissades: definició i conseqüències. Recull d'episodis mundials

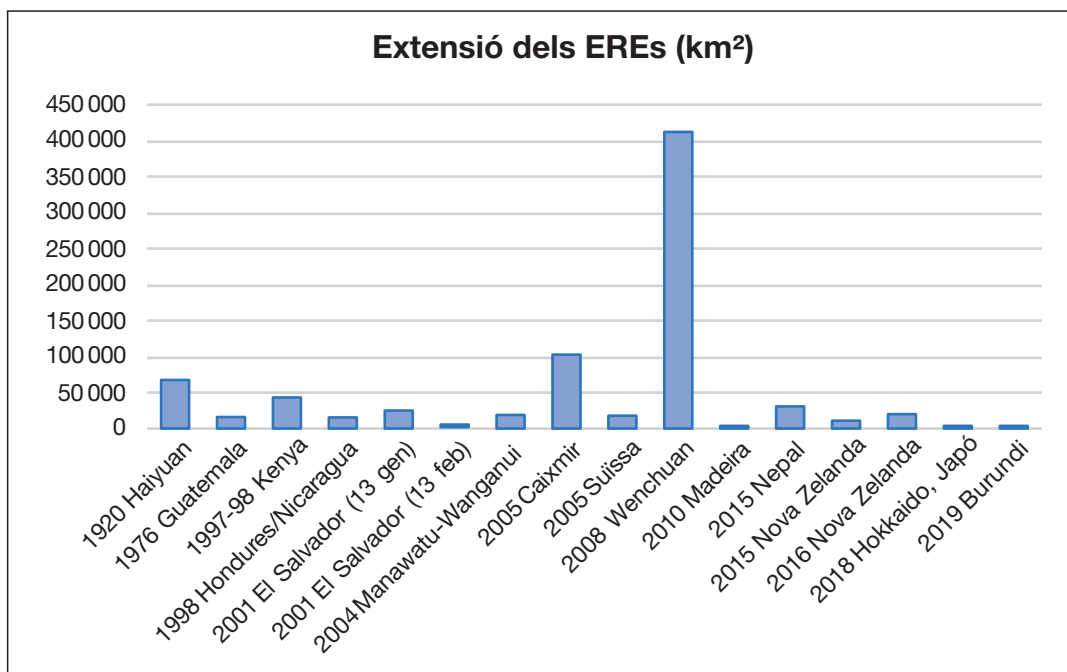


Figura 1.1. Extensió (en km²) dels EREs d'escala mundial.

Tipus i nombre d'esllavissades

En els EREs recopilats predominen les esllavissades del tipus lliscament, tot i que també s'han trobat nombroses referències a corrents d'arrossegalls i caigudes de roques. Per exemple, en els episodis de Guatemala 1976, El Salvador 2001, Wenchuan 2008 i Hokkaido 2018 es van produir nombroses caigudes de roques. En el cas dels episodis d'Hondures 1998 i Caixmir 2005 s'hi van reportar molts corrents d'arrossegalls. Tant a Suïssa 2005 com a Madeira 2010 s'han trobat referències a *flash floods* associats als episodis regionals.

Pel que fa al nombre d'esllavissades, els valors que es poden extreure de la documentació existent sovint són aproximats o estimats, sobretot en els episodis anteriors al 2001 (Figura 1.2). En els episodis més recents, i gràcies a les tècniques i metodologies d'inventari més precises, sí que es quantifiquen el

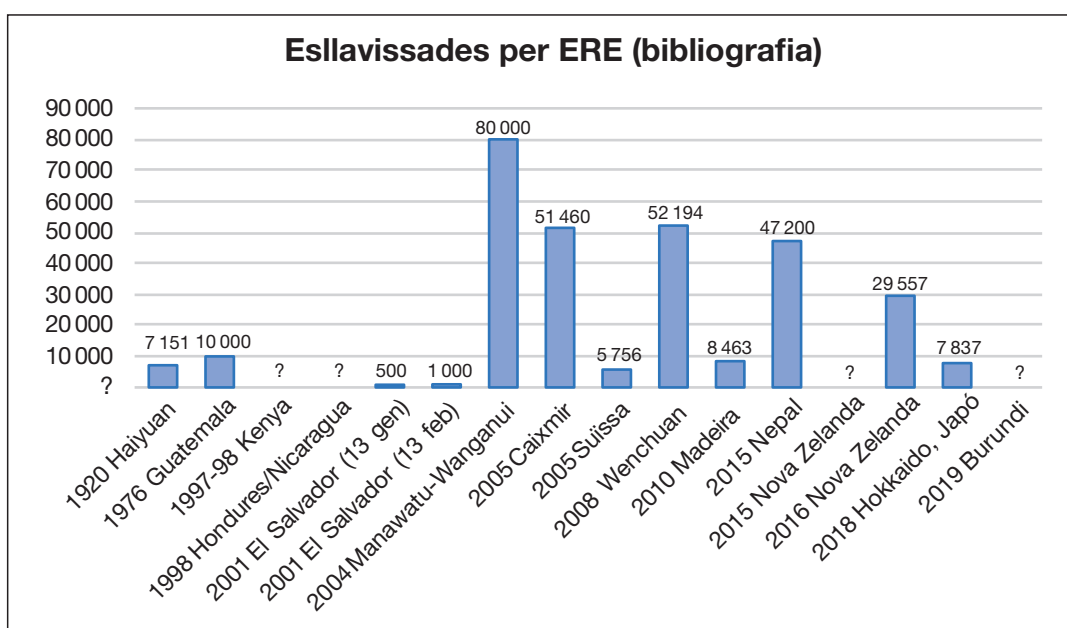


Figura 1.2. Nombre d'esllavissades inventariades per ERE a escala mundial.

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

nombre de esllavissades produïdes per a cada episodi, i es poden consultar a diverses referències bibliogràfiques. En aquest aspecte destaca la descripció de l'ERE de Nova Zelanda 2004, en el qual varen tenir lloc centenars d'esllavissades per km², i el de Madeira 2010 i el de Hokkaido 2018 en els quals es van produir desenes d'esllavissades per km².

Globalment, els episodis que enregistren més dades són els més catastròfics i importants, per tant, és normal que la majoria dels EREs recopilats en la bibliografia siguin de magnitud 3 o superior, mentre que no es troba pràcticament informació d'episodis de magnitud inferior a 2 (Figura 1.3). La magnitud dels sismes que han provocat els EREs estudiats oscil·la entre una magnitud de moment sísmic (Mw) de 6,6 (El Salvador 2001) i un màxim de 8,5 (Haiyuan 1920). La magnitud establerta per als EREs analitzats és alta (Figura 1.4), ja que la magnitud de les esllavissades majors (Mmax) assoleix valors superiors a 4 (tot i que n'hi ha una de 3), l'extensió d'aquests episodis sol ser molt gran.

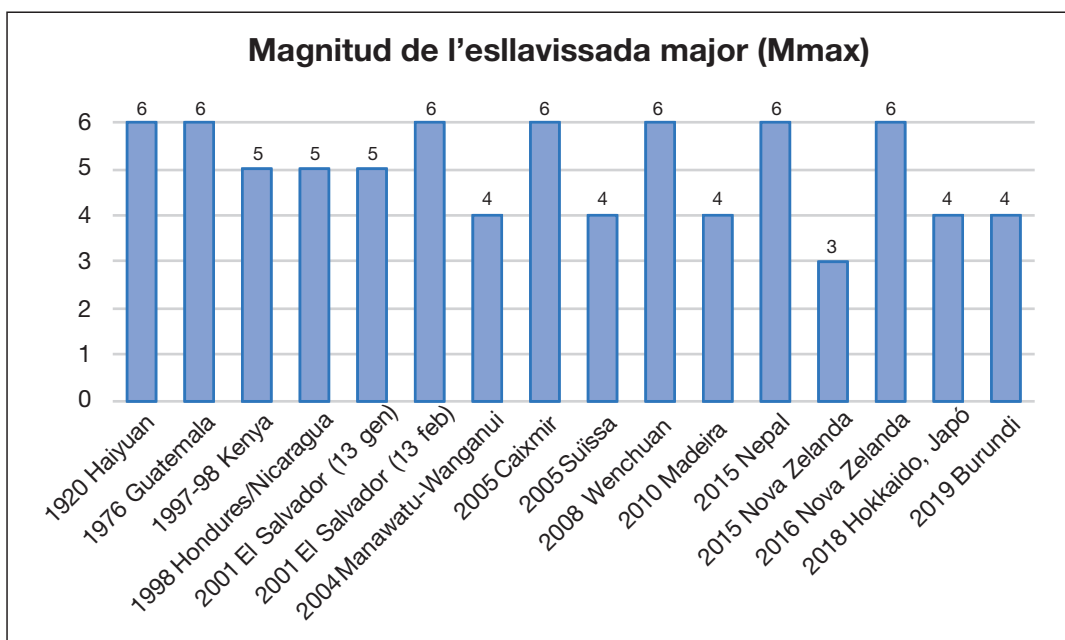


Figura 1.3. Magnitud de les esllavissades majors (Mmax) en els EREs a escala mundial.

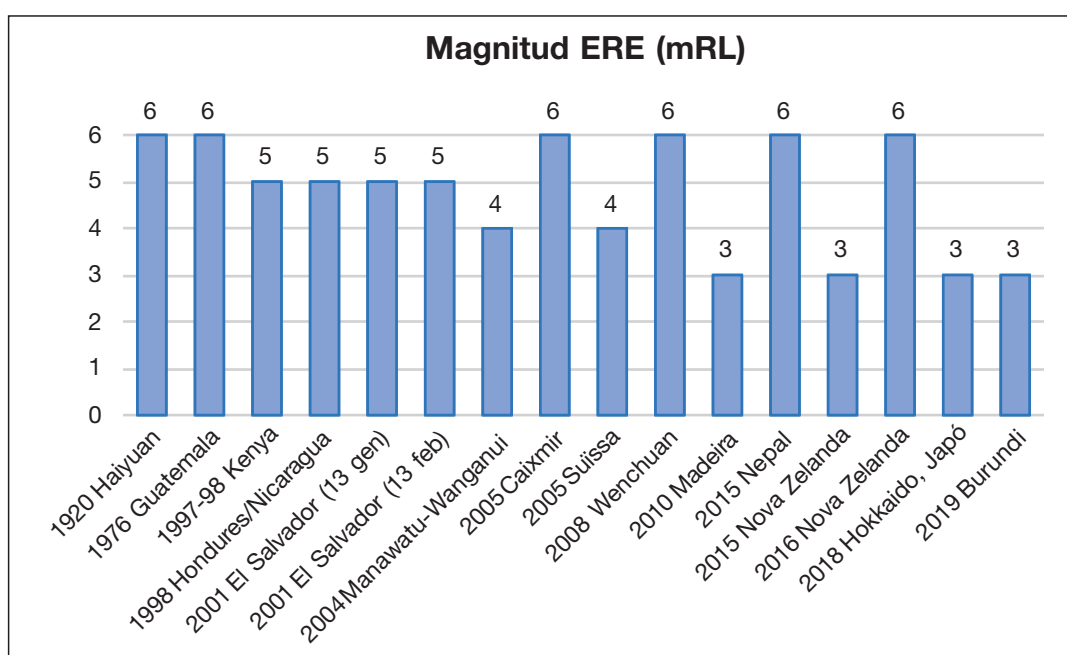


Figura 1.4. Magnitud establerta per als EREs mundials recollits.

1. Els Episodis Regionals d'Esllavissades: definició i conseqüències. Recull d'episodis mundials

Danys causats

Pel que fa als danys, ja sigui per recompte de víctimes o pèrdues econòmiques, les dades són molt variables. En general, la dada més disponible fa referència al nombre de víctimes mortals i de persones ferides (Figura 1.5). En aquest sentit, destaquen 3 episodis pel nombre de víctimes mortals: Haiyuan 1920, Caixmir 2005 i Wenchuan 2008. Per altra banda, destaquen els casos de Nova Zelanda 2004 i 2015 que, tot i ser de magnitud molt alta, no van produir víctimes. Pel que fa a les pèrdues econòmiques, no es disposa en massa casos de les pèrdues específiques generades per les esllavissades.

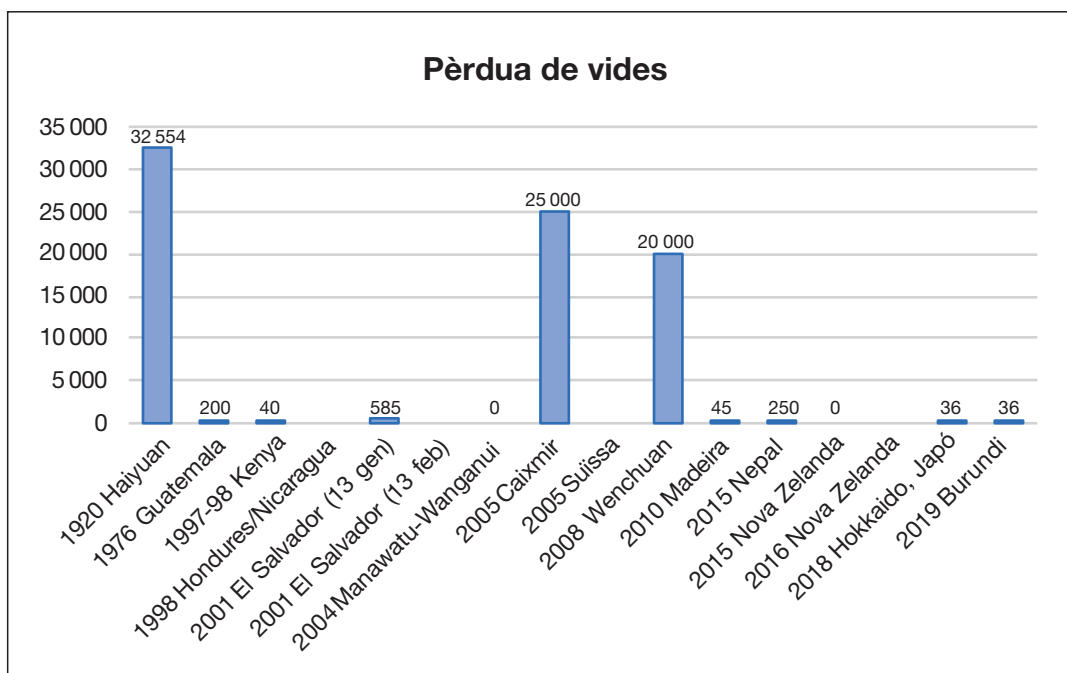


Figura 1.5. Víctimes mortals causades pels EREs recollits.

1.2.1 Haiyuan (1920), mRL=6

Aquest és l'episodi més antic que es recull en aquest treball. El 16 de desembre de 1920 es va produir un terratrèmol de magnitud 7.8 a la regió de Haiyuan situada al nord-oest de la Xina a uns 500 km de la ciutat de Xian. S'estima que el terratrèmol de Haiyuan ha estat un dels més letals de la Xina ja que se li atribueixen 234 000 víctimes mortals, de les quals 32 000 s'imputen a efectes relacionats amb les esllavissades (Figura 1.6) (Ou *et al.*, 2020). Hi ha enregistrades més de 7 150 esllavissades distribuïdes en una extensió de territori de 67 500 km² (Zhang i Wang, 2007). Les esllavissades van destruir nombrosos edificis i infraestructures però l'efecte més important va ser el del taponament dels cursos fluvials que va provocar la formació de 50 repeses (Zhuang *et al.*, 2018). Tot i que no es disposa d'informació precisa de les dimensions de les esllavissades majors, s'ha considerat que devien superar àmpliament la magnitud >5 (Mmax) fet que assigna una magnitud mRL 6 a l'episodi.

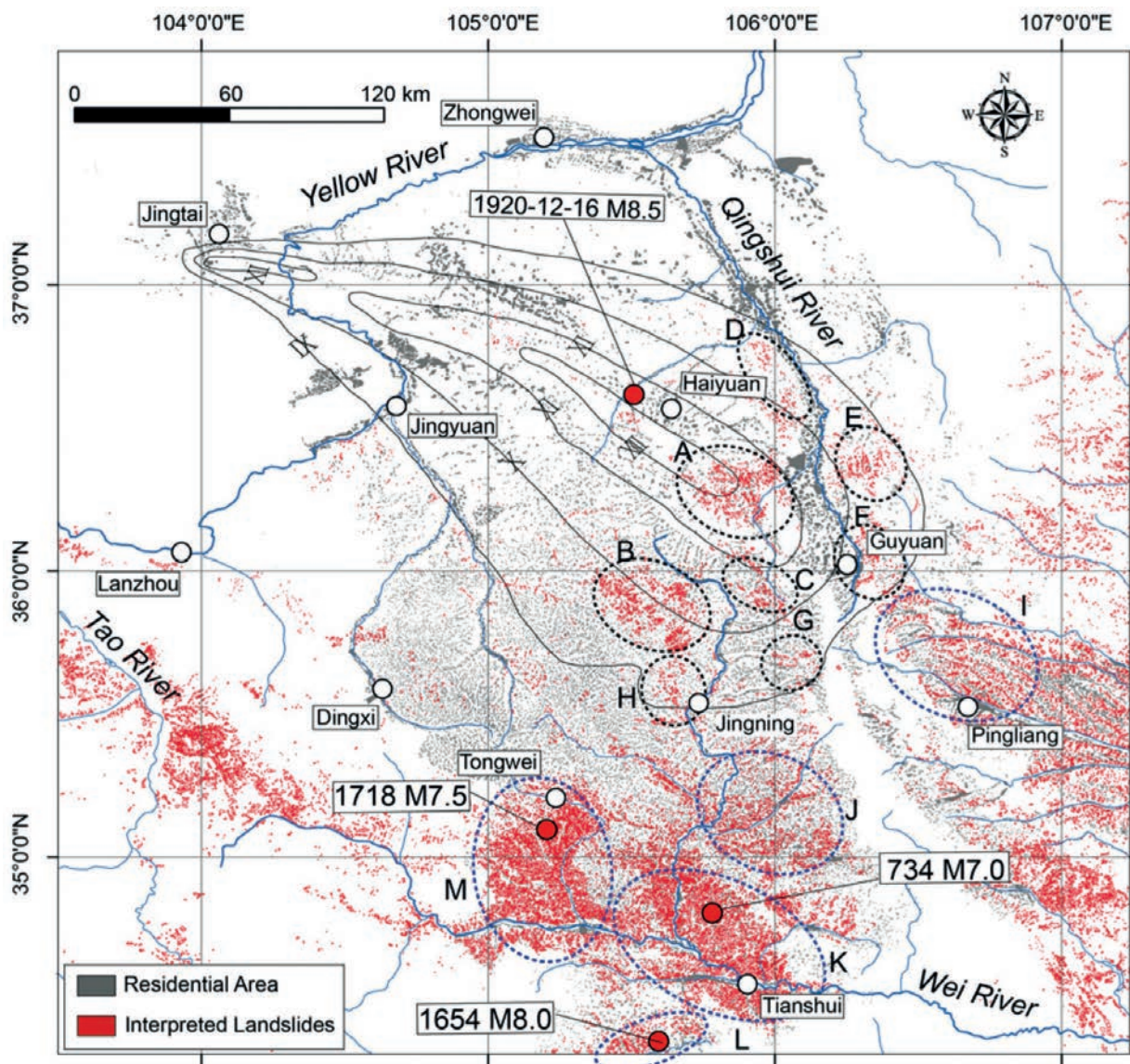


Figura 1.6. Mapa de distribució dels lliscaments provocats pel terratrèmol. Les regions amb major concentració d'esllavissades es perfilen amb línies discontinües de gruix negre. Extreta d'Ou *et al.* (2020).

1.2.2 Hong Kong (1972), mRL=4

Entre el 9 i el 17 d'agost de 1972 una tempesta tropical anomenada tifó Rose va afectar Hong Kong i les Filipines. La tempesta portava associats cops de vent de més de 220 km/h, equivalent a un huracà de categoria 4, i precipitacions per sobre de 161 mm.

A Hong Kong, les contínues pluges provocades pel tifó més episodis posteriors de precipitació, van causar la saturació del sòl, fet que va desencadenar un important episodi d'esllavissades. Per bé que es disposa de molta informació del tifó Rose, hi ha poca informació referent als moviments de massa. Les dades necessàries per determinar la magnitud de l'ERE, l'extensió total afectada, el nombre d'esllavissades o les pèrdues econòmiques no s'han pogut establir. No obstant, sí que està documentat que les esllavissades van afectar edificacions, van provocar el taponament de rius i van causar 209 morts i 80 ferits.

Relacionada amb aquest episodi destaca l'esllavissada produïda a la carretera de Po Shan, on després d'aparèixer esquerdes i signes de desgast en les estructures de suport del vial, finalment el 17 de juny de 1972 un gran moviment de terres va destruir la carretera i va danyar múltiples construccions, causant la mort de 67 persones (Yang *et al.*, 2008) (Figura 1.7).

L'esllavissada major s'ha estimat de magnitud 5 (Mmax), i malgrat no es va poder determinar l'extensió general de l'ERE, s'ha considerat que com a mínim tindria una extensió de més de 100 km², per tant se li ha assignat una magnitud mRL 4 a l'episodi.

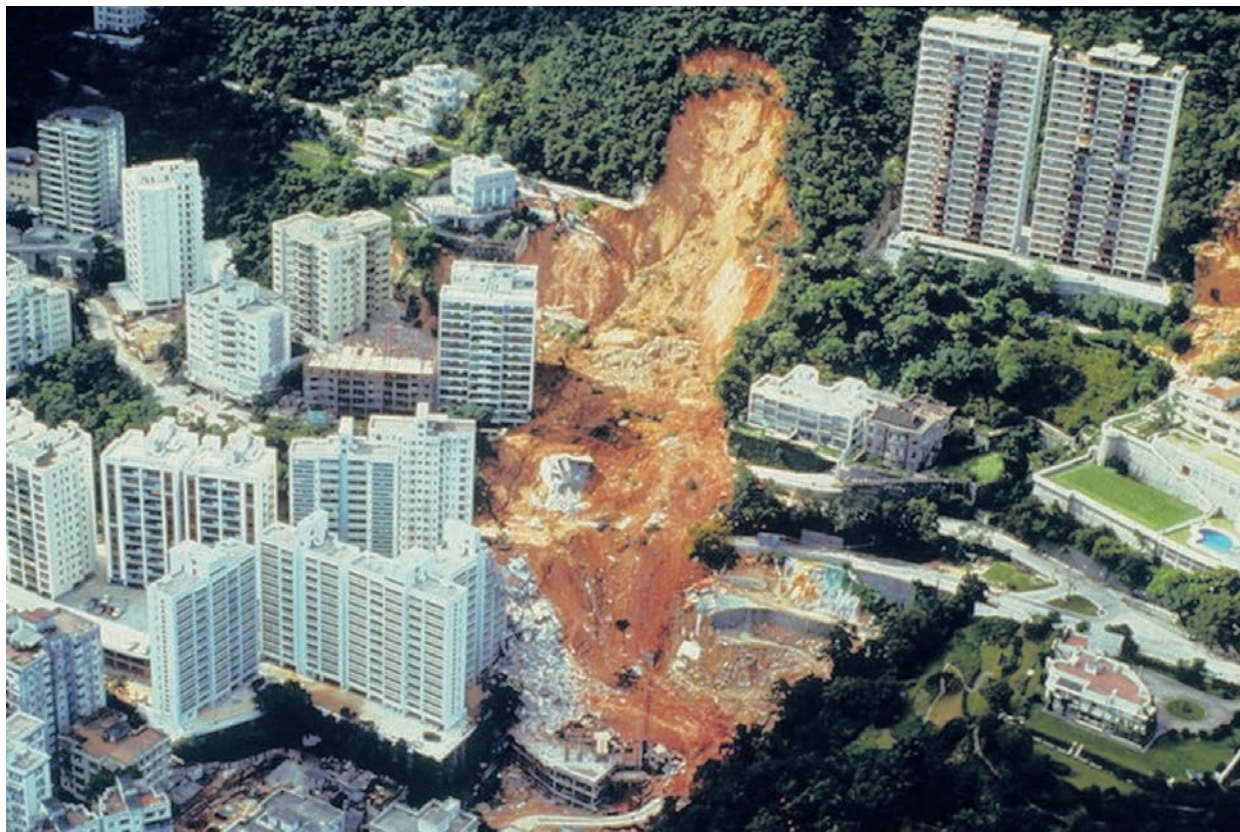


Figura 1.7. Esllavissada de Po Shan (1972).
Fotografia de la Geotechnical Control Office, Hong Kong Government. Extreta de Schuster *et al.* (2007).

1.2.3 Guatemala (1976), mRL=5

El 4 de febrer de 1976 un terratrèmol de magnitud 7.5 va sacsejar Guatemala, fet que va desencadenar un episodi de lliscaments i desprendiments generalitzats. Hi ha poca informació respecte a les esllavissades relacionades amb aquest episodi, però hi ha informació genèrica de desastres naturals a Guatemala on se cita els lliscaments de l'any 1976. Per exemple, al document "Identificación de amenazas, revisión histórica y análisis probabilista, CAPRA" o a l'article de Harp *et al.* (1981), s'estudien específicament les esllavissades produïdes pel terratrèmol de febrer de 1976.

Es van enregistrar més de 10 000 esllavissades en una extensió de territori de més de 16 000 km² (Figura 1.8). La major part de les esllavissades eren de dimensions mitjanes, inferiors a 15 000 m³, però es van produir 11 esllavissades amb un volum superior als 100 000 m³. Els danys materials van ser estimats en 2.15x10⁶ US \$, per les afectacions a vies de comunicació (trens i carreteres), zones residencials i van taponar diversos cursos fluvials que van causar inundacions importants.

L'esllavissada major enregistrada va assolir un volum superior a l'1x10⁵ m³, per tant es considera d'una magnitud 5 (mMax). Tenint en compte l'extensió del territori afectada (Ext=4), el resultat és una magnitud mRL 6 a l'episodi.

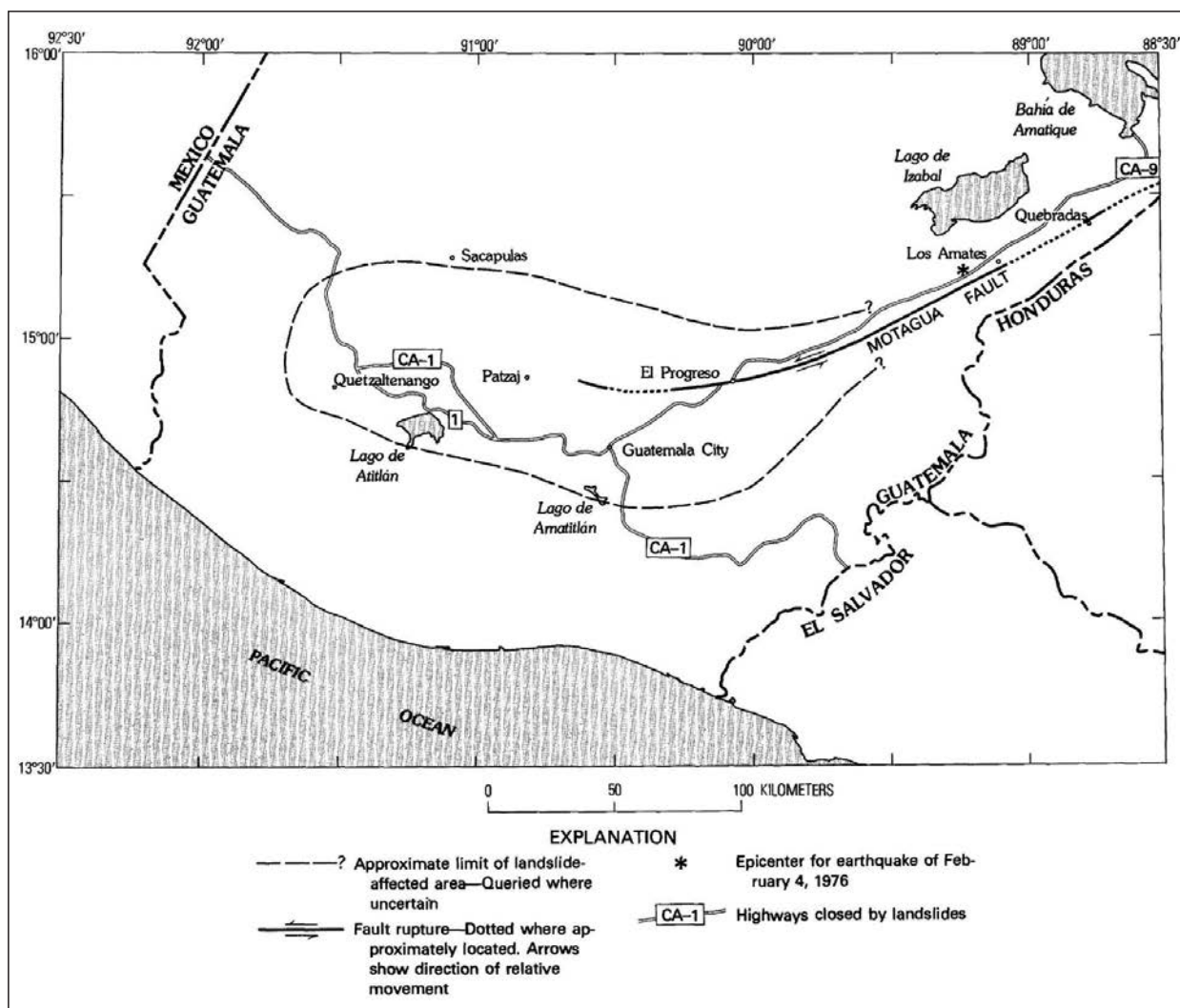


Figura 1.8. Epicentre, falla i límits aproximats de la zona afectada per esllavissades al terratrèmol de Guatemala, el 4 de febrer de 1976, i les carreteres tancades per esllavissades. Extreta de Harp *et al.* (1981).

1.2.4 Kenya (1997-1998), mRL=5

Entre maig de 1997 i febrer de 1998, un període de pluges extraordinàries, relacionades amb el fenomen meteorològic El Niño, va afectar Kenya. Durant aquest període, que va tenir una durada aproximada de 10 mesos, les pluges continuades van provocar la saturació del sòl, que en les zones de relleu i litologia susceptibles van generar un gran nombre d'esllavissades, sobretot al sector dels Llacs Muranga.

No es disposa d'informació detallada respecte el nombre de víctimes mortals i ferits, ni de les pèrdues econòmiques originades pels moviments de terres. No obstant, es coneix que les esllavissades van ocasionar destrosses en edificacions i zones residencials, en zones agrícoles, en vies de comunicació (trens i carreteres) i serveis. Un efecte associat a l'episodi va ser el fort augment de la càrrega sòlida als rius a causa de l'increment de l'erosió, fet que va contribuir a obstruir les turbines per a generació d'energia en els embassaments, que van haver de ser aturades. Segons Gichaba *et al.* (2013) aquest episodi tan llarg va afectar la part occidental del país i l'est del Llac Victoria (Figura 1.9) amb una extensió de 43 175 km².

La dimensió de l'esllavissada major considerada és de 5 (Mmax) i l'extensió de l'episodi (Ext=4) això fa que aquest ERE es consideri de magnitud mRL 5.

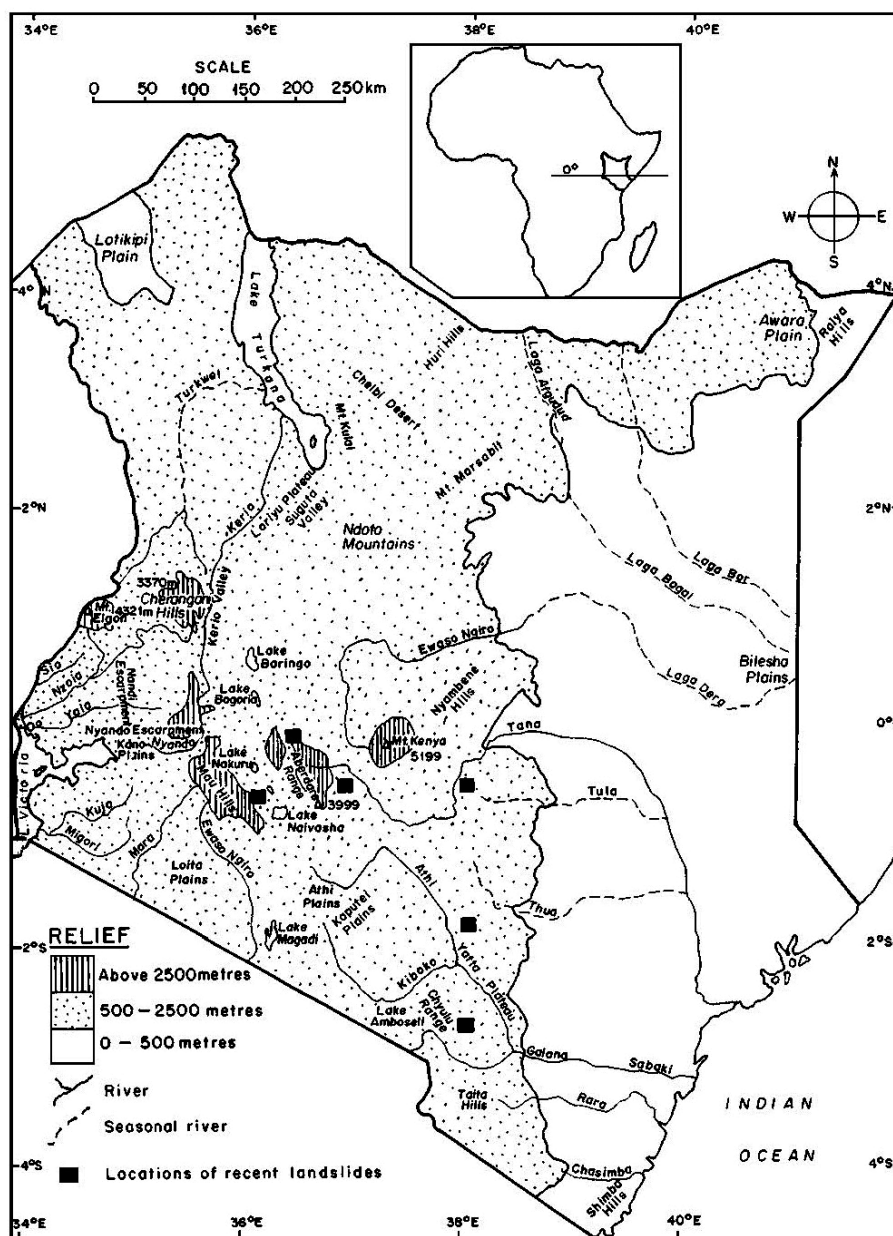


Figura 1.9. Mapa de la zona indicant la xarxa hídrica i la ubicació de les esllavissades. Extreta de Ngecu i Mathu (1999).

1.2.5 Hondures-Nicaragua (1998), mRL=6

Entre octubre de 1997 i febrer de 1998 va tenir lloc un període de pluges extraordinàries associades al fenomen meteorològic El Niño que va afectar Amèrica Central. Dins aquest fenomen destaca l'episodi de l'huracà Mitch que va afectar Hondures, Nicaragua, el Salvador, Guatemala, Belize i sud-est de Mèxic. Durant 5 dies consecutius el Mitch va generar vents superiors 250 km/h i pluges de més de 600 mm, fet que va provocar desbordaments de rius i l'activació d'un gran nombre d'esllavissades.

L'huracà Mitch es considera un dels pitjors desastres naturals que ha assolat Amèrica Central, provocant més de 17 000 víctimes mortals, 12 000 ferits i unes pèrdues econòmiques estimades de 10×10^9 US\$. Per bé que hi ha una extensa bibliografia referent al fenomen meteorològic, hi ha pocs documents concrets pel que fa a les esllavissades. Harp *et al.* (2002) van cartografiar les zones amb una major concentració de moviments del terreny i van descriure en detall dos esllavissades de grans proporcions que van provocar la destrucció de múltiples habitatges, vies de comunicació i serveis bàsics. El primer, a El Berrinche (Tegucigalpa) va mobilitzar un volum de terres superior a 6×10^6 m³ i va provocar la represa del riu Choluteca (Figura 1.10). El segon, a la Colònia del Reparto, va mobilitzar un volum de terres de 4×10^5 m³. Malgrat tot, no s'ha trobat documentació referent al nombre de víctimes mortals, ni ferits, ni la valoració econòmica dels danys produïts específicament per les esllavissades.

L'esllavissada major documentada és el lliscament de El Berrinche amb una magnitud $M_{max} > 5$, que considerant l'extensió de l'episodi de 15 430 km² (Ext=4), fa que se li assigni una magnitud mRL 6.



Figura 1.10. Vista aèria de l'esllavissada de El Berrinche. Un flux de terra va barrar el riu Choluteca a Tegucigalpa. La fletxa indica la direcció del moviment de la llengua de fang. La "T" mostra el peu de l'esllavissada que va barrar el riu, la "L" indica l'embassament provocat, "DT" indica una zona d'alta deformació on es trobava ubicada la Colònia del Reparto i "SB" indica la cicatriu superior de l'esllavissada. Extreta de Harp *et al.* (2002).

1.2.6 El Salvador (13 gener de 2001), mRL=5

El 13 de gener de 2001 un terratrèmol de magnitud 7,7 va afectar El Salvador, Guatemala i Nicaragua i va desencadenar més de 500 esllavissades en una extensió de territori superior a 25 000 km² (Figura 1.11). Algunes de les esllavissades van afectar zones residencials i vies de comunicació causant més de 585 morts. L'esllavissada que va causar més danys va tenir lloc a la ciutat de Santa Tecla, coneguda com l'esllavissada de Las Colinas (Figura 1.12), que va arrasar part d'una barriada i va provocar centenars de morts. Malgrat tot, l'esllavissada major es va produir a l'autopista de San Vicente i va mobilitzar un volum de terres superior a 7×10^5 m³. L'esllavissada major documentada es considera de magnitud $M_{max}=5$, que considerant l'extensió de l'episodi ($Ext=4$), fa que se li assigni una magnitud mRL 5.

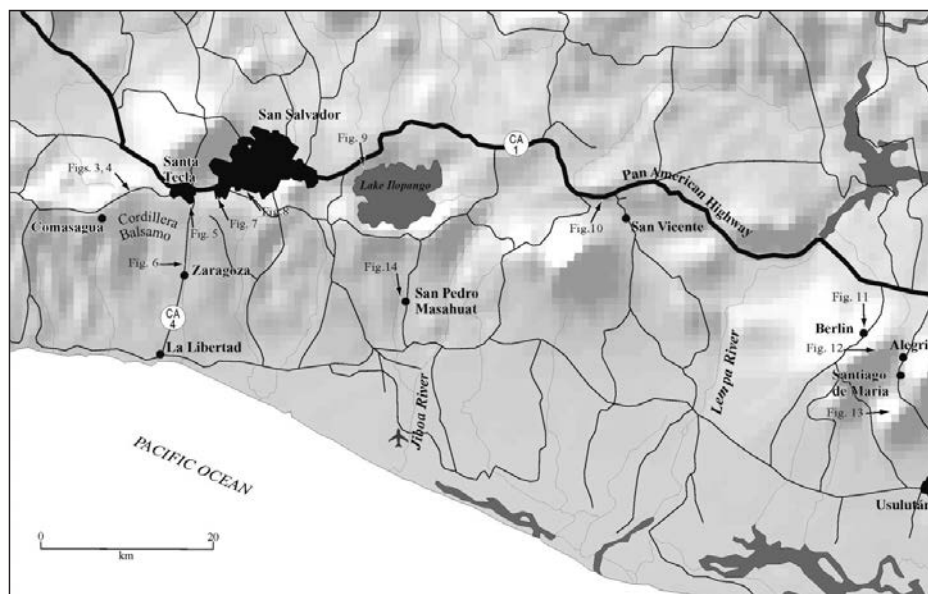


Figura 1.11. Mapa que mostra la zona de major concentració d'esllavissades del terratrèmol de 13 de gener. Les línies negres són carreteres; les línies grises són rius i rieres. Extreta de Jibson *et al.* (2004).



Figura 1.12. Imatge de l'esllavissada de Las Colinas, a Santa Tecla. Extreta de l'USGS (2001).

1.2.7 El Salvador (13 febrer de 2001), mRL=5

El 13 de febrer de 2001 un terratrèmol de magnitud 6.6 va afectar novament El Salvador, Guatemala i Nicaragua. Aquest terratrèmol va reactivar milers d'esllavissades en un territori de 2 500 km² (Figura 1.13).

Els danys produïts pel terratrèmol inclouen 315 víctimes mortals, 3 299 ferits i unes pèrdues econòmiques d'1,6x10⁹ US \$. No s'ha trobat informació específica sobre els danys produïts pels moviments del terreny. No obstant, es coneix que les esllavissades van ocasionar importants destrosses en zones residencials, zones de conreu, vies de comunicació i serveis. Cal destacar una esllavissada de grans dimensions al costat del riu Jiboa, que s'estima que va mobilitzar més de 15x10⁶ m³ de sediments i que va taponar el curs fluvial formant una presa de 600 m de longitud (Bommer *et al.*, 2002). Aquesta esllavissada és la major documentada i se li assigna una magnitud M_{max}>5, que considerant l'extensió del l'episodi (Ext=3), fa que se li assigni una magnitud mRL 5.

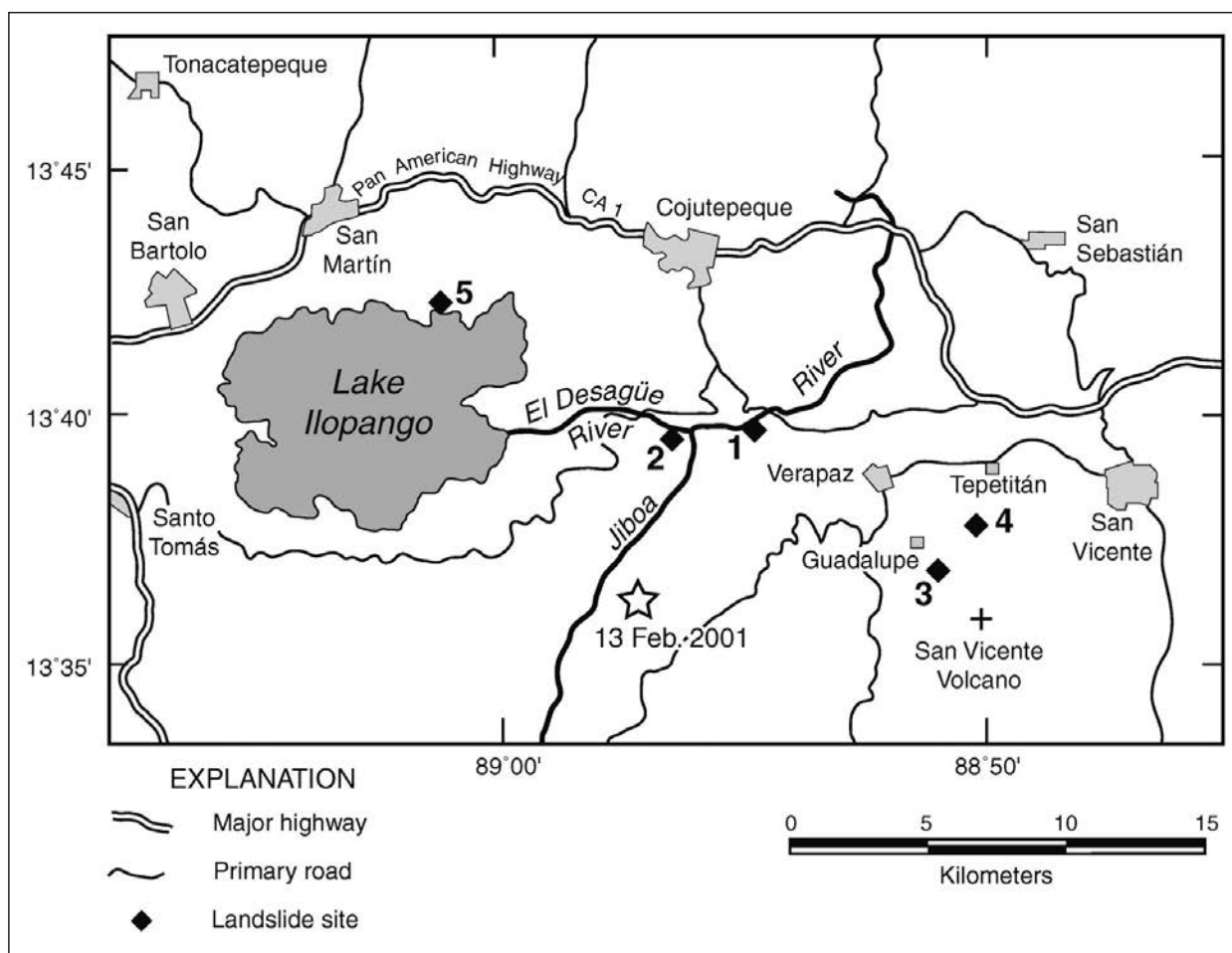


Figura 1.13. Mapa que mostra la zona de major concentració d'esllavissades provocades pel terratrèmol de 13 de febrer de 2001. Extreta de Jibson *et al.* (2004).

1.2.8 Nova Zelanda (2004), mRL=4

Durant els dies 15 i 17 de febrer de 2004 un episodi de pluges, que va superar els 180 mm en 72 hores, va afectar la regió de Wanganui-Manawatu a l'illa nord de Nova Zelanda. Aquestes pluges van activar un episodi de més de 80 000 esllavissades en una extensió de més de 18 800 km² (Hancox i Wright, 2005) (Figura 1.14). Les esllavissades van afectar nombroses carreteres i vies de comunicació, que van romandre tallades durant diversos dies. L'afectació va ser, en general, al medi natural i zones agrícoles i no s'ha trobat la valoració econòmica global dels danys. Tot i que l'episodi no va provocar cap mort ni ferit, més de 400 persones van ser evacuades de la regió. L'esllavissada major reportada té unes dimensions superiors als 1 000 m³, i se li assigna una magnitud de Mmax=3, que considerant l'extensió de l'episodi (Ext=4), fa que se li assigni una magnitud mRL 4.

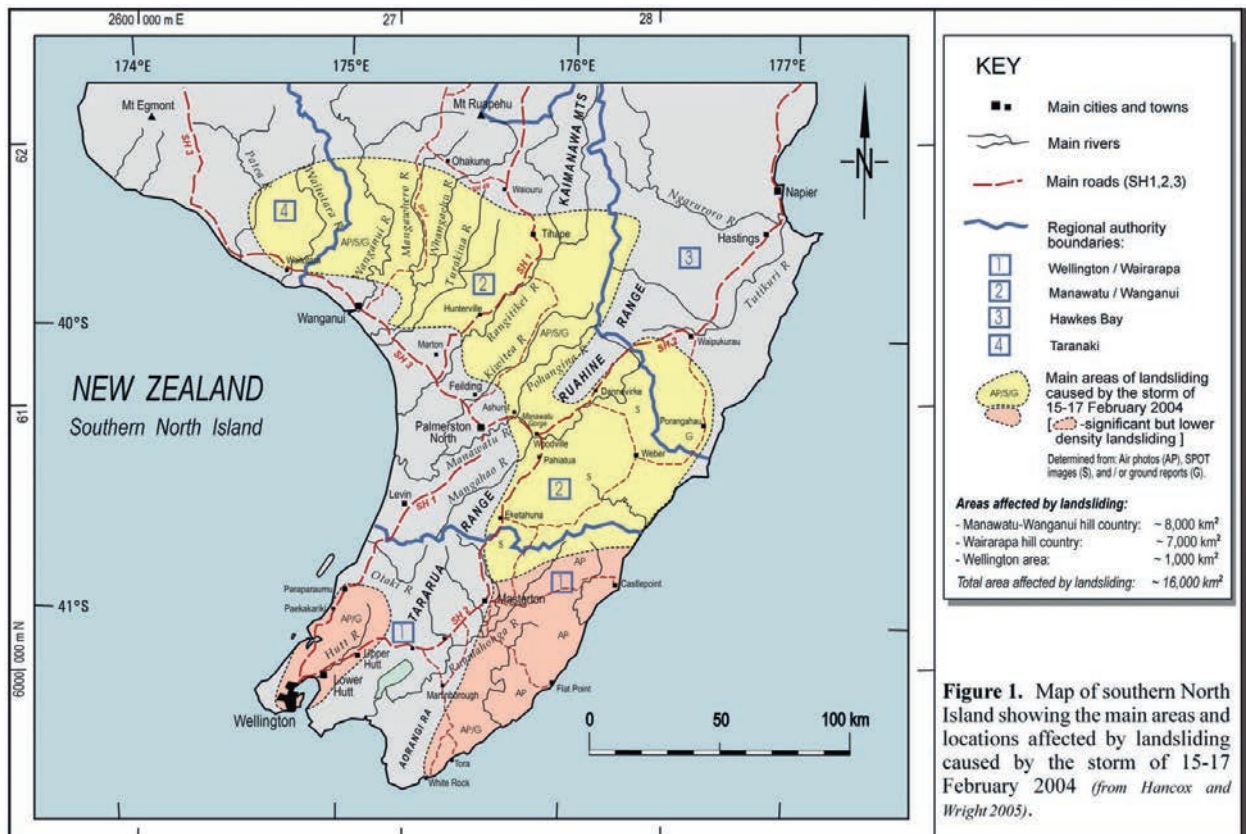
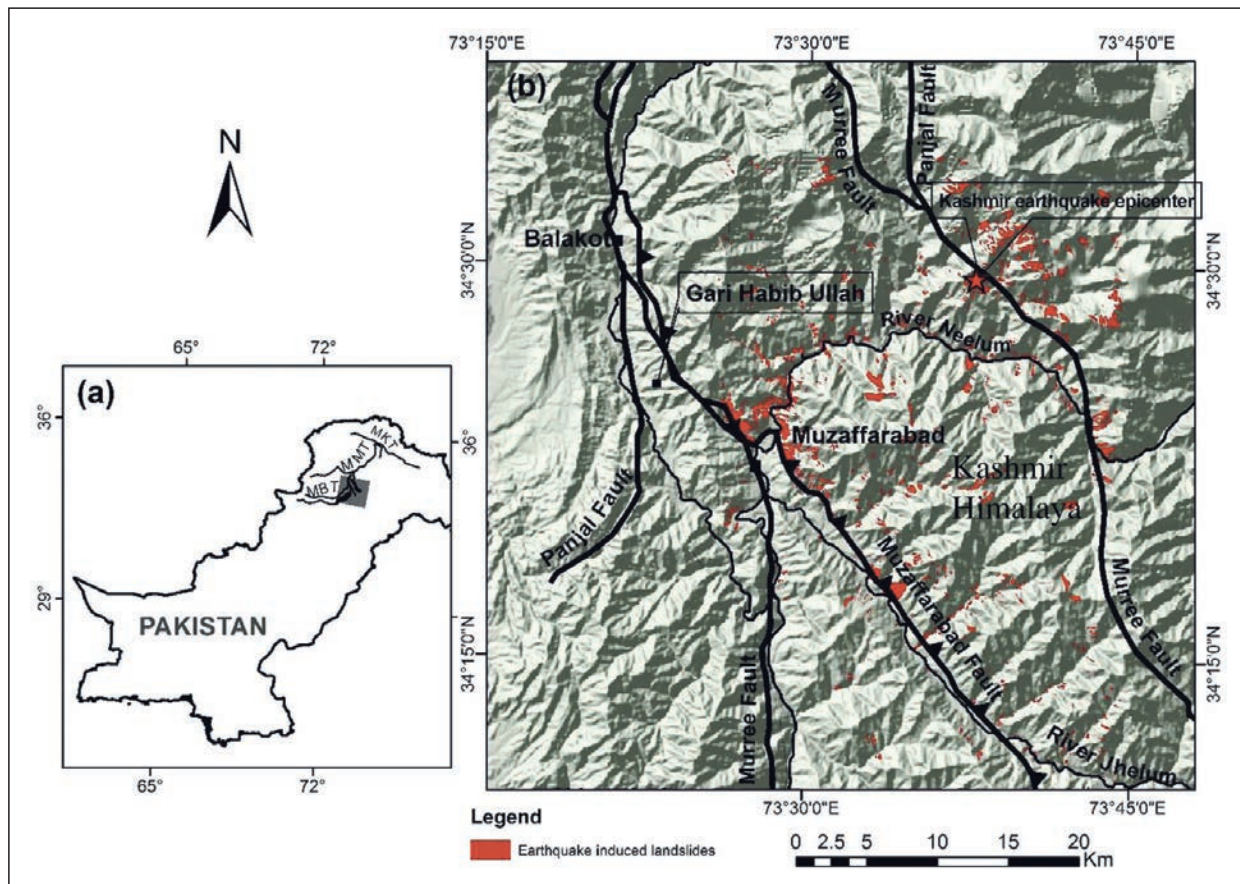


Figura 1.14. Mapa amb les principals zones d'esllavissades causades per les tempestes de febrer de 2004. Extreta de Hancox i Wright (2005).

1.2.9 Caixmir (2005), mRL=6

El 8 d'octubre de 2005 un terratrèmol de magnitud 7.6, amb epicentre al nord del Pakistan, va sacsejar el Caixmir. El sisme també va afectar l'Índia, Pakistan i Afganistan, i va provocar més de 90 000 morts i 106 000 ferits. Aquest sisme va generar més de 50 000 esllavissades distribuïdes en una extensió de 103 000 km² (Zeeshan *et al.*, 2019) (Figura 1.15).



Les imatges de satèl·lit, d'abans i de després del terratrèmol, van permetre generar inventaris d'esllavissades precisos i determinar els factors de susceptibilitat del terreny (Shafique *et al.*, 2016). Les esllavissades van causar més de 25 000 morts i van deixar centenars de ferits. També van ser destruïts edificis, es va interrompre la circulació en algunes de les vies de comunicació més importants i va afectar els serveis bàsics.

La major part dels lliscaments cartografiats tenen una superfície cartogràfica inferior als 1 000 m². No obstant al districte de Hattian Bala es va produir un lliscament de mides extraordinàries que va mobilitzar més de $6,8 \times 10^7 \text{ m}^3$, amb una cicatriu de més d'1 km de llarg (Figura 1.16) (Harp *et al.*, 2006). Aquesta esllavissada va sepultar diversos assentaments, i va causar almenys 1 000 víctimes mortals. Les terres mobilitzades van provocar una represa d'un afluent del riu Jhelum amb una alçada superior als 130 m, amb el consegüent risc d'inundacions. A l'esllavissada major reportada se li assigna una magnitud de $M_{\text{max}} > 5$, que considerant l'extensió de l'episodi ($\text{Ext} = 5$), fa que se li assigni una magnitud mRL 6.

1. Els Episodis Regionals d'Esllavissades: definició i conseqüències. Recull d'episodis mundials

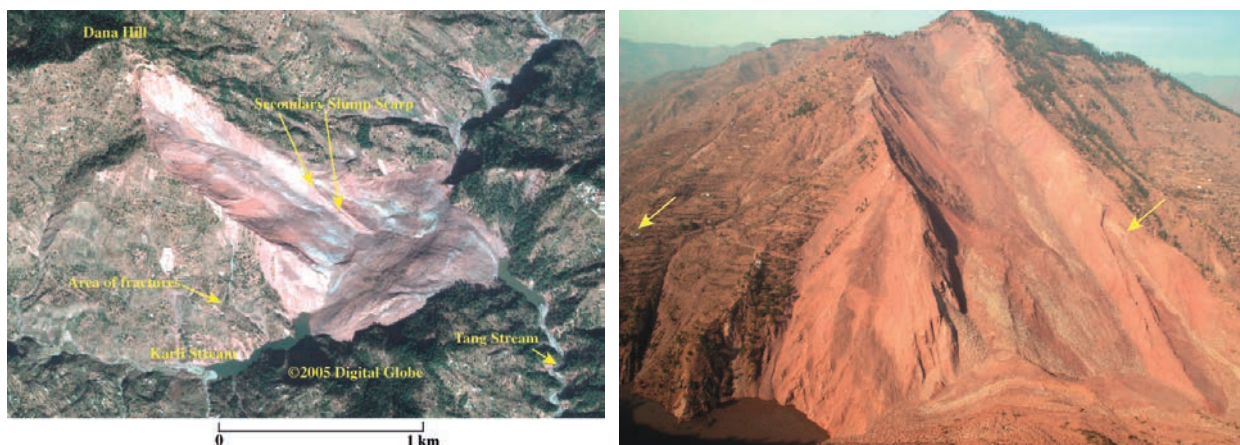


Figura 1.16. Esllavissada de Dana Hill. Extreta de Harp *et al.* (2006).

1.2.10 Suïssa (2005), mRL=4

Durant els dies 20 i 22 d'agost de 2005 un episodi de fortes pluges va afectar el centre d'Europa i especialment a Suïssa. Les pluges caigudes en 48 h, que van equivaldre a les d'un període de retorn superior als 100 anys, van originar centenars d'esllavissades. Segons Nicolet *et al.* (2013) es van enregistrar 5 756 esllavissades que van afectar gran part del territori suís, amb una extensió total superior als 12 000 km² (Figura 1.17). Aquest episodi de pluges va causar 6 víctimes mortals i va malmetre edificacions, vies de comunicació i serveis. Les pèrdues econòmiques, ocasionades per les pluges, van estimar-se en 3x10⁹ CHF. Els danys específics per les esllavissades van suposar unes pèrdues valorades en 92x10⁶ CHF. No obstant, no s'ha trobat informació específica de l'esllavissada major, però tenint en compte el nivell de danys produïts és probable que tingués una magnitud M_{max}=4, que considerant l'extensió (Ext=4), fa que se li assigni una magnitud mRL 4 a l'episodi.

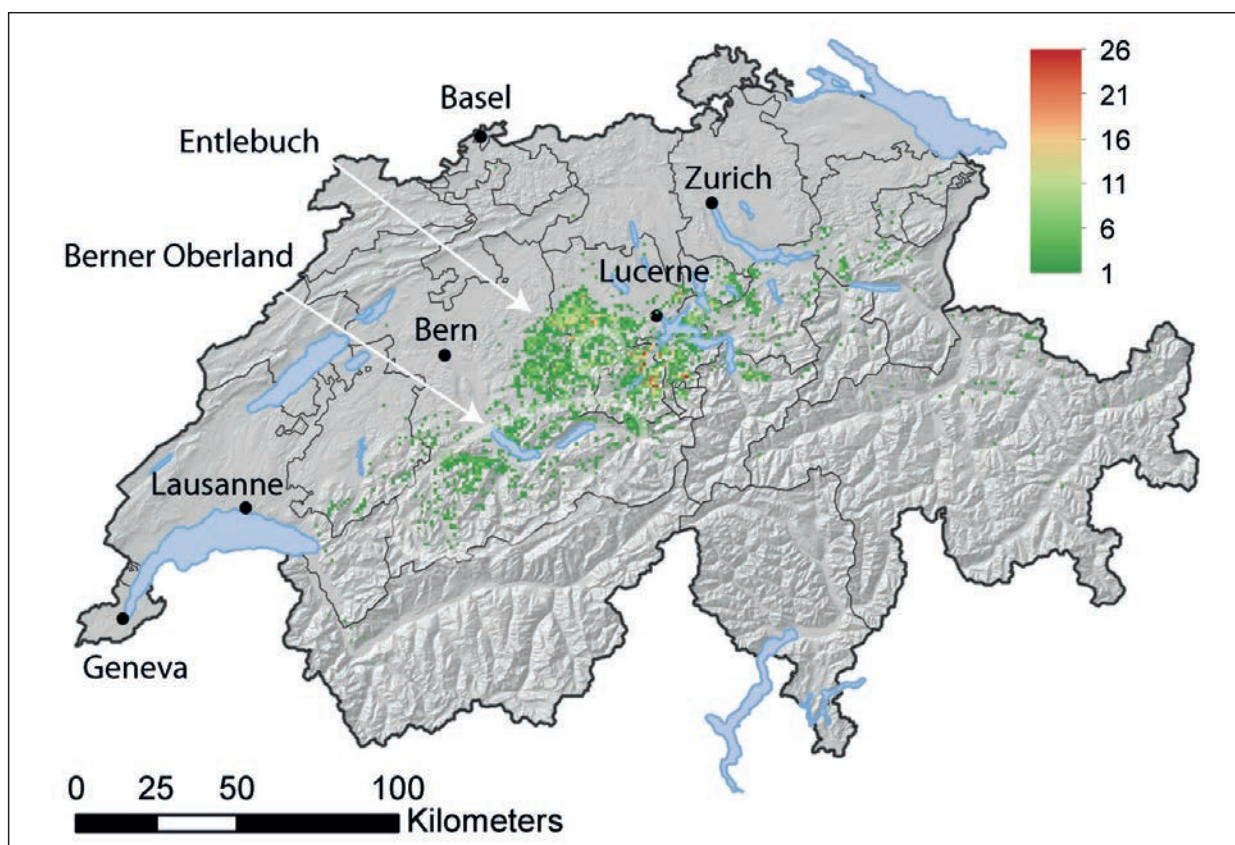


Figura 1.17. Nombre d'esllavissades per km². Extreta de Nicolet *et al.* (2013).

1.2.11 Wenchuan (2008), mRL=6

El 12 de maig de 2008 un terratrèmol de magnitud 8.0 va afectar la regió de Wenchuan al centre de la Xina provocant més de 87 000 víctimes i 374 000 ferits i va genera danys valorats en 137×10^9 US \$.

Les esllavissades van malmetre i destruir edificacions, inhabilitar vies de comunicació i sobretot van provocar el taponament de rius, originant repeses de grans dimensions que provocaren inundacions aigües amunt. Es calcula que els moviments de massa i fenòmens relacionats van causar aproximadament 20 000 víctimes mortals. Malgrat tot, no es disposa de documentació referent a persones ferides ni de la valoració econòmica específica dels danys que es van produir en l'episodi d'esllavissades.

Aquest terratrèmol va induir un nombre molt important de moviments del terreny, es van enregistrar 52 194 esllavissades que van afectar una extensió de més de 410 000 km² (Figura 1.18a). De tots els episodis estudiats, aquest presenta una afectació territorial major. Les esllavissades van incloure corrents d'arrossegalls com a fenomen més freqüent però també caigudes de roques i lliscaments. L'esllavissada major enregistrada va succeir a Tangjiashan, concretament al riu Jian, al comtat de Beichuan. Segons Xu *et al.* (2009) i Liu (2008) aquest moviment va barrar el riu, creant una presa d'entre 82 i 124 m d'alçada i es va calcular que el volum mobilitzat va ser superior a 24×10^6 m³ (Figura 1.18b).

Aquesta esllavissada és la major documentada i se li assigna una magnitud $M_{max} > 5$, que considerant l'extensió de l'episodi (Ext=5), fa que s'estimi una magnitud mRL 6.

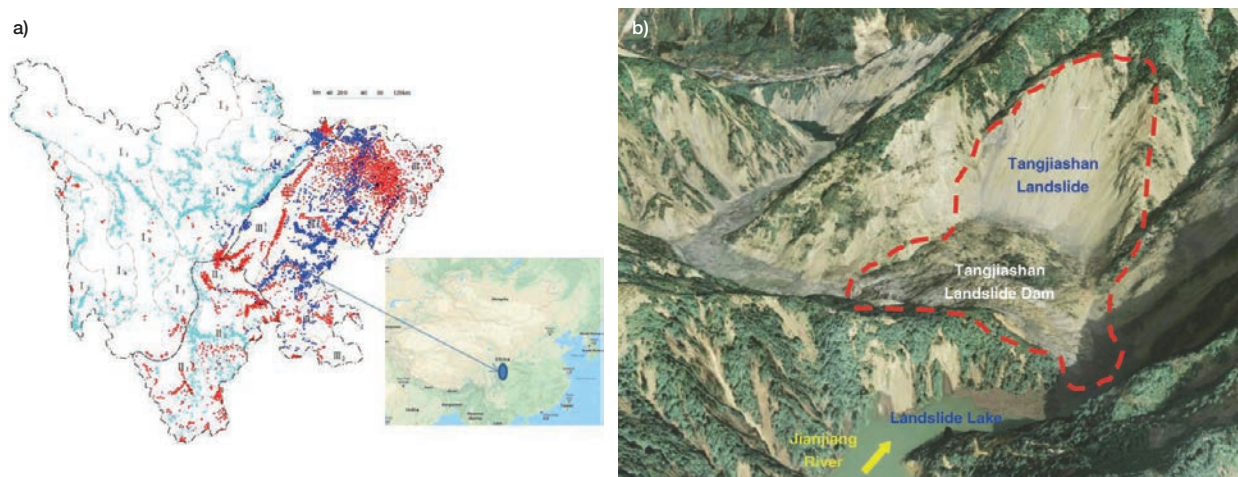


Figura 1.18. a) Moviments del terreny provocats pel terratrèmol de 2008 de Wenchuan a la província de Sichuan, la Xina (les esllavissades es mostren en vermell; els dipòsits de col·lapse, en blau; els *debris flow*, en blau clar). Extreta de Gan i Zhang (2019). b) Model en 3D de l'esllavissada de Tangjiashan. Extreta de Liu (2008).

1.2.12 Madeira (2010), mRL=3

El 20 de febrer de 2010 un fort episodi de pluges, causat per un front fred molt actiu, va afectar l'illa de Madeira. En poques hores la precipitació acumulada va superar els 300 mm fet que va provocar la formació de *flash floods* i va activar esllavissades als turons circumdants de Funchal, ocasionant 46 morts i més de 100 persones ferides. Aquest esdeveniment està molt ben documentat; Lira *et al.* (2011) van reportar 8 463 moviments de terres entre l'àrea de Funchal i la Ribeira Brava. La major part de les esllavissades reportades eren de dimensions petites mentre que l'extensió de la zona afectada va ser aproximadament de 750 km² (Figura 1.19).

1. Els Episodis Regionals d'Esllavissades: definició i conseqüències. Recull d'episodis mundials

Les esllavissades van afectar nombroses carreteres i vies de comunicació, diverses edificacions van ser destruïdes i d'altres greument danyades i van causar la interrupció de serveis bàsics (Figura 1.20). No s'ha documentat, en la bibliografia consultada, una esllavissada major, però observant les imatges, el treball de Lourenço i Rodrigues (2015), i els danys originats per aquestes, a la major es podria assignar una magnitud de M_{max} 4. Conseqüentment, considerant aquesta M_{max} com la magnitud de l'esllavissada major i l'extensió de l'episodi ($Ext=2$) se li assigna una magnitud m_{RL} 3 a l'episodi.

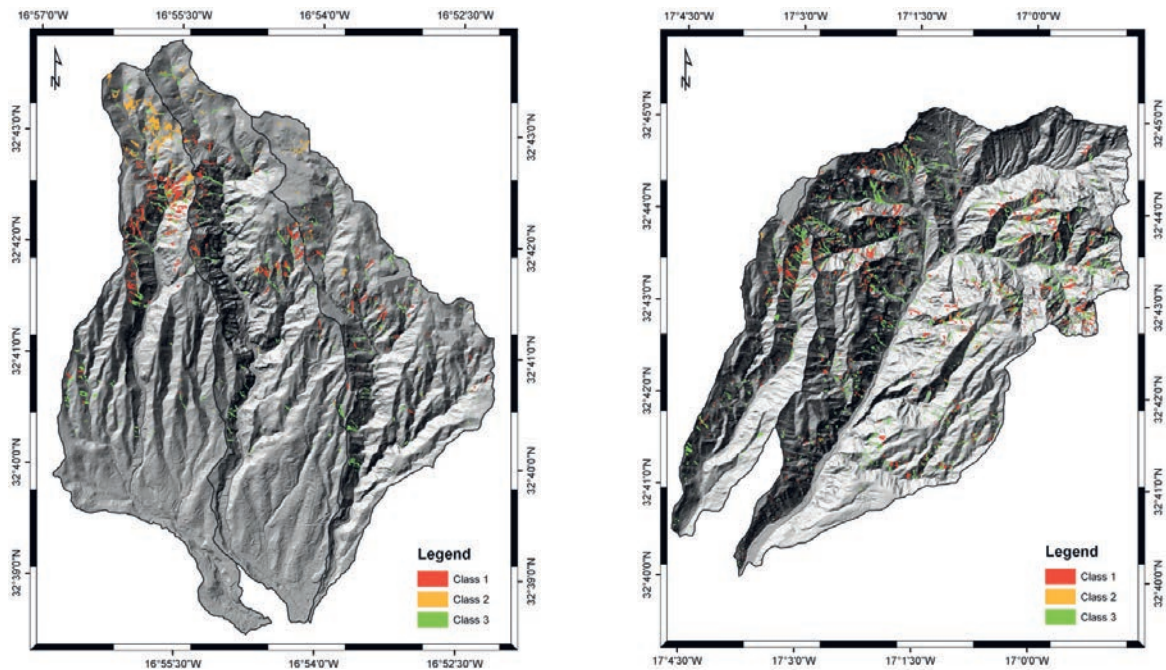


Figura 1.19. Inventari d'esllavissades a l'àrea de Funchal i la Ribeira Brava. Extreta de Lira *et al.* (2011).



Figura 1.20. Afectació a edificacions per les esllavissades. Extreta de ©Nelson d'Aires/2010.

1.2.13 Nepal (2015), mRL=6

El 25 d'abril de 2015 va tenir lloc al Nepal un terratrèmol de magnitud 7.8 amb epicentre situat a l'est de Gorkha i una rèplica posterior de magnitud 7.3. Segons Tian *et al.* (2020) el terratrèmol i la rèplica posterior van induir un episodi de 47 200 lliscaments en una extensió de territori de 30 750 km² (Figura 1.21).

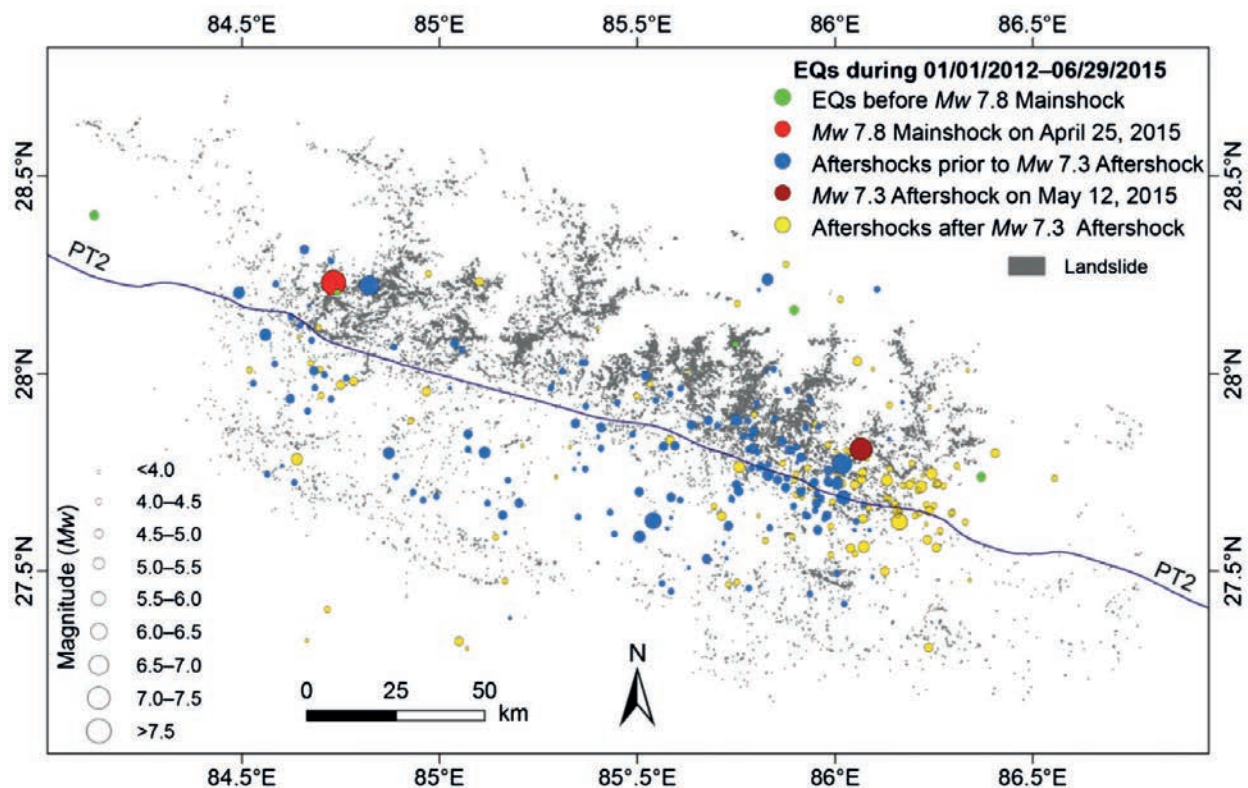


Figura 1.21. Lliscaments produïts per terratrèmols i localització dels terratrèmols. Extreta de Tian *et al.* (2020).

Pel que fa als danys produïts per esllavissades destaca la destrucció d'habitatges, vies de comunicació (principalment carreteres), serveis i l'afecció a cursos fluvials. D'acord amb aquests autors la majoria de les esllavissades superaven una superfície cartografiada de 500 m² i una longitud de 20 m, no obstant, l'esllavissada major reportada és la que va tenir lloc a la Vall de Langtang, on tot un vessant es va precipitar cap a la vall, arrossegant roques de grans dimensions. S'estima que més de 40x10⁶ t de material es van precipitar, taponant el riu, afectant un petit poble on hi van perdre la vida 243 persones (Figura 1.22).

Aquesta esllavissada és la major documentada i se li estima una magnitud Mmax>5, que considerant l'extensió de l'episodi (Ext=4), fa que se li assigni una magnitud mRL 6.

1. Els Episodis Regionals d'Esllavissades: definició i conseqüències. Recull d'episodis mundials



Figura 1.22. Vall de Langtang, abans i després de l'episodi de Nepal de 2015.
Extreta de *Langtang village, before and after the avalanche* (David Breashears/Glacierworks), Turbines *et al.* (2018).

1.2.14 Nova Zelanda (2015), mRL=3

Entre el 19 i el 20 de juny de 2015 un episodi molt important de pluges va afectar la regió de Taranaky-Manawatu-Manganui, a la illa del Nord de Nova Zelanda. Aquest temporal va generar un nombre important de moviments de vessant, en general de petites dimensions, inferiors als 1 000 m³, que van afectar una extensió de més de 10 800 km² (Figura 1.23). Els danys causats per les esllavissades van provocar la destrucció parcial de vies de comunicació, serveis bàsics i el taponament de cursos fluvials de poca importància. Les pèrdues econòmiques estimades de l'episodi de pluges van ascendir a 257x10⁶ US\$.

L'episodi d'esllavissades no va causar víctimes mortals ni ferits, i es desconeix la valoració de les pèrdues econòmiques ocasionades específicament per les esllavissades. L'esllavissada major enregistrada tenia unes dimensions superiors als 1 000 m³.

Aquesta esllavissada és la major documentada i se li assigna una magnitud Mmax=3, que considerant l'extensió de l'episodi (Ext=4), fa que se li assigni una magnitud mRL 3.

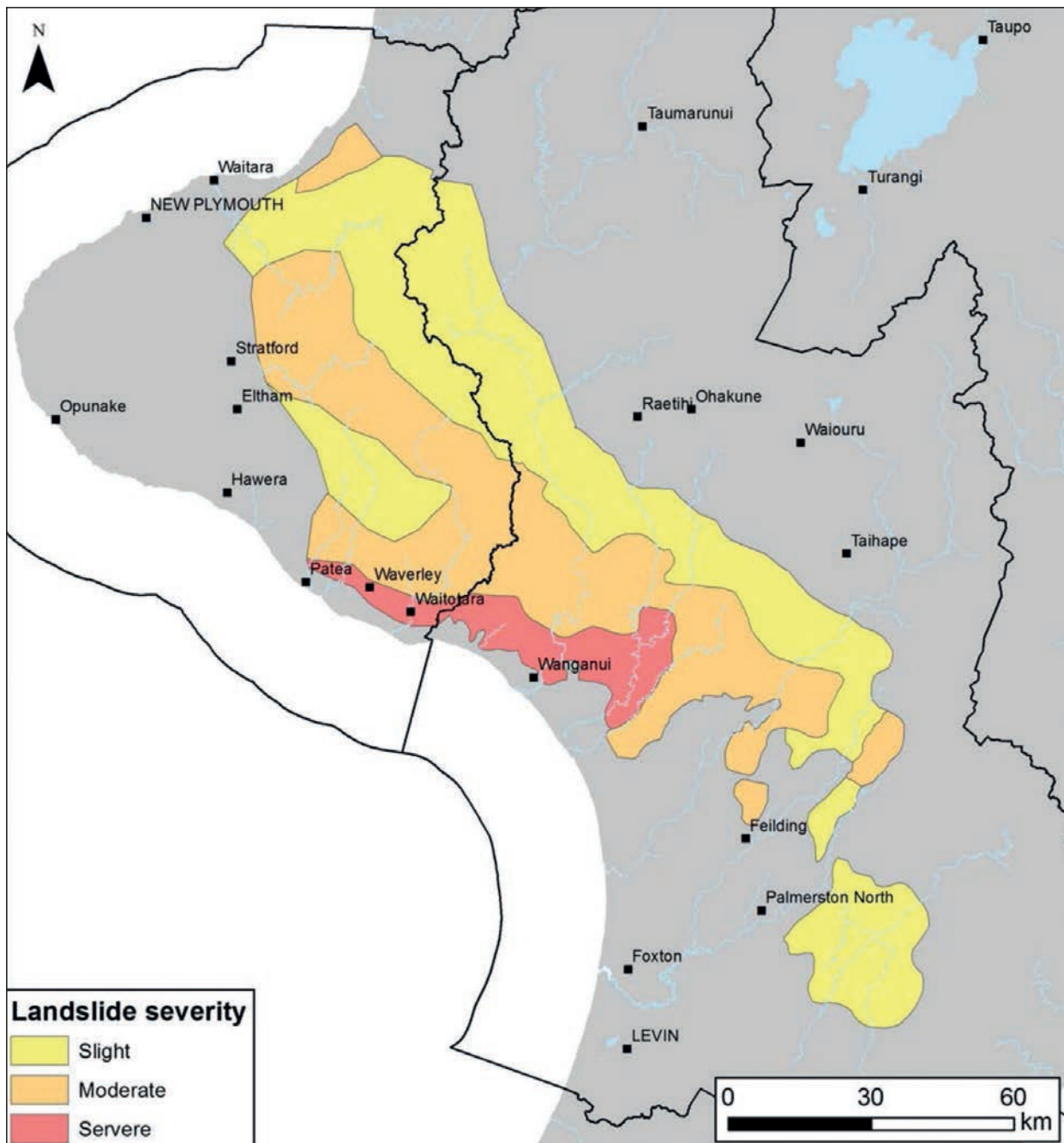


Figura 1.23. Mapa que indica la distribució d'esllavissades el juny de 2015. Extreta de Page *et al.* (2015).

1.2.15 Nova Zelanda (2016), mRL=6

El terratrèmol de Kaikoura (Nova Zelanda) de 14 de novembre de 2016 de magnitud 7.8 va portar associat la generació de nombroses esllavissades. L'inventari d'esllavissades, realitzat amb fotointerpretació i treballs de camp per Masey *et al.* (2018), va permetre identificar més de 29 500 lliscaments en una extensió de territori propera als 20 000 km². La major part de les esllavissades es va concentrar al nord de Canterbury i Marlborough amb una distribució en forma allargada que seguia l'alineació de les falles (Figura 1.24).

Les esllavissades van causar danys importants en les principals vies de comunicació, com ara carreteres i transport ferroviari, i va produir el taponament de diversos cursos fluvials. També van provocar la destrucció parcial d'altres vies de comunicació, serveis bàsics i la represa de cursos fluvials de poca importància. Pel que fa a les víctimes mortals, se'n van reportar 57 atribuïdes a les esllavissades.

1. Els Episodis Regionals d'Esllavissades: definició i conseqüències. Recull d'episodis mundials

Les esllavissades en general van tenir dimensions inferiors als $1\,000\text{ m}^3$, però es va enregistrar un gran moviment de $20 \times 10^6\text{ m}^3$. Aquesta esllavissada és la major documentada i se li estima una magnitud $M_{\text{max}} > 5$ que, considerant l'extensió de l'episodi ($\text{Ext}=4$), fa que se li assigni una magnitud $m_{\text{RL}} 6$.

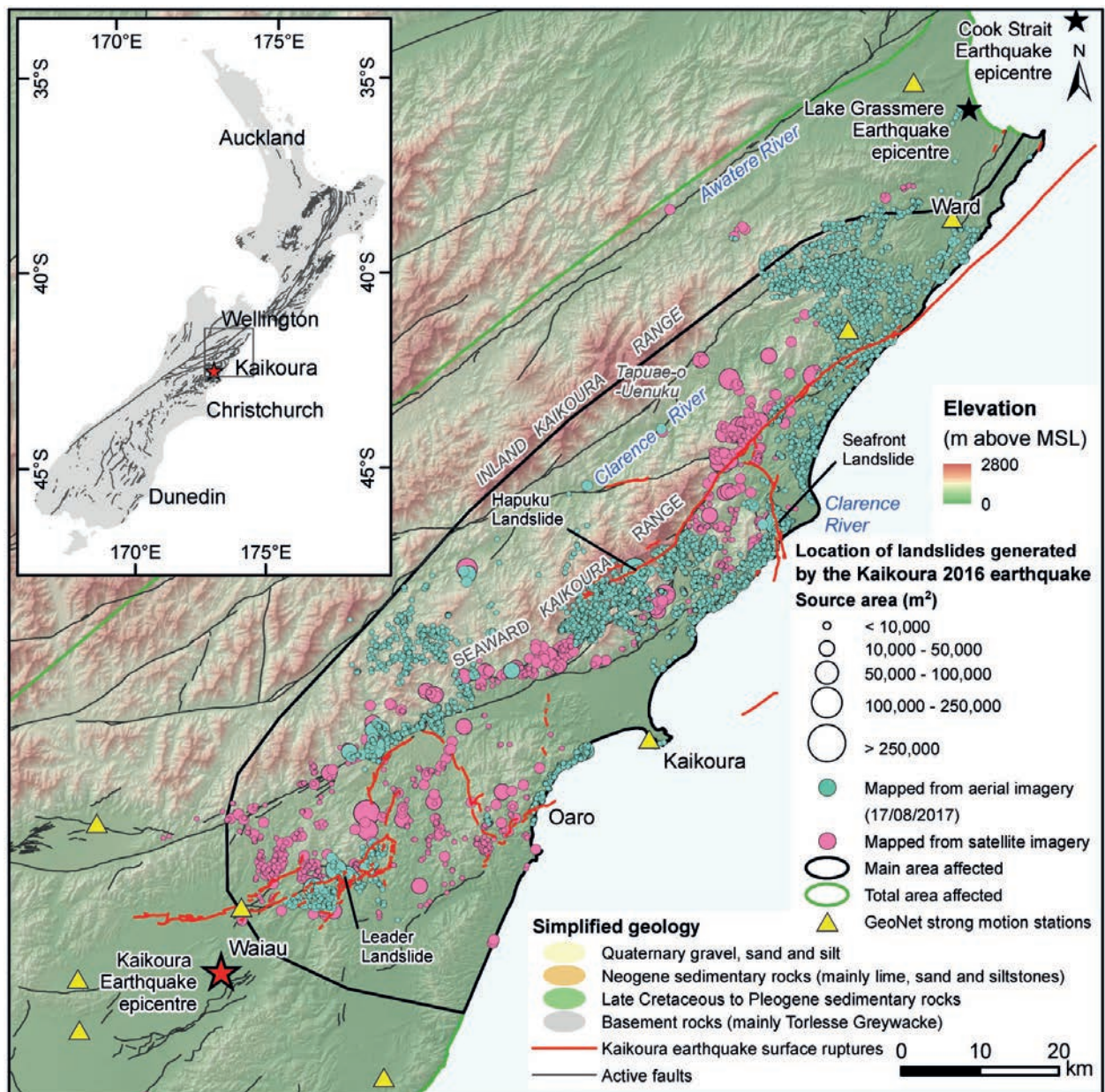


Figura 1.24. Mapa de distribució d'esllavissades produïdes pel terratrèmol de 2016. Extreta de Masey *et al.* (2018).

1.2.16 Hokkaido (2018), mRL=3

El 6 de setembre de 2018 un terratrèmol de magnitud 7.6 va sacsejar l'àrea de Hokkaido Iburi-Tobu. Els danys causats pel terratrèmol ascendeixen a 2×10^9 US \$, i van ocasionar 44 víctimes mortals i centenars de ferits.

Segons Wang *et al.* (2019) es varen comptabilitzar fins a 7 837 esllavissades afavorides per factors topogràfics, litològics i sismològics. Aquests moviments es van estendre per un sector de 278 km² (Figura 1.25). La major part de les esllavissades van ser superficials mobilitzant els materials piroclàstics del volcà Tarumai (Yamagishi *et al.* 2018).

Pel que fa als danys causats directament pels lliscaments se'ls atribueixen centenars de cases destruïdes, afectacions a vies de comunicació principals i 36 víctimes mortals. Es desconeix la magnitud de l'esllavissada major en aquest episodi, però en base a la informació disponible i a les fotografies catastròfiques dels lliscaments, es pot considerar una magnitud de M4. Considerant l'extensió de l'episodi (Ext=2), fa que se li assigni una magnitud mRL 3 a l'episodi.

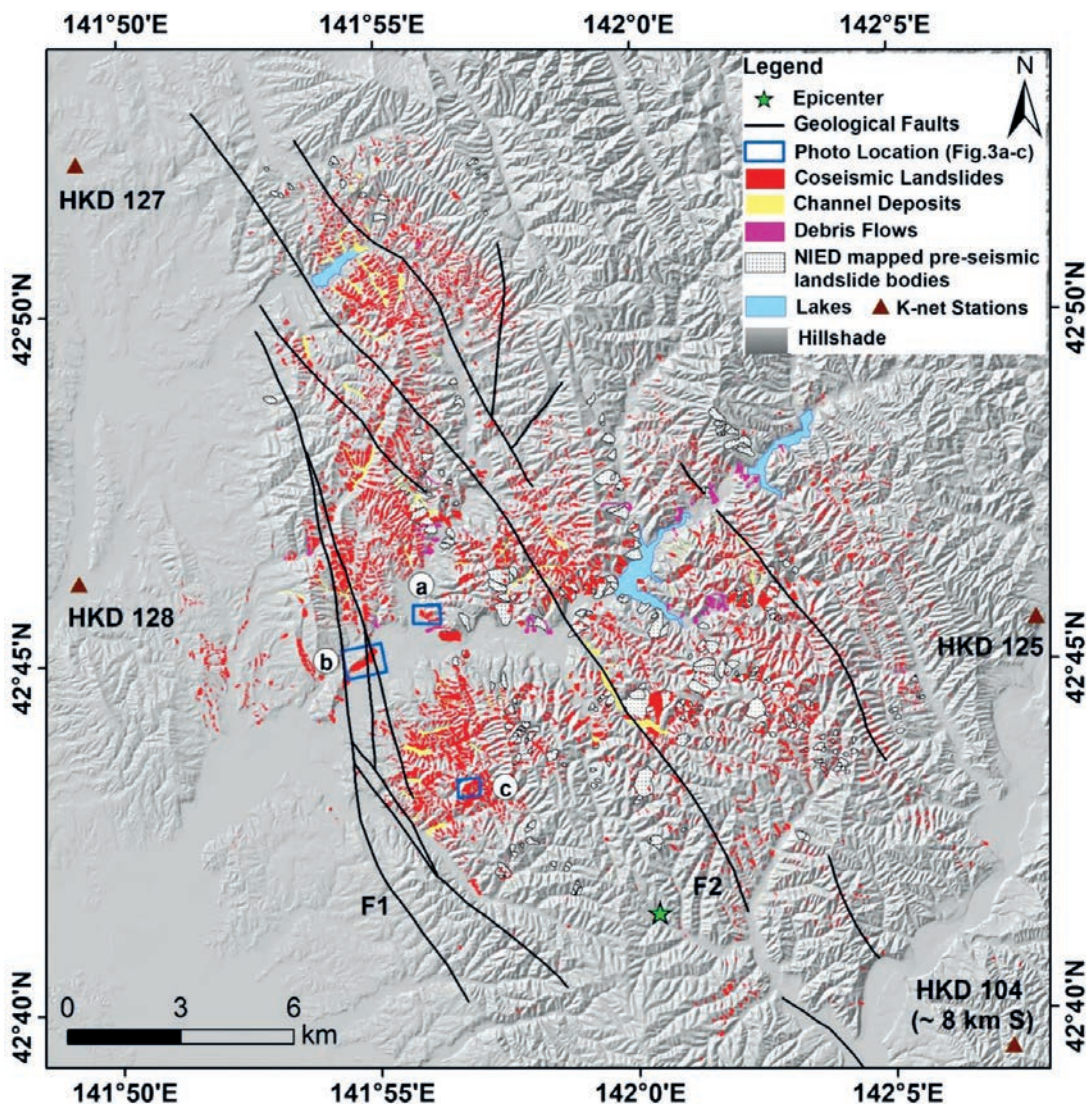


Figura 1.25. Esllavissades cartografiades a la zona i falles geològiques importants. Extreta de Wang *et al.* (2019).

1.2.17 Burundi (2019), mRL=3

Durant la nit del 4 al 5 de desembre de 2019 un episodi de pluges va afectar la província de Cibitoke, al nord de Burundi. D'aquest episodi, tot i tractar-se d'un esdeveniment molt recent, i de conèixer-se la seva ubicació i dimensions, es disposa de poca documentació relacionada. Els moviments de terres van provocar la devastació de zones de conreus als vessants muntanyosos, danys a nombroses construccions i el tall de vies de comunicació importants. L'ERE va causar la mort de 26 persones, la desaparició de 10 i ferides en 10 més. No es té constància de la valoració econòmica dels danys, ni en el cas de les pluges ni en el cas específic dels moviments de terres.

L'àrea afectada ha estat calculada pel Hazmapper (Scheip i Wegmann, 2021) i per la comparació de les imatges de satèl·lit de la zona d'abans i de després de l'episodi, on en la majoria dels casos es podia visualitzar les zones afectades per les esllavissades, podent observar els canvis de color per pèrdua de vegetació (Figura 1.26). En total l'àrea afectada ascendeix a uns 25 km².

Es desconeix les dimensions del moviment de terres major en aquest episodi, però consultant la documentació existent i les fotografies catastròfiques dels lliscaments, es pot considerar una magnitud de l'episodi major (Mmax) de 4, que atesa la seva extensió (Ext=1), fa que se li assigni una magnitud mRL 3 a l'episodi.

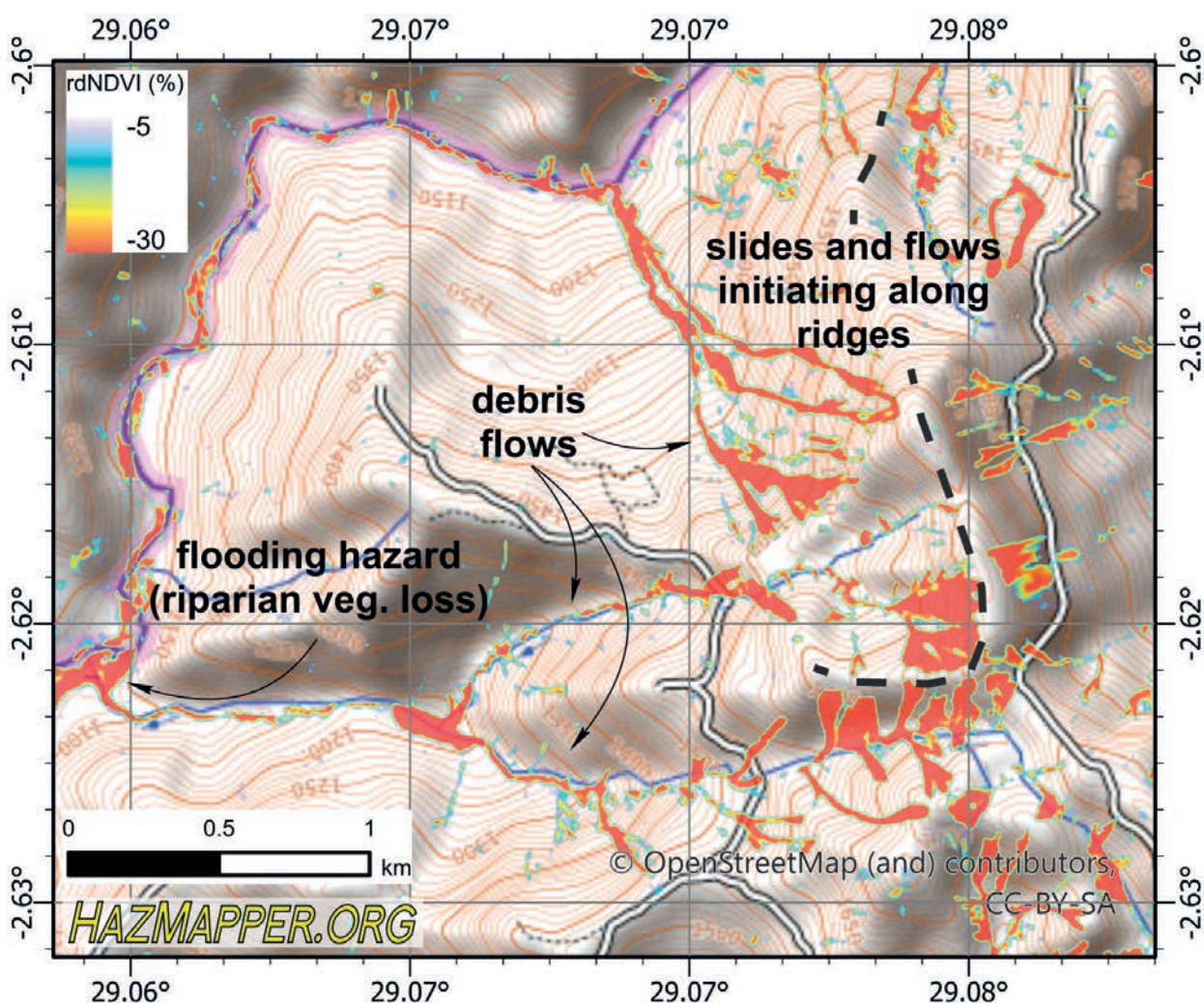


Figura 1.26. Pèrdua de vegetació reportada a la zona de Burundi pels aiguats de desembre de 2019. Extreta de Scheip i Wegmann (2021).

1.3 Referències

- Ali, M. Z., Chu, H. J., Ullah, S., Shafique, M., & Ali, A. (2019). Utilization of fine resolution satellite data for landslide susceptibility modelling: A case study of kashmir earthquake induced landslides. *The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 42, 25-30.
- Bommer, J. J., & Rodríguez, C. E. (2002). Earthquake-induced landslides in central america. *Engineering Geology*, 63(3), 189-220.
- Buxó, P., Oller, P., Xifré, D., Fabregat, I., Marturià, J., & Janeras, M. (2021). Identification, validation and assessment of Multiple Occurrence Regional Landslide Events (MORLE) in Catalonia (Spain) during the last one hundred years. *EGU General Assembly Conference Abstracts* (pp. EGU21-6171).
- Crozier, M. J. (2005). Multiple-occurrence regional landslide events in New Zealand: hazard management issues. *Landslides*, 2(4), 247-256.
- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). Landslide types and processes. In: Turner, A. K., Schuster, R. L. (ed.): *Landslides, Investigation and Mitigation*, Special Report 247. Transportation Research Board, Washington D.C., pp. 36-75. ISSN: 0360-859X, ISBN: 030906208X.
- Gan, J., & Zhang, Y. X. (2019). Failure modes of loose landslide deposits in 2008 Wenchuan earthquake area in China. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 1-27.
- Hancox, G. T., & Wright, K. (2005). Analysis of landsliding caused by the 15-17 February 2004 rainstorm in the Wanganui-Manawatu hill country, southern North Island, New Zealand. *Institute of Geological & Nuclear Sciences*.
- Harp, E. L., Castañeda, M., & Held, M. D. (2002). Landslides triggered by Hurricane Mitch in Tegucigalpa, Honduras. *US Department of the Interior, US Geological Survey*.
- Harp, E. L., Wilson, R. C., & Wiczorek, G. F. (1981). Landslides from the February 4, 1976, Guatemala earthquake (No. 551.3 HAR). Washington, DC: US Government Printing Office.
- Harp, E. L., & Crone A. J. (2006). Landslides Triggered by the October 8, 2005, Pakistan Earthquake and Associated Landslide-Dammed Reservoirs. *U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey. Open-File Report 2006-105*.
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167-194.
- ICGC (2021). Guia per a l'elaboració d'Estudis d'Identificació de Riscos Geològics per a urbanisme (EIRG), AP-0001/21. Barcelona.
- Jibson, R., Crone, A., Harp, E., Baum, R., Major, J., Pullinger, C., Escobar, D., Martinez, M., & Smith, M. (2004). Landslides triggered by the 13 January and 13 February 2001 earthquakes in El Salvador. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 375, 69-88.
- Kaiser, A., Balfour, N., Fry, B., Holden, C., Litchfield, N., Gerstenberger, M., D'Anastasio, E., Horspool, N., McVerry, G., Ristau, J., Bannister, S., Christophersen, A., Clark, K., Power, W., Rhoades, D., Massey, C., Hamling, I., Wallace, L., Mountjoy, J., & Gledhill, K. (2017). The 2016 Kaik ura, New Zealand, Earthquake: Preliminary Seismological Report. *Seismological Research Letters*, 88(3), 727-739.
- Lira, C., Lousada, M., Falcão, A. P., Gonçalves, A., Heleno, S., Matias, M., de Sousa, A. J., Pina, P., Oliveira, R., & Almeida, A. B. (2011, July). Automatic detection of landslide features with remote sensing techniques: Application to Madeira Island. In *2011 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium* (pp. 1997-2000). IEEE.
- Liu, N. (2008). Landslide dams in Wenchuan earthquake and risk mitigation measures. Keynote lecture, forum on earthquake relief vs. science and technology, Chinese Academy of Sciences, 25 July 2008, Chengdu, China (in Chinese).
- Lourenço, S. D. N., & Rodrigues, D. M. M. (2015). The 2010 flash floods in Madeira Island: characteristics and the role of soil water repellency in future events.
- Maina-Gichaba, C., Kipseba, E. K., & Masibo, M. (2013). Overview of landslide occurrences in Kenya: causes, mitigation, and challenges. *Developments in Earth Surface Processes* (Vol. 16, pp. 293-314).
- Malamud, B. D., Turcotte, D. L., Guzzetti, F., & Reichenbach, P. (2004). Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 687-71.
- Massey, C., Townsend, D., Rathje, E., Allstadt, K., Lukovic, B., Kaneko, Y., Bradley, B., Wartman, J., Jibson, R., Petley, D., Horspool, N., Hamling, I., Carey, J., Cox, S., Davidson, J., Dellow, S., Godt, J., Holden, C., Jones, K. D., Kaiser, A., Little, M., Lyndsell, B., McColl, S., Morgenstern, R., Rengers, F., Rhoades, D., Rosser, B., Strong, D., Singeisen, C., & Villeneuve, M., (2018). Landslides Triggered by the 14 November 2016 Mw 7.8 Kaik ura Earthquake, New Zealand. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(3B), 1630-1648.
- Ngecu, W. M., & Mathu, E. M. (1999). The El Nino triggered landslides and their socio-economic impacts on Kenya. *Epi-sodes*, 22(4), 284-288.
- Nicoletti, P., Foresti, L., Caspar, O., & Jaboyedoff, M. (2013). Shallow landslide's stochastic risk modelling based on the precipitation event of August 2005 in Switzerland: results and implications. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(12), 3169-3184.
- Ou, Q., Kulikova, G., Yu, J., Elliott, A., Parsons, B., & Walker, R. (2020). Magnitude of the 1920 Haiyuan earthquake re-estimated using seismological and geomorphological methods. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(8), e2019JB019244.
- Page, M. J., Carey, J. M., Rosser, B. J., Ries, W., & Townsend, D. B. (2015). Reconnaissance report on landsliding caused by the 19-20 June 2015 rainstorm in the Taranaki-Wanganui-Manawatu region GNS Science Report 2015/47.
- Scheip, C. M., & Wegmann, K. W. (2021). HazMapper: a global open-source natural hazard mapping application in Google Earth Engine. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 21(5), 1495-1511.
- Schuster, R. L., & Highland, L. M. (2007). The third hans cloos lecture. Urban landslides: Socioeconomic impacts and overview of mitigative strategies. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 66(1), 1-27.
- Shafique, M. (2020). Spatial and temporal evolution of co-seismic landslides after the 2005 Kashmir earthquake. *Geomorphology*, 362, 107228.
- Shafique, M., van der Meijde, M., & Khan, M. A. (2016). A review of the 2005 kashmir earthquake-induced landslides; from a remote sensing prospective. *Journal of Asian Earth Sciences*, 118, 68-80.
- Tanya , H., van Westen, C. J., Persello, C., & Alvioli, M. (2019). Rapid prediction of the magnitude scale of landslide events triggered by an earthquake. *Landslides*, 16(4), 661-676.
- Tian, Y., Owen, L. A., Xu, C., Ma, S., Li, K., Xu, X., & Maharjan, S. B. (2020). Landslide development within 3 years after the 2015 Mw 7.8 Gorkha earthquake, Nepal. *Landslides*, 17(5), 1251-1267.
- Tian, Y., Owen, L. A., Xu, C., Shen, L., Zhou, Q., & Figueiredo, P. M. (2020). Geomorphometry and statistical analyses of landslides triggered by the 2015 Mw 7.8 Gorkha Earthquake and the Mw 7.3 Aftershock, Nepal. *Frontiers in Earth Science*, 407.

1. Els Episodis Regionals d'Esllavissades: definició i conseqüències. Recull d'episodis mundials

- Turbines, L., & Dams, B. (2018). Humility and Hubris in Hydro-power.
- Wang, F., Fan, X., Yunus, A. P., Siva Subramanian, S., Alonso-Rodriguez, A., Dai, L., Xu, Q., & Huang, R. (2019). Coseismic landslides triggered by the 2018 Hokkaido, Japan (Mw 6.6), earthquake: spatial distribution, controlling factors, and possible failure mechanism. *Landslides*, 16(8), 1551–1566.
- Xu, X., Wen, X., Yu, G., Chen, G., Klinger, Y., Hubbard, J., & Shaw, J. (2009). Coseismic reverse-and oblique-slip surface faulting generated by the 2008 Mw 7.9 Wenchuan earthquake, China. *Geology*, 37(6), 515-518.
- Yamagishi, H., & Yamazaki, F. (2018). Landslides by the 2018 Hokkaido Iburi-Tobu Earthquake on September 6. *Landslides*, 15(12), 2521-2524.
- Yang, T. L., Mackey, S., & Cumine, E. (2008). Final report of the commission of inquiry into the rainstorm disasters 1972 (GEO report no. 229). Geotechnical Engineering Office, HKSAR Government.
- Zhang, D., & Wang, G. (2007). Study of the 1920 haiyuan earthquake-induced landslides in loess (China). *Engineering Geology*, 94(1), 76-88.
- Zhuang, J., Peng, J., Xu, C., Li, Z., Densmore, A., Milledge, D., & Cui, Y. (2018). Distribution and characteristics of loess landslides triggered by the 1920 Haiyuan earthquake, north-west of China. *Geomorphology*, 314, 1-12.

2. Els Episodis Regionals d'Esllavissades als Pirineus

Aquest capítol descriu la informació dels Episodis Regionals d'Esllavissades (EREs) que han afectat els Pirineus i altres zones de Catalunya entre l'any 1907 i l'actualitat. En el primer apartat se sintetitza la informació més rellevant dels EREs ocorreguts a Catalunya a partir de la informació dels EREs identificats i en els següents apartats es descriuen més àmpliament les causes i els efectes de l'episodi dels Pirineus orientals de l'any 1982 i el de la Val d'Aran de l'any 2013.

2.1 Episodis identificats i causes

2.1.1 Introducció

Aquest apartat sintetitza la informació dels Episodis Regionals d'Esllavissades (EREs) que han afectat els Pirineus i d'altres zones de Catalunya entre l'any 1907 i l'actualitat.

Alguns dels EREs estan relacionats amb episodis meteorològics que resten en la memòria popular i estan relativament ben documentats i d'altres estan lligats a episodis menors i dels quals se n'ha perdut pràcticament el seu rastre. Malauradament però, en tots els casos la informació respecte esllavissades és més aviat escassa i fragmentada i sovint només es poden referenciar els dos o tres esdeveniments majors.

En general, els episodis anteriors a 1982 estan poc documentats i és probable que els que es coneixen siguin únicament els més catastròfics; tot i que probablement hi deu haver altres temporals que hagin produït Episodis Regionals d'Esllavissades, a dia d'avui no hi ha prou informació per definir-los de forma fidedigna. Aquesta reflexió és especialment important en els episodis anteriors a 1907. No és fins a l'episodi de l'any 1982 que els inventaris d'esllavissades esdevenen més complets, especialment quan aquests superen la magnitud M2. A partir d'aquesta data, la cartografia i l'inventari d'esllavissades es fa més habitual, fet que permet identificar i definir episodis de menys magnitud. Els inventaris d'esllavissades més complets a Catalunya des del punt de vista metodològic són el de Montserrat de juny de 2000, el de la Vall d'Aran de juny de 2013, el del Vallès Oriental de novembre de 2018 i el del temporal Gloria succeït el gener de 2020 ja que van ser treballats de forma sistemàtica d'acord amb els recursos tecnològics i econòmics de cada moment. Per altra banda, la disponibilitat de sèries de fotografies aèries i d'imatges de satèl·lit amb la irrupció de les xarxes socials, fa que els inventaris actuals siguin molt més detallats.

La irregularitat dels inventaris afecta, possiblement, a l'estimació de la freqüència en què es produeixen els episodis de manera que des de principi de 1900 i fins a l'any 1982 només s'ha reconegut 5 episodis regionals mentre que des de 1982, inclòs, fins a l'actualitat se'n ha reconegut 9. El Servei Meteorològic de Catalunya disposa d'un inventari força complet d'episodis de temps singular (SMC, 2020). En aquests es descriu els principals aiguats del segle XX. Per exemple: l'aiguat de Sant Miquel de 28 i 29 de setembre de 1913; l'aiguat de Sant Ramon d'1 de setembre de 1926; l'aiguat de Sant Lluç de 1930 a l'Alt Camp; els aiguats de febrer de 1944 (nevada grossa); les riuades de 1971 al Llobregat; els aiguats del 7 de gener de 1977; els aiguats del 7 de novembre de 1983; el del 13 d'octubre de 1986 (aiguat de Sant Eduard), o la riuada del Francolí la tardor de 2019 (Conca de Barberà). Molt probablement alguns d'aquest episodis van generar moviments del terreny, però no se'n té constància.

2.1.2 Factors desencadenants i magnitud

El factor desencadenant de tots els episodis regionals enregistrats als Pirineus i a Catalunya han estat els temporals de pluja. Majoritàriament s'han donat en condicions d'aiguat, amb intensitats de pluja forta, per bé que en alguns casos les pluges se poden considerar de tipus persistent associades a episodis de més de 2 dies de durada. Caldria analitzar bé els episodis coneguts i els llindars de precipitació desencadenant d'esllavissades establerts a la literatura per diferenciar-ho correctament, però no és objecte d'aquest capítol. Destaca el cas particular de 2013, a la Val d'Aran, en què a part de les pluges s'hi afegeix la fusió ràpida del mantell nival.

S'ha investigat també la possibilitat que alguns dels episodis d'esllavissades poguessin haver estat causats per terratrèmols. A la Taula 2.1 es mostra la sèrie de terratrèmols ocorreguts al Ripollès i al Berguedà el segle XX; també es mostra quan van ocórrer les esllavissades més properes en el temps, i a la Figura 2.1 es localitzen els epicentres d'aquests terratrèmols. Es pot comprovar que no hi ha una relació causa efecte entre terratrèmols i esllavissades.

TAULA 2.1. Llista de terratrèmols percebuts a la zona d'estudi el segle XX i data de les esllavissades posteriors i més properes en el temps.

Fenomen	Data	Localització	Intensitat / Magnitud
Terratrèmol	10/7/1923	Ripoll	III / -
Lliscament	19/7/1923	Ripoll (precipitació de 120 mm)	
Terratrèmol	9/9/1923	Ripoll	III / -
Terratrèmol	19/9/1923	Ripoll	III - IV
Esllavissada	30/3/1959	Entre Ripoll i Campdevàrol	
Terratrèmol	1/11/1959	Ripoll	III - IV
Terratrèmol	2/11/1962	Ripoll	V / -
Esllavissada	9/5/1964	Llaers (al SE de Ripoll)	
Terratrèmol	17/3/1970	Gósol	II / -
Esllavissada	11/10/1970	Llaers (al SE de Ripoll)	
Terratrèmol	26/9/1984	-	V / 4
Esllavissada	17/5/1985	Campdevàrol (edifici)	
Terratrèmol	16/3/1988	Ribes de Freser	IV - V / 3.8
Esllavissada	5/1988	Ogassa i Sant Joan de les Abadesses	
Terratrèmol	9/7/1990	Queralbs	- / 2.7
Esllavissada	2/12/1991	Comarca del Ripollès	
Terratrèmol	20/3/1992	la Pobla de Lillet	V / -
Esllavissada	2/6/1996	Ripoll (variant N-152)	

2. Els Episodis Regionals d'Esllavissades als Pirineus

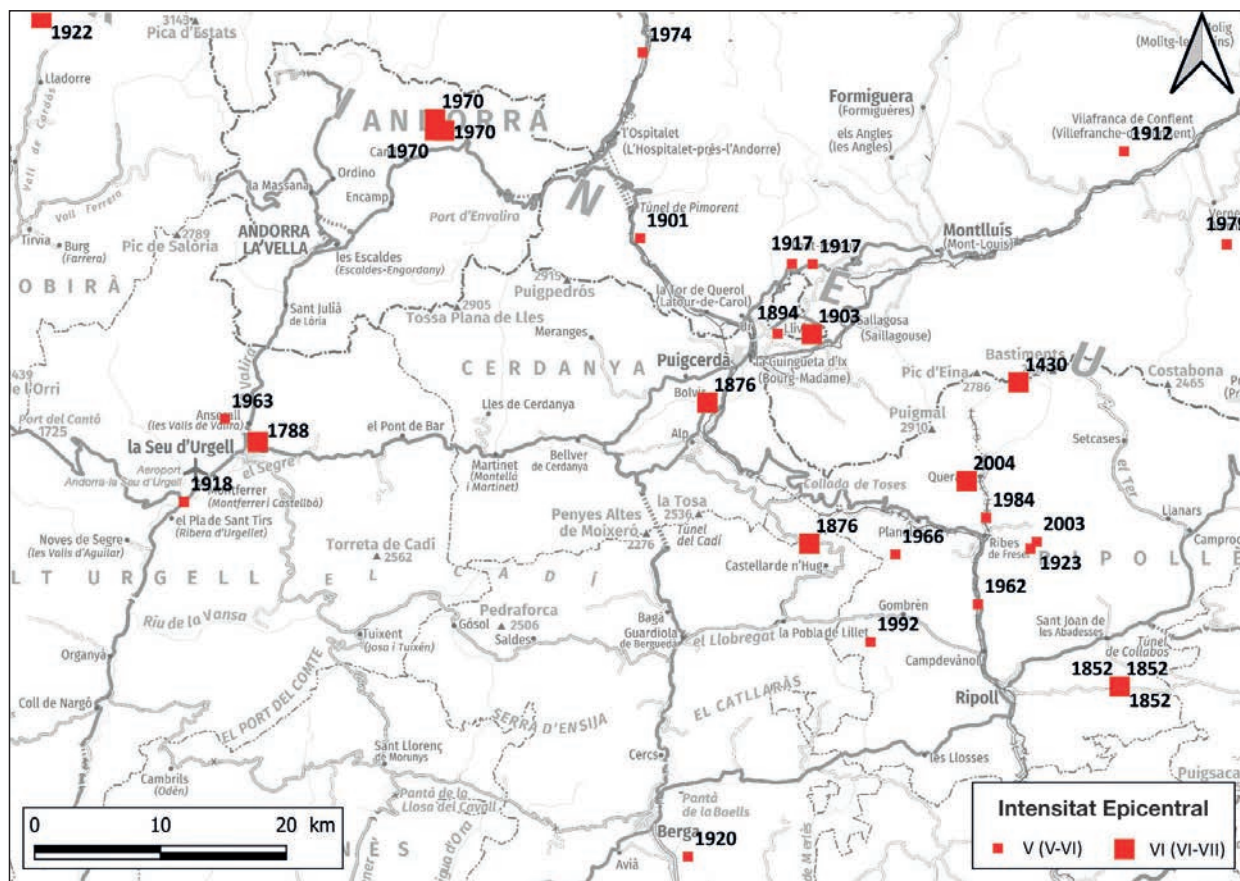


Figura 2.1. Mapa de sismes amb intensitat igual o major a V ocorreguts als Pirineus orientals des de mitjan segle XVIII. Elaborat a partir del catàleg de sismicitat històrica de l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya. Modificada de Moya (2002).

La conclusió que s'extreu és que, en l'àrea d'estudi, durant el segle XX els terratrèmols no han estat un mecanisme rellevant com a desencadenants d'esllavissades. Els únics terratrèmols dels quals es té notícia que van originar esllavissades són els ocorreguts el 1427 i el 1428, la intensitat epicentral dels quals va assolir el grau XI (Fontserè i Iglésias, 1971).

Malgrat tot, el sisme del 26 de febrer de 2003, amb epicentre a Querolbs, de magnitud $M_I=3,8$, i les seves rèpliques majors del 2 i 3 de març es van relacionar amb una seqüència de caiguda de roques al Cremallera de Núria que van acabar motivant la construcció del Túnel del Roc del Dui (3 de març: desprendiment de 5 a 8 m^3 sobre fals túnel del Fenech; 4 d'abril: desprendiment de 70 m^3 de la Dent d'en Rossell, i 15 de juny: desprendiment 17 m^3 del talús a boca nord del túnel del Fenech). Una situació similar es va donar el 21 de setembre de 2004 amb un sisme de magnitud $M_I=4,0$ al mateix Cremallera de Núria on els operaris que estaven treballant una obra de barreres de protecció contra caiguda de roques van observar un desprendiment simultani al sisme, i a la carretera de Querolbs l'endemà hi havia diversos blocs de roca provinents de desprendiments menors.

Els Episodis Regionals generen tot tipus d'esllavissades (lliscaments superficials, fluxos i caiguda de roques), en general destaquen les esllavissades del tipus lliscaments superficials i corrents d'arrossegalls, no obstant el domini d'un tipus o altre és funció del substrat geològic i del relleu. La distribució del tipus d'esllavissada es relaciona amb el factor de susceptibilitat territorial, així, a les cadenes costaneres solen dominar els lliscaments i als Pirineus dominen sobretot els fluxos o els lliscaments superficials. Com és sabut, les caigudes de roques o desprendiments són les esllavissades més freqüents a Catalunya i en determinats casos també es poden associar, o bé hi són presents, en episodis regionals com l'episodi de l'any 2001 que va afectar tot la Catalunya central. Respecte als fenòmens que es produeixen en els barrancs, en molts casos costa discernir entre avingudes torrencials, fluxos hiperconcentrats, corrents d'arrossegalls i fluxos de terres, aquesta dificultat també es va fer molt evident en l'aiguat de Montserrat de l'any 2000.

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

Magnitud de les esllavissades

Tots els EREs s'associen, en l'àmbit territorial dels Pirineus, a episodis de precipitació intensa i porten associats esdeveniments de magnitud alta (Figura 2.2). Malgrat això, només hi ha documentats dos episodis en els quals les esllavissades individuals assoleixen el grau M5: l'esllavissada del Pont de Bar (Cerdanya) de l'any 1982 i l'esllavissada de l'Avellanosa (Prats de Molló) de l'any 1940. Els inventaris més acurats d'esllavissades a partir de l'any 1982 fa que les esllavissades de menor magnitud guanyin pes en el registre, obtenint-se una distribució més fiable de les mides de les esllavissades (Figura 2.3).

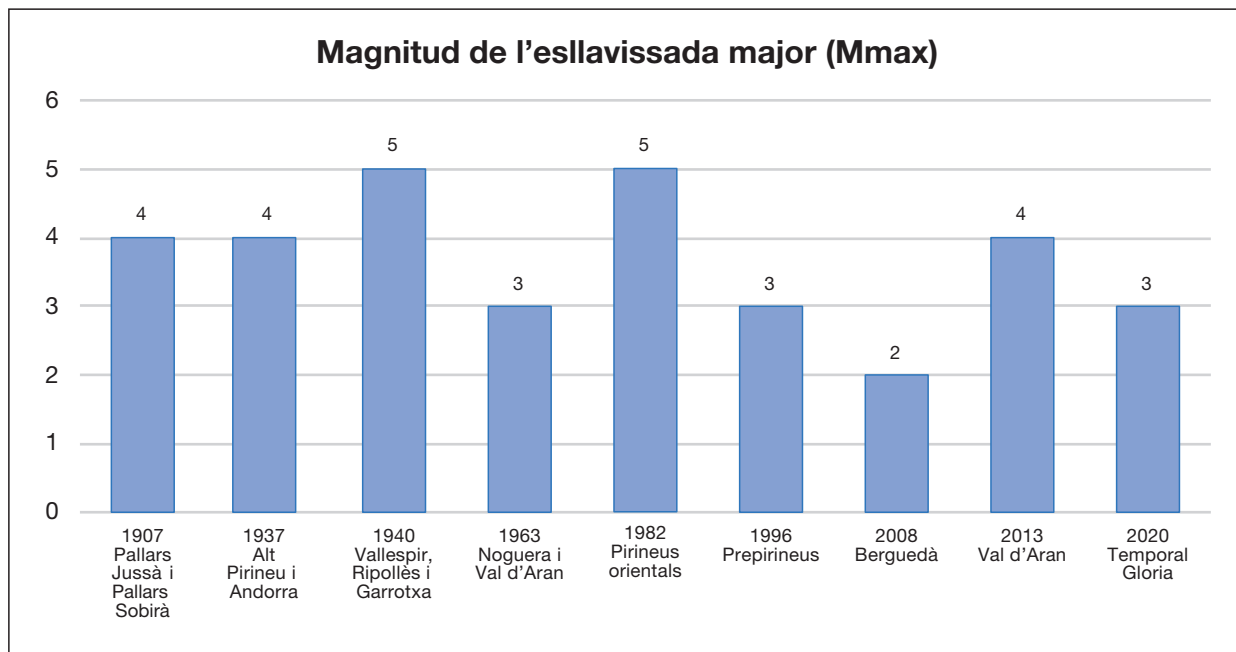


Figura 2.2. Magnitud màxima (Mmax) assignada a les esllavissades.

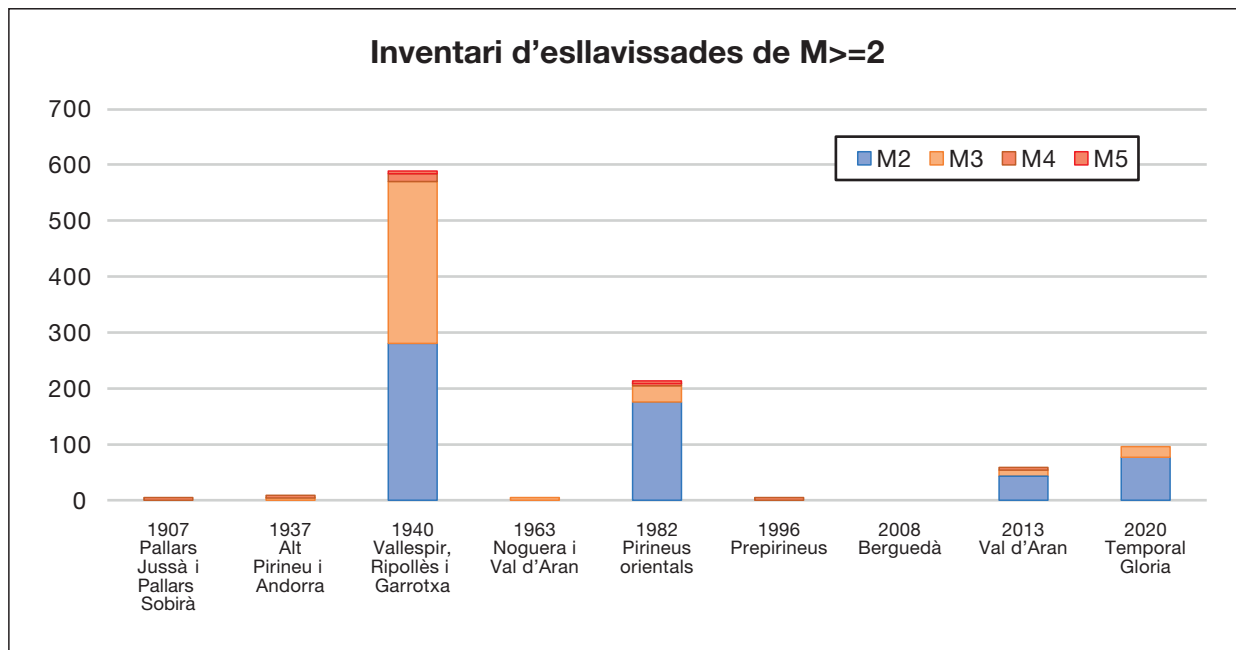


Figura 2.3. Nombre d'esllavissades enregistrades per episodi de magnitud superior a M2 (inclosa).

Extensió dels episodis

La delimitació geogràfica dels episodis múltiples i l'assignació de la seva extensió s'ha de realitzar tenint en compte la distribució de les precipitacions, l'orografia i el recull d'esllavissades conegudes en cada episodi (Figura 2.4). Fer el càlcul de l'extensió d'un ERE només amb les dades de precipitació podria conduir a errors ja que es podria donar el cas que les precipitacions afectin àrees poc susceptibles a esllavissar-se. Per això el criteri utilitzat per determinar l'extensió ha estat en base a les esllavissades conegudes. La distribució de les esllavissades inventariades en els episodis més antics és irregular fet que s'atribueix principalment a la discontinuïtat dels inventaris i en segon lloc a la variabilitat de la propensió a esllavissar-se del terreny. Per exemple la zona de la plana de Lleida, que pel relleu pla i les característiques dels materials, és poc propensa a generar esllavissades. La forma com s'ha calculat l'extensió de l'ERE fa que per determinats episodis, sobretot els més antics, la seva extensió pugui estar infravalorada, aquest podria ser clarament el cas de l'ERE de 1907.

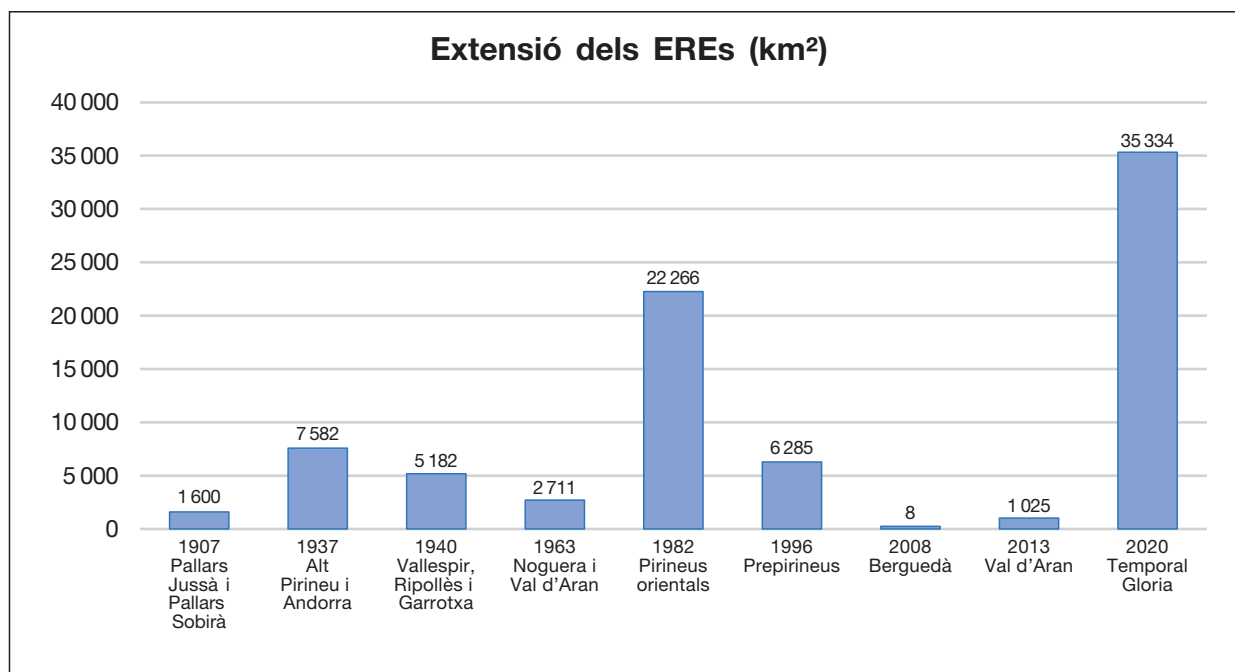


Figura 2.4. Extensió assignada als EREs identificats al Pirineu (en km²).

Magnitud dels EREs (mRL)

Tenint en compte que amb anterioritat a l'any 1982 probablement han transcendit els EREs més importants, la magnitud mRL per aquest període assoleix el grau de 3 i 4 (Figura 2.5). En canvi, a partir d'aquest any en endavant, les magnituds no superen el valor de mRL 3.

Tan sols s'ha descrit un episodi regional múltiple de magnitud mRL 1: l'episodi de 2008. Probablement no correspongui a una raresa, sinó al fet que aquests episodis de baixa intensitat són poc rellevants i per això no tenen gaire o cap transcendència i només s'enregistren en condicions especials. En el cas de l'episodi de 2008, va tenir importància perquè l'esllavissada major, de magnitud M2, va afectar la boca nord del túnel de Berga bloquejant la C-16. Per altra banda, a Catalunya no s'ha enregistrat cap ERE de magnitud mRL 5, com sí que s'han descrit a la resta del món, escenari que correspondria a un episodi que afectés tot el país en extensió, i en què l'esdeveniment major fos de magnitud màxima (M5).

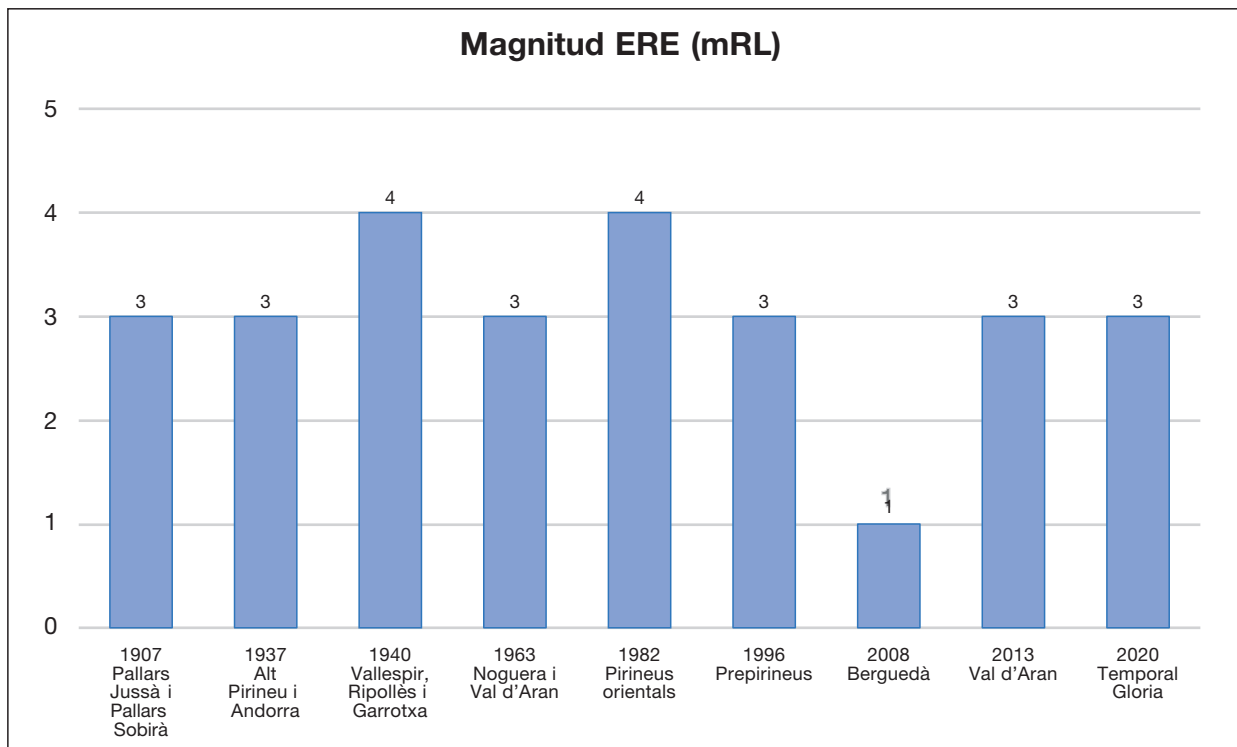


Figura 2.5. Magnitud dels ERE a Catalunya.

2.1.3 Freqüència dels episodis d'esllavissades al Prepirineu català

Un dels aspectes més rellevants en l'estudi i la previsió dels moviments de vessant és el de la seva predicció temporal. Aquest implica el coneixement de la seva ocurrència en el passat. Val a dir que els estudis sobre l'ocurrència temporal de les esllavissades són més aviat escassos, ja que es tracta de fenòmens que afecten puntualment el territori i sovint en llocs remots, a diferència del que passa amb els terratrèmols o les inundacions, motiu pel qual és difícil obtenir-ne informació sobre quan han esdevingut.

A partir d'informació històrica, continguda principalment en arxius municipals i premsa local, s'ha pogut reconstruir les sèries cronològiques d'esllavissades superficials en dues zones dels Pirineus catalans, les conques altes del Ter i del Llobregat (Moya, 2002; Figura 2.6). Tot seguit es comenten els avantatges i les limitacions d'aquests enregistraments i els resultats obtinguts.

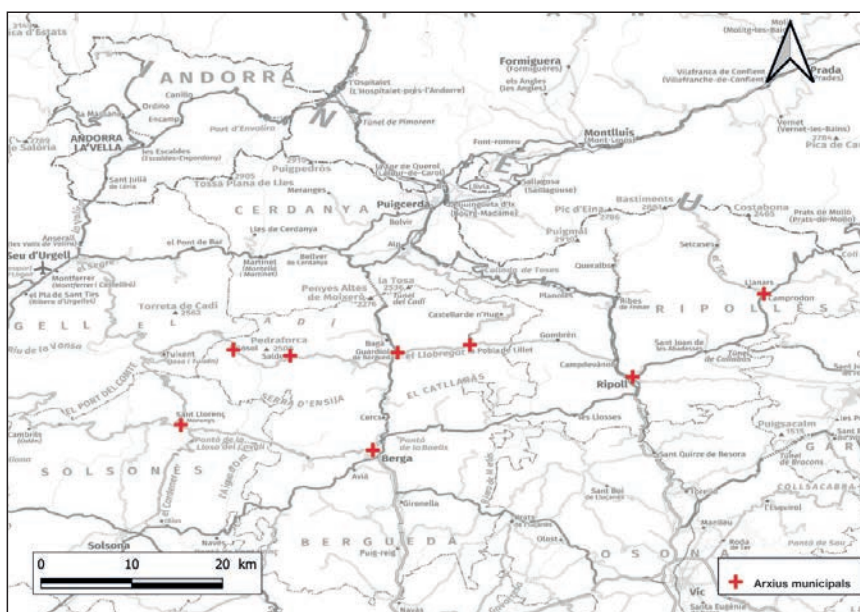


Figura 2.6. Situació dels arxius consultats per a la recerca de documents amb referències a lliscaments. Modificada de Moya (2002).

Sèries temporals d'esllavissades històriques

La informació històrica sobre esllavissades, malgrat que és generalment escassa, té l'avantatge de la seva gran precisió temporal, la qual cosa permet relacionar aquest fenomen amb les seves possibles causes d'una forma fiable. El principal inconvenient del registre històric és el seu gran biaix cap a les esllavissades que causen danys. Als Pirineus orientals, el biaix és pràcticament absolut. En els documents consultats només excepcionalment es fa menció a esllavissades sense conseqüències socioeconòmiques.

Un clar exemple de l'exposat anteriorment és el cas de l'episodi de novembre de 1982. D'aquest episodi es disposa d'un inventari complet de 1 800 esllavissades fet mitjançant un reconeixement sobre el terreny poc després del temporal de pluges (Clotet i Gallart, 1984). La majoria de les esllavissades inventariades van ser trencades a murs de camps i només la meitat es van produir en vessants naturals. De totes aquestes, només un 5% van quedar enregistrades als arxius. Moltes de les esllavissades van ser probablement atribuïdes als efectes de la gran inundació que va ocasionar el temporal de pluja.

Les esllavissades que afecten vies de comunicació constitueixen la gran majoria dels registres (un 67%) (Figura 2.7). Deixant a banda els trencaments ocorreguts durant obres o poc després de finalitzades, en moltes ocasions no és possible distingir en els documents si la inestabilitat ha ocorregut com un fenomen natural o si ha estat directament condicionat per la construcció de la via.

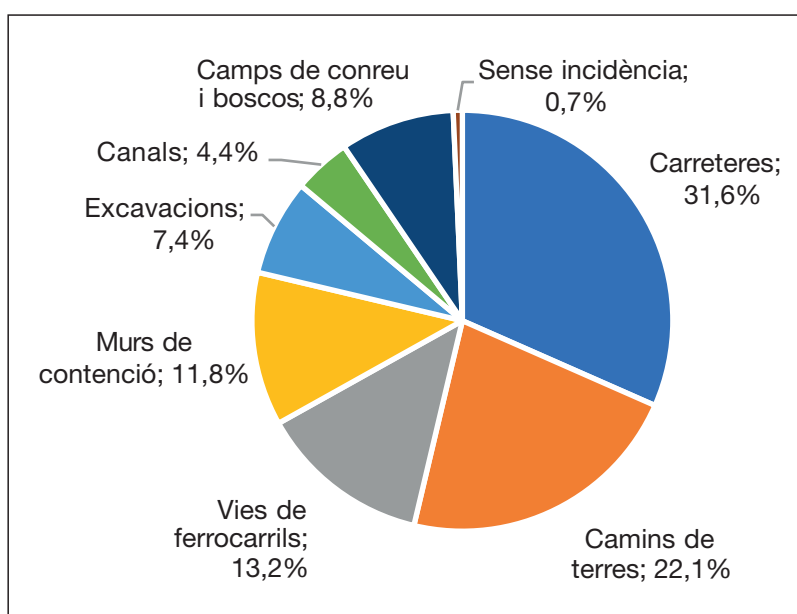


Figura 2.7. Danys ocasionats pels lliscaments als Prepirineus orientals catalans. Nombre total de moviments (inclosos trencaments en obres): 190. Extreta de Moya (2002).

Cronologia i freqüència de les esllavissades

Una anàlisi preliminar va mostrar que algunes de les esllavissades no coincideixen amb pluges recents, o ho feien amb pluges de poca intensitat. Es va considerar raonable eliminar aquests casos de les sèries obtingudes inicialment, a més de les corresponents a murs de contenció, a canals i a les conegudes en desmunts. Amb això es pretenia disminuir la incertesa sobre l'origen de les esllavissades i, d'aquesta manera, obtenir una idea més ajustada de la seva freqüència en vessants naturals. Després d'aquest filtrat de les sèries s'interpreta que bona part dels moviments van correspondre a corrents d'arrossegalls i lliscaments.

La Figura 2.8 mostra les sèries cronològiques d'esllavissades obtingudes a les dues zones, un cop filtrades. La sèrie més completa és la de la conca alta del Ter. Entre els anys 1881 i 2001 es van registrar 20 episodis d'inestabilitat, en els quals es va registrar com a mínim una esllavissada. Destaquen alguns episodis amb almenys 4 esllavissades: el d'octubre de 1907, el de juny de 1915, el de desembre de 1932, el d'octubre de 1940 (el més gran amb diferència), el de novembre de 1982 i el de desembre de 1991. Tenint en compte que, a la pràctica, l'inventari només inclou esllavissades amb danys, és probable

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

que el nombre real d'esllavissades esdevingudes en aquests episodis (incloent també les ocorregudes en vessants naturals) sigui significativament major; per la qual cosa, es podria considerar aquests episodis pròpiament com a regionals (EREs).

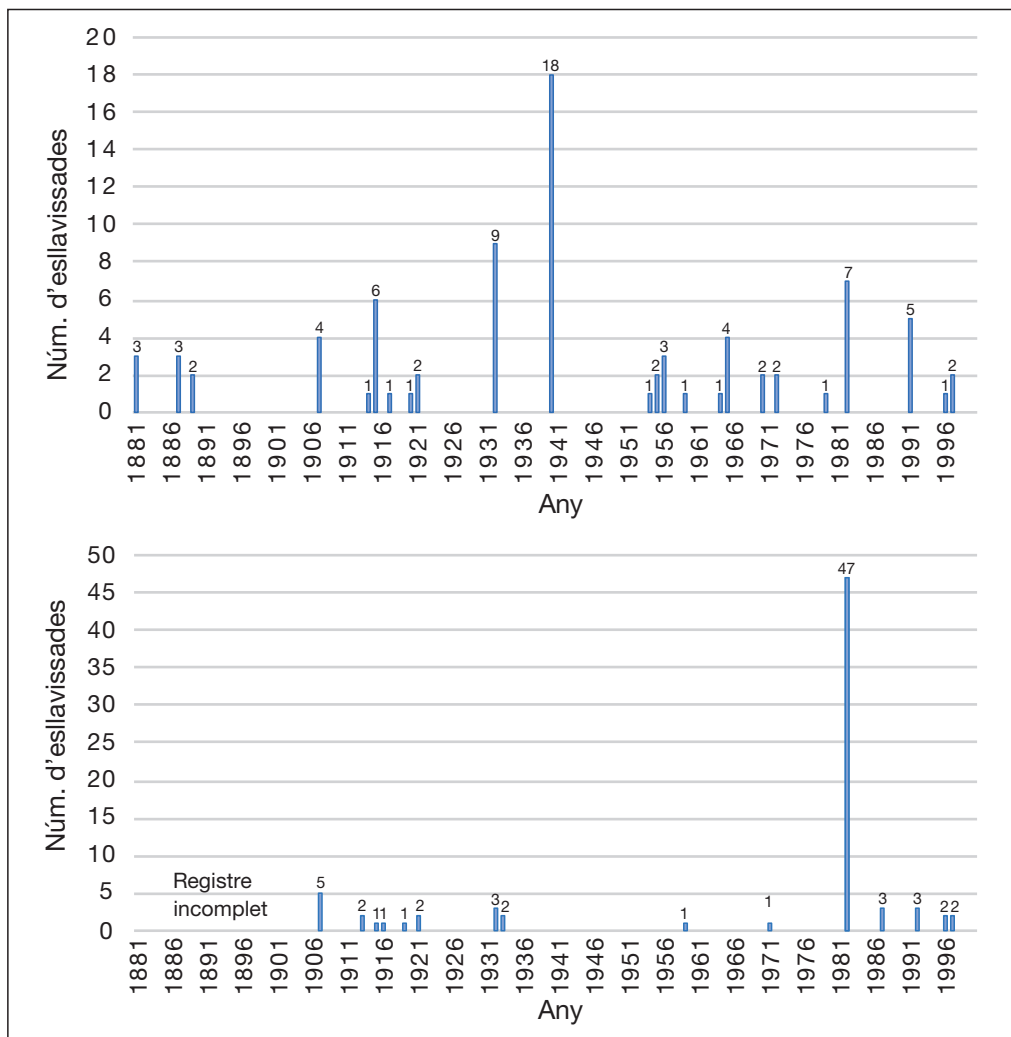


Figura 2.8. Cronologia de les esllavissades enregistrades històricament a la conca alta del Ter i a la conca alta del Llobregat, Pirineus orientals catalans. Només es mostren els moviments relacionats qualitativament amb la precipitació. Tampoc s'han inclòs els trencaments en murs de contenció, canals i les conegudes en desmunts. Extreta de Moya (2002).

A la conca alta del Llobregat, la informació disponible és més limitada. Hi ha registre de tan sols 8 episodis d'inestabilitat, d'entre els quals destaquen els d'octubre de 1907 i el de novembre de 1982.

2.1.4 Danys i pèrdues econòmiques

El càlcul o l'estimació de danys i pèrdues econòmiques per temporals és força complex, sobretot pel que fa als episodis més antics. Les pèrdues econòmiques produïdes pels temporals de pluja sovint es barregen amb les pèrdues degudes a les inundacions i fenòmens associats, en pocs casos es troba informació específica de pèrdues ocasionades per les esllavissades. Pel que fa al nombre de víctimes, possiblement només s'hagi de considerar de forma aproximada o com a ordre de magnitud, especialment per als episodis més antics. En aquest cas també és difícil diferenciar entre les víctimes dels aiguats i les de les esllavissades. L'episodi regional en què s'enregistren víctimes mortals per esllavissades és el de 1982, amb 5 víctimes, 3 per un corrent d'arrossegalls a Capdella i 2 per un desprendiment a Montserrat. D'aquesta recerca se'n desprèn la necessitat de recollir millor les despeses produïdes pels fenòmens d'esllavissades, sobretot si es vol conscienciar la població del perjudici que causen.

2.2 Descripció dels principals Episodis Regionals d'Esllavissades als Pirineus

Aquest apartat descriu i estableix la magnitud (mRL) dels 9 EREs que han afectat els Pirineus i altres zones de Catalunya entre l'any 1907 i l'actualitat. La classificació s'estableix, tal com s'explica en el capítol 1 d'aquesta monografia, en funció de la seva extensió (Ext) i la magnitud de l'esdeveniment major (Mmax).

2.2.1 Pallars Jussà i Pallars Sobirà (1907), mRL=3

Aquest episodi va associat al temporal de pluges que es va produir entre els dies 12 i 23 d'octubre de 1907, que està considerat un dels temporals de pluja més importants que han afectat Catalunya els darrers segles, especialment pels efectes que va tenir a la conques del Ter, el Cardener i el Segre. Hi ha força informació referent a les inundacions que va causar i que van afectar pràcticament tot Catalunya, amb forta incidència a l'alta Pallaresa. Balasch *et al.* (2008) donen el valor de 152 mm de precipitació recollits entre l'1 i el 19 d'octubre de 1907 a Puigcerdà com a únic enregistrament trobat d'aquest episodi (Figura 2.9).



Figura 2.9. Plànol de Catalunya amb els trams dels diversos rius desbordats per les pluges d'octubre de 1907. Els diversos trams afectats s'han destacat en color lila per a una millor localització. Veiem que afecta els rius: Cardener, Baix Llobregat, alt Muga i Fluvià, Segre, Noguera Pallaresa i Ebre. Extreta del Ministerio de Fomento (1908), número 1686 de la Revista de Obras Públicas, Publicación técnica del Cuerpo de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos.

A nivell de danys, es va produir la destrucció d'edificis, ponts i infraestructures, i hi va haver nombrosos talls en carreteres. S'ha trobat l'estimació de les despeses generades pels danys de l'episodi (1,1 milions de pessetes de l'època) però no les despeses específiques causades per les esllavissades; també es desconeix l'existència de víctimes. Les esllavissades majors, de tipus lliscament, es van produir a Borén i al Barranc de Boés. Ambdós esdeveniments són de grans dimensions i van obturar la Noguera Pallaresa, i se'ls ha assignat una magnitud de M4 (Figura 2.10).

Malgrat ser un episodi en què es van produir esllavissades de magnitud considerable, i que va causar danys importants, hi ha molt poca informació del seu abast. Atenent les esllavissades documentades, l'episodi d'esllavissades va afectar únicament les comarques Pallars Sobirà i Pallars Jussà. Molt probablement, d'acord amb la distribució i l'abast de les pluges, la seva extensió devia ser major, per tant es conclou que no es disposa de prou dades per estimar la seva extensió real. Tot i que probablement l'extensió de l'episodi va ser major, s'estima una extensió (Ext) de 3.

En base a aquesta extensió i considerant que l'esdeveniment major és de magnitud Mmax 4 fa que se li assigni una magnitud mRL 3 a l'episodi.

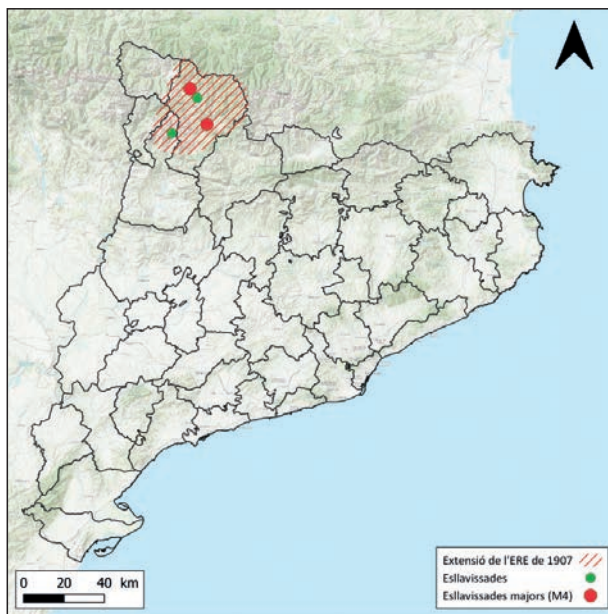


Figura 2.10. ERE corresponent a l'episodi d'octubre de 1907.

2.2.2 Alts Pirineus i Andorra (1937), mRL=3

Durant els dies 26 i 28 d'octubre de 1937 va tenir lloc un temporal de pluges que va enregistrar un màxim de 430 mm a l'Estany Gento i que va afectar els Pirineus occidentals, la Vall de l'Éssera i Andorra (Balasch *et al.*, 2008) (Figura 2.11). D'aquest episodi es destaca un informe detallat i exhaustiu de les condicions meteorològiques publicat pel Servei Meteorològic de Catalunya el 1938. La base de dades Lliscat (ICGC) té enregistrada una esllavissada a la Torre d'Amargós (Sant Esteve de la Sarga) de manera que permet estendre l'episodi cap al sector meridional prepirinenc corresponent al Pallars Jussà. És força probable, com passa amb l'episodi de 1907, que l'extensió d'aquest episodi resti subestimada.

A Catalunya els fenòmens enregistrats són lliscaments i fluxos. L'esllavissada major documentada fou el flux que es va produir a Isil (Pallars Sobirà), en què un probable corrent d'arrossegalls va davallar pel barranc d'Airoto i va destruir un bon nombre de cases en arribar al poble. Malgrat tot, no va produir víctimes o, si més no, no se'n van reportar. A nivell de danys, es va produir destrucció d'edificis, ponts i infraestructures,

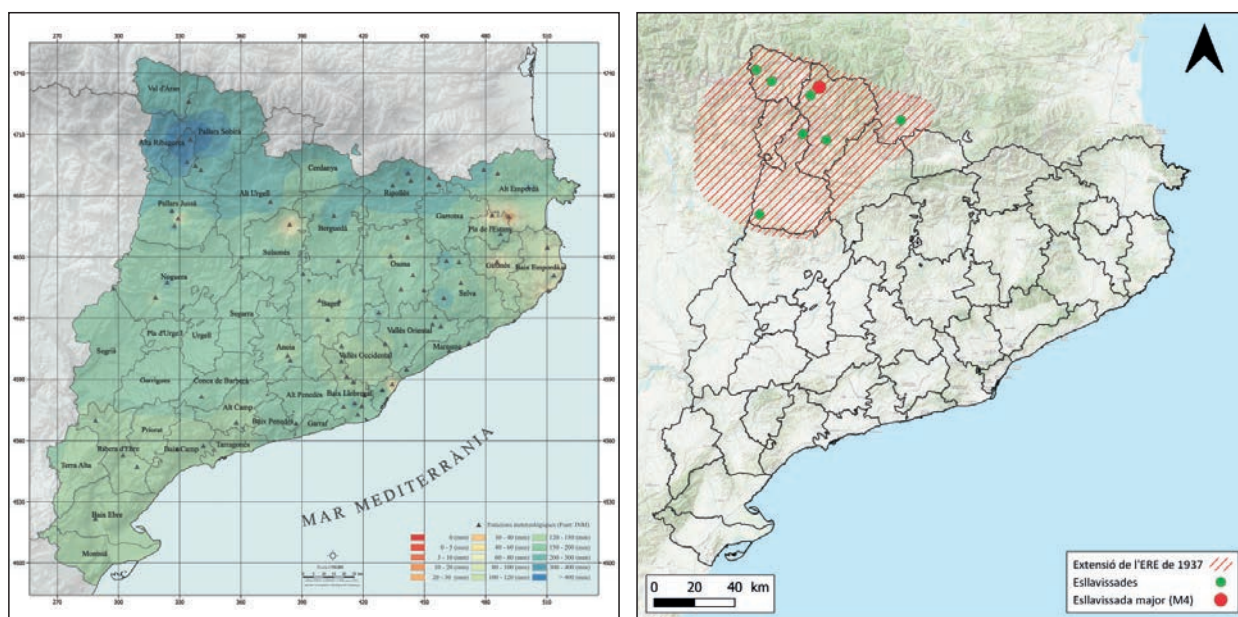
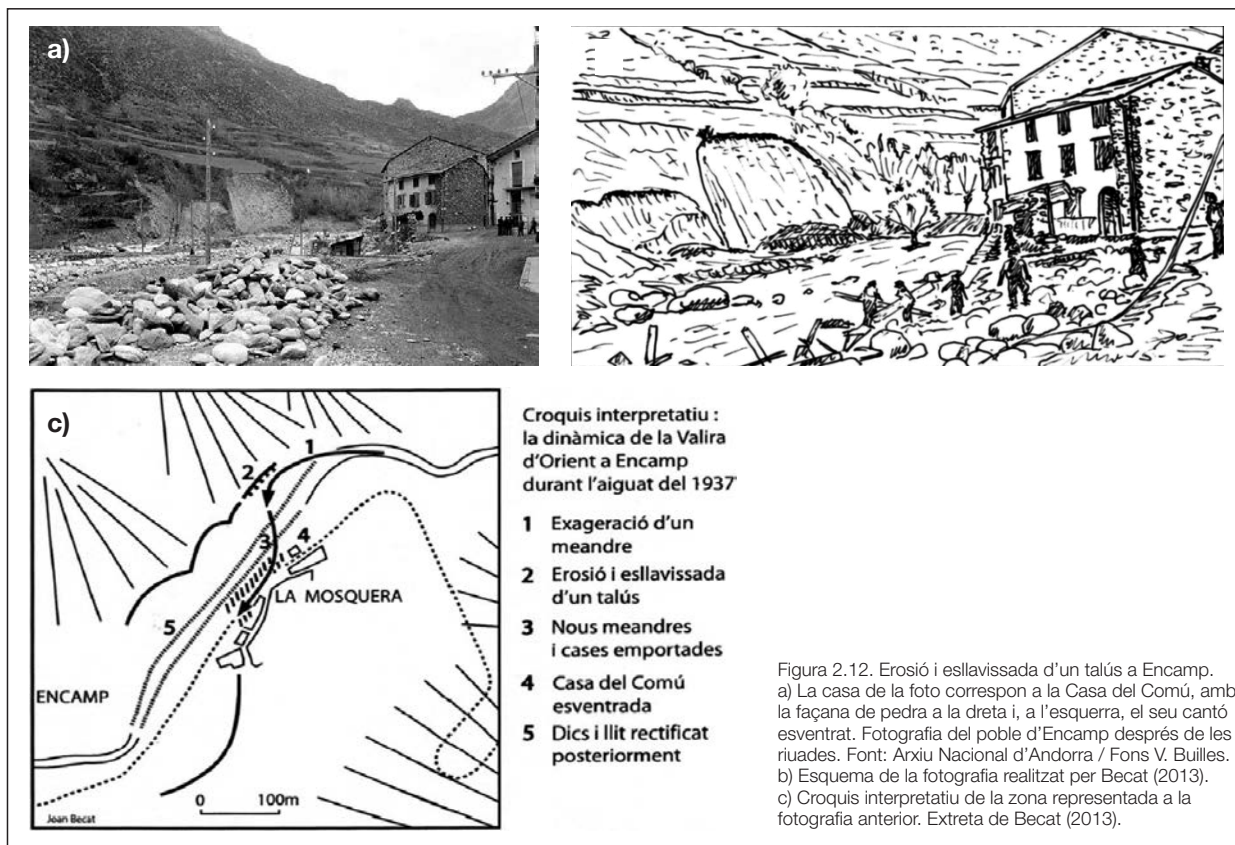


Figura 2.11. ERE d'octubre de 1937. a) Precipitació mensual acumulada l'octubre. Font: IGN, b) Extensió de l'ERE.



i hi va haver talls en carreteres. S'ha trobat l'estimació de les despeses dels danys de l'episodi (4,2 milions de pessetes de l'època) però no les despeses específiques causades per les esllavissades.

Andorra també va ser afectada per les inundacions del 26, 27 i 28 d'octubre de 1937, però en menor grau que el Pallars. No es van produir víctimes i només es va informar que algunes cases van ser arrossegades a Encamp i Escaldes. A la resta de vall i parròquies no es menciona cap dany important, tret dels danys habituals a la vegetació i les pèrdues agrícoles conseqüència de les inundacions (Becat, 2013). Els cabals mitjans durant aquest episodi van ser de 90 m³/s a Ransol i 150 m³/s a Escaldes, amb cabals punta de 1 205 i 1 013 m³/s (Llobet, 1947). Cal tenir com a referència que la Valira, a la presa de Ransol, tenia en aquella època un cabal mitjà anual de 2,8 m³/s i un cabal d'estiatge de 0,8 m³/s (Becat, 2013).

A Encamp és on l'impacte va ser més gran. La Valira d'Orient, al seu pas per la població d'Encamp, va socavar i erosionar la base d'un meandre còncav, provocant el col·lapse d'un terraplè (Figura 2.12). El riu va establir un nou tren de meandres, més exagerats que els anteriors i es va endur tota una sèrie de cases construïdes a la vora del seu llit. La Casa Comunal va ser mig destruïda, juntament amb l'Arxiu Comunal, entre d'altres. Des de l'aiguat del 1937 el Comú arrossegà un gran dèficit públic, sobretot per la construcció d'infraestructures com la nova Casa Comuna (Ayala, 2010).

Pel que fa a moviments de massa relacionats amb les pluges de 1937 en territori andorrà, existeixen nombroses cicatrius d'esllavissades i corrents d'arrossegalls identificables sobre les fotografies aèries de l'any 1948. Moltes d'aquestes cicatrius i esdeveniments estan recollits als informes sobre els estudis de zonificació del terreny segons la perillositat dels corrents d'arrossegalls encarregats pel Ministeri d'Ordenament Territorial del Govern d'Andorra i realitzats per Euroconsult. Les cicatrius dels corrents d'arrossegalls presenten volums d'entre 750 i 2 000 m³, però també s'observen altres petits corrents d'arrossegalls d'entre 100 i 200 m³. Aquestes es troben tant al vessant com al fons de les canals, on en la majoria dels casos es va canalitzar el corrent d'arrossegalls. Alguns d'aquests van arribar al con de dejecció (per exemple a la conca del Torrent Tort, a Encamp).

En base a l'extensió de l'episodi (EXT = 3) i que l'esllavissada major és de magnitud Mmax 4 se li assigna una magnitud de mRL 3.

2.2.3 Vallespir, Ripollès i Garrotxa (1940), mRL=4

Aquest episodi va tenir lloc entre el 16 i el 18 d'octubre de 1940. Va afectar el sector més oriental dels Pirineus, concretament les comarques del Vallespir, Ripollès, Garrotxa i Osona. La coincidència de l'episodi amb el final de la Guerra Civil i l'inici de la 2a Guerra Mundial probablement contribueix a que hi hagi poca informació. El detonant va ser un aiguat molt extens, la precipitació oficial màxima enregistrada va ser de 840 mm. Tanmateix, a Sant Llorenç de Cerdans es va registrar 1 850 mm pels 3 dies (1 000 mm pel dia 17) i a Camprodon 866 mm. Aquestes són les precipitacions acumulades més grans enregistrades en un ERE a Catalunya. Els efectes de la inundació al vessant francès es van descriure poc després dels fets (Pardé, 1941). Una bona descripció de l'episodi de pluja es pot trobar en la monografia editada com a resultat del congrés sobre les inundacions d'octubre de 1940 que va tenir lloc a Vernet (França) titulada "L'aiguat del 40. Inundacions catastròfiques i polítiques de prevenció a la Mediterrània nord-occidental" (Becat, 1990). Més recentment s'ha descrit i analitzat de nou aquest episodi al vessant francès (Soutadé, 1993; Boudou, 2015).

A Catalunya es van reportar 320 ofegats i el cost de l'episodi fou de 100 milions de pessetes de l'època, però no hi ha despeses específiques causades per les esllavissades.

D'aquest episodi hi ha força documentació, sobretot de la Catalunya nord (Balasch *et al.*, 2008). Tanmateix, del sud de Catalunya la informació directa en relació a les esllavissades és escassa. La informació més detallada es troba en la tesi doctoral de Modesto Portilla (2014) que inclou un important inventari del sector de Molló-Querol i que recull 620 esllavissades de diferents magnituds. Aquest inventari es va realitzar principalment en base la fotointerpretació del vol americà de l'any 1956, amb totes les dificultats i limitacions que comporta.

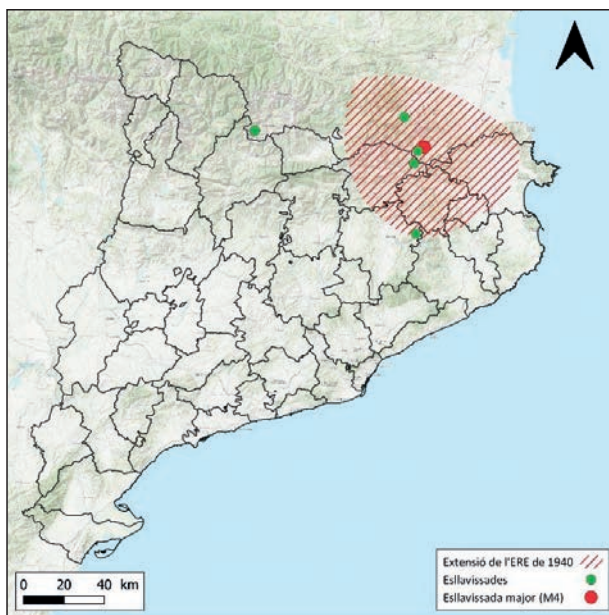


Figura 2.13. ERE corresponent a l'episodi d'octubre de 1940.

Probablement l'extensió de l'episodi va ser molt major de l'assignada, ja que l'acumulat de precipitació va ser molt important a la meitat nord del país i també a l'extrem sud, però només es disposa de dades de l'epicentre de l'episodi a la Catalunya nord (Figura 2.13).

El 18 d'octubre de 1940 es van produir dues grans esllavissades aigües avall de Prats de Molló. La primera va afectar un sector d'un centenar de metres d'amplada i es va anomenar de la Pollangarda. La segona, una de les més significatives dels Pirineus, es coneix com l'esllavissada d'Avellanosa (Figura 2.14). Aquesta es va produir en el moment del pic del temporal (que en aquest sector va ser de 1 800 mm en tres dies, incloent els 1 000 mm del dia de l'inici de l'esllavissada). L'esllavissada va afectar un front de muntanya de 500 metres d'amplada, que va lliscar pels vessants del Puig Cabrers amb un moviment de rotació-translació cap al Solà de l'Avellanosa (Becat, 2013). Tot i que el lliscament va ocórrer en plena crescuda, el material aportat va ser capaç de provocar l'obturació del riu i de generar una presa de més de 60 m d'alçada que va ser desmantellada per l'erosió de les aigües en qüestió d'unes cinc hores. El trencament es va produir 500 m per sobre de la llera actual, mobilitzant entre 6 i 7 milions de metres cúbics de terreny que es van precipitar sobre la llera del Tec (Corominas, 1985).

L'episodi va portar associats altres fenòmens perillosos, per exemple, a Torelló es va produir una important avinguda sobtada per l'obturació del Ges a l'estret del Forat Micó, que va causar aproximadament 30 víctimes mortals. A nivell de danys, es va produir destrucció d'edificis, ponts i infraestructures (talls en carreteres).



Figura 2.14. Esllavissada de l'Avellanosa a Prats de Molló. Fotografia d'ETI, 1941. Archives Terra Nostra, extreta de Becat (2013).

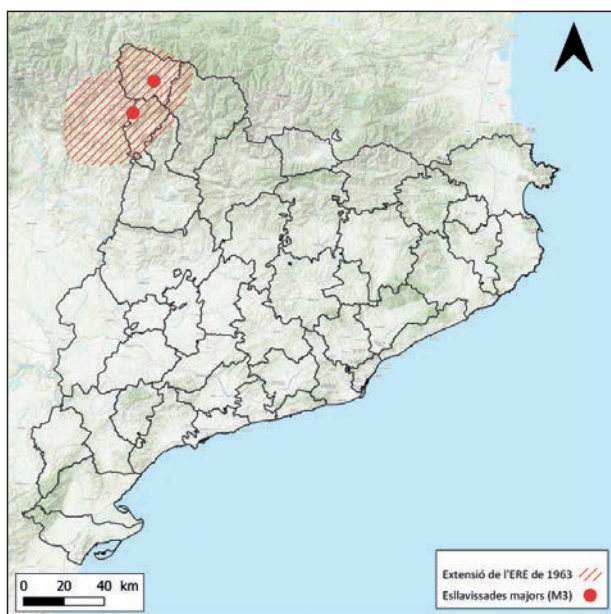
L'inventari fet a partir del reconeixement de les fotografies aèries de 1956-57 a l'àrea de Molló-Queralbs ha permès identificar 620 esllavissades de l'episodi, 326 de les quals són lliscaments superficials i 294 corrents d'arrossegalls (Portilla, 2014).

L'esdeveniment major documentat és l'esllavissada de l'Avellanosa (Figura 1.14) amb una magnitud M_{max} de 5, que considerant l'extensió de l'episodi ($Ext=3$) fa que se li assigni una magnitud m_{RL} de 4.

2.2.4 Noguera i Val d'Aran (1963), $Ext=3$, $M_{max}=3$, $m_{RL}=3$

Es disposa de poca informació per a aquest episodi d'esllavissades, provocat per un fort aiguat que es va produir entre el 3 i el 4 d'agost de 1963. El temporal va afectar les comarques més nord-occidentals de Catalunya (Val d'Aran i Alta Ribagorça) i la Ribagorça aragonesa i la Vall de l'Éssera i l'Isàbena. La cartografia de la seva extensió s'ha basat en les esllavissades enregistrades al Lliscat i a les hemeroteques i en les descripcions de les notícies de l'època. Es van reportar danys en edificis, vies de comunicació i d'altres infraestructures, però no es disposa d'informació del cost dels danys provocats per l'episodi.

L'inventari fet a partir del reconeixement comparatiu de les fotografies aèries de 1956-1957 i de 1975 a l'àrea de Barruera-Vielha ha permès identificar 105 esllavissades de l'episodi, 31 de les quals són lliscaments superficials i 74 corrents d'arrossegalls (Portilla, 2014).



Hi ha dues esllavissades majors ben documentades: un flux a Arties, i un segon flux a Senet, ambdós amb una magnitud estimada de $M3$ (Figura 2.15). L'esdeveniment major documentat té una magnitud M_{max} de 3, que considerant l'extensió de l'episodi ($Ext=3$) fa que se li assigni una magnitud m_{RL} de 3.

Figura 2.15. ERE corresponent a l'episodi d'agost de 1963.

2.2.5 Pirineus orientals (1982), mRL=4

L'episodi de novembre de 1982 marcà l'inici d'una nova etapa de coneixement dels episodis regionals, ja que fou el primer en què es van realitzar inventaris sistemàtics de fenòmens ocorreguts a conseqüència d'aquest (Figura 2.16). Es dedica un capítol de la monografia a la descripció d'aquest episodi.

La causa va ser l'acumulació de pluges durant el període de 3 dies que va del 6 al 8 de novembre de 1982. Va afectar especialment els Pirineus, des del Canigó fins a la Maladeta, sobretot a les comarques de l'Alt Urgell, Cerdanya i Pallars Sobirà, i el Principat d'Andorra, on es va desbordar el Segre, la Valira i la Noguera Pallaresa i va provocar greus inundacions en totes les poblacions situades al llarg d'aquests cursos fluvials. Els màxims de precipitació es van enregistrar a les comarques de la Cerdanya, el Conflent i el Ripollès (màxims de 676 mm acumulats en 3 dies i fins a 408 mm acumulats en 1 dia - a l'Observatori de la Molina es van enregistrar 600 mm en menys de 24 hores). La reconstrucció de l'episodi de precipitació coincideix molt bé amb la distribució de les esllavissades (Llasat, 1987).

L'episodi de pluges es va saldar amb un total de 26 persones mortes i amb pèrdues materials que van superar els 45 000 milions de pessetes de l'època sense diferenciar el cost dels danys causats per les esllavissades i per les inundacions. Es van atribuir 5 persones mortes i una de ferida a les esllavissades: 3 morts i un ferit greu per un flux que va afectar Cabdella, i 2 morts per un despreniment a Montserrat.

L'esdeveniment major documentat té una magnitud Mmax de 5, que considerant l'extensió de l'episodi (Ext=3) fa que se li assigni una magnitud mRL de 4.

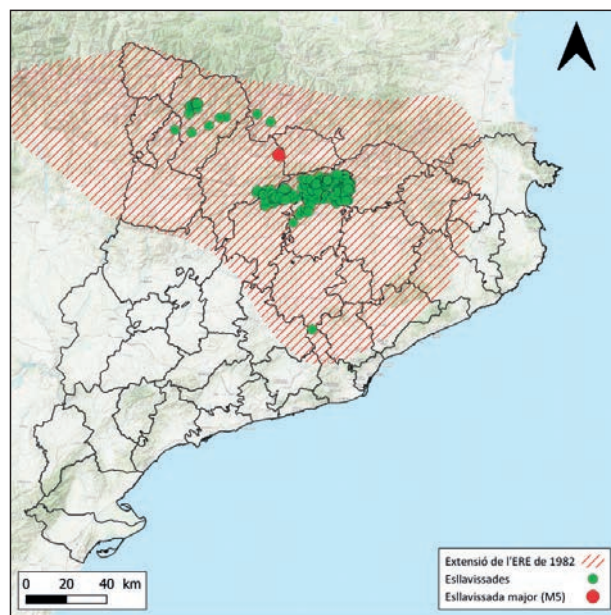


Figura 2.16. ERE corresponent a l'episodi de novembre de 1982.

2.2.6 Prepirineus (1996), mRL=3

Aquest episodi d'esllavissades es va produir entre els dies 23 i 30 de gener de 1996. El factor desencadenant va ser un seguit de pluges persistents, quan ja es venia d'un hivern molt plujós. En no ser causat directament per un fort aiguat, hi ha poca informació de l'episodi de pluges, però sí hi ha cert enregistrament d'esllavissades (Figura 2.17).

Va afectar sobretot els Prepirineus occidentals, concretament les comarques del Pallars Sobirà i Pallars Jussà, i Berguedà. En aquest episodi s'ha inclòs també la Noguera, ja que a Balaguer va tenir lloc un despreniment que va afectar unes cases. Potser es tracta d'un fenomen puntual aïllat, i que fa augmentar l'àrea estimada de l'ERE, però no es disposa de més informació. Se sap també que hi va haver moviments a Guàrdia de Noguera, però no se n'ha trobat informació concreta. La magnitud màxima dels lliscaments enregistrats s'ha classificat com a M3 (Figura 2.17).

Pràcticament totes les esllavissades documentades van causar danys. A Balaguer (Noguera), el despreniment va causar desperfectes a un immoble.

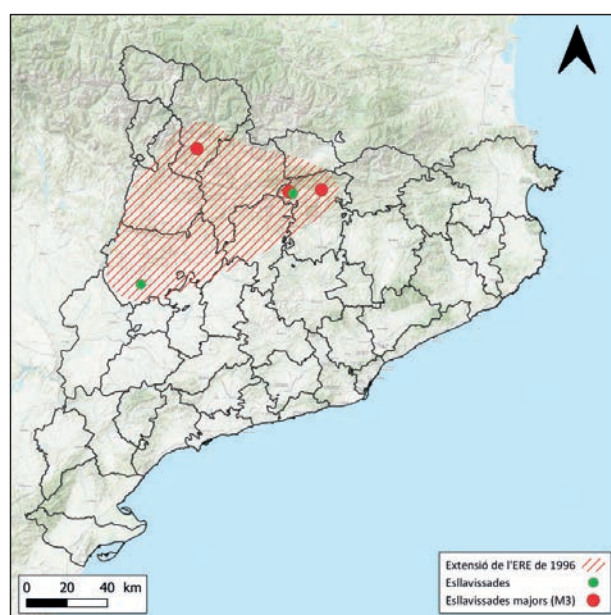


Figura 2.17. ERE corresponent a l'episodi de gener de 1996.

A Bressuí (Pallars Sobirà), es van produir esquerdes a dues cases. A Guardiola de Berguedà va afectar tres cases i hi va haver dues carreteres tallades al Berguedà. No s'ha trobat informació del cost d'aquest episodi i no hi ha reportades víctimes mortals.

L'esdeveniment major documentat té una magnitud M_{max} de 3, que considerant l'extensió de l'episodi ($Ext=3$) fa que se li assigni una magnitud mRL de 3.

2.2.7 Berguedà (2008), $mRL=1$

Aquest és l'episodi més local de tots els episodis inventariats en aquesta memòria (Figura 2.18). Va afectar una àrea de 8 km², entre la població de Berga i l'Embassament de la Baells principalment, que s'ha pogut delimitar a partir de la cartografia realitzada per la tesi doctoral de Portilla Gamboa (2014).

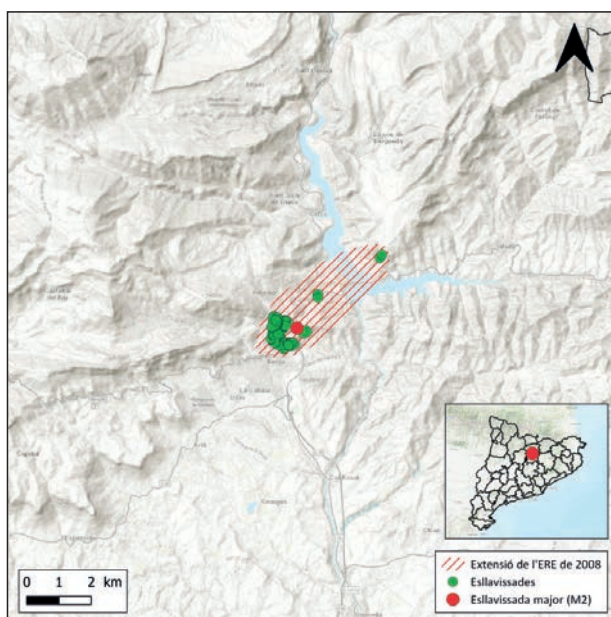


Figura 2.18. ERE corresponent a l'episodi de juny de 2008.

El desencadenant va anar associat a un període de pluges continuades que es va iniciar el 31 de maig i es va perllongar fins el 6 de juny, després d'una primavera plujosa. El pic de la precipitació és de 73 mm el dia 4 de juny a Berga, dia en què va tenir lloc l'esllavissada del túnel de Núria de la C-16 i la majoria d'esllavissades documentades (Portilla, 2014). Hi ha enregistrats 207 esdeveniments, fonamentalment fluxos de terres i lliscaments superficials de petites dimensions, tots de magnitud $M1$, excepte el del túnel de Berga de magnitud $M2$, que va suposar el tancament de la C16 durant diversos dies. La revisió de l'ortofoto de 2008 permet identificar esdeveniments que no han estat enregistrats a la cartografia original de 2014.

Els danys que es van registrar van ser principalment a la C16 i al túnel de Berga, i també a l'estructura del túnel a causa de l'aigua. També es van produir danys als bancals dels vessants adjacents.

L'esdeveniment major documentat té una magnitud M_{max} de 2, que considerant l'extensió de l'episodi ($Ext=1$) fa que se li assigni una magnitud mRL d'1.

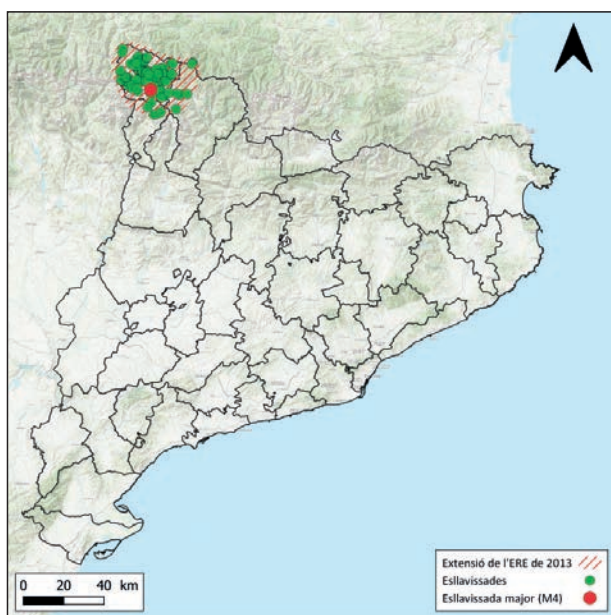


Figura 2.19. ERE corresponent a l'episodi de juny de 2013.

2.2.8 Val d'Aran (2013), $mRL=3$

Aquest episodi va tenir lloc el 18 de juny de 2013 a causa d'un temporal de pluges que va coincidir amb una forta fusió d'un important mantell nival a causa de la pròpia pluja i a les temperatures pre-estivals. L'episodi va afectar principalment la Val d'Aran, però també es van produir esllavissades a les zones limítrofes del Pallars Sobirà i de l'Alta Ribagorça (Figura 2.19.).

De l'episodi de 2013 es disposa de molta informació gràcies a l'inventari efectuat per l'ICGC amb posterioritat a aquest (ICGC, 2020a). Durant l'episodi es van produir diferents tipus de fenòmens, però sobretot lliscaments superficials i fluxos. L'esdeveniment major documentat és el flux que va tenir lloc al Barranc dera Aubeta a Valarties, al qual se l'ha

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

assignat una magnitud M4. El proper capítol té un apartat dedicat a detallar de forma més extensa aquest episodi.

Els principals danys van ser els causats per les riuades que van provocar esfondraments d'edificis i carreteres, destrucció de ponts i d'altres infraestructures. Les esllavissades van produir talls en vies de comunicació i alguns danys menors en infraestructures.

L'esdeveniment major documentat té una magnitud Mmax de 4, que considerant l'extensió de l'episodi (Ext=3) fa que se li assigni una magnitud mRL de 3.

2.2.9 Temporal Gloria (2020), mRL=4

El temporal Gloria va tenir lloc entre els dies 19-23 de gener de 2020 i es va caracteritzar per unes pluges persistents, que van acumular fins a un màxim de 516 mm a Lliurona (Alt Empordà) i un fort temporal de mar. El temporal Gloria va ser excepcional ja que va tenir lloc durant l'hivern, una època poc habitual de pluges torrencials, i per la seva durada. La combinació de diferents fenòmens meteorològics extrems: vent, amb ratxes molt fortes i persistents per sobre dels 70 km/h a gran part del país, amb ratxes màximes de fins a 144 km/h, que van generar onades de més de 7 metres d'altura en alguns punts del litoral; pluges generalitzades, amb precipitacions acumulades de fins a 400 mm en alguns punts, i nevades, tant a cotes altes com a cotes baixes, en diferents sectors, amb temperatures molt baixes, van desencadenar, de forma simultània, processos fluvials, litorals i de vessant (ICGC, 2020b).

El temporal va afectar a tot Catalunya, però sobretot a les comarques de costa i el sector nord-oriental com a epicentre (Figura 2.20). A Andorra i als Pirineus en general la precipitació va ser en forma de neu i per tant en aquestes zones la precipitació líquida va afectar només els fons de vall. L'abast de l'episodi arriba, com a mínim, fins a l'Illa de Mallorca, essent doncs l'ERE de major extensió de tots els reportats. De tota manera és possible que sigui degut al seguiment més exhaustiu d'aquests episodis que es fa actualment.

Les conseqüències del temporal van ser una forta erosió de platges, el desbordament de la Tordera, el Llobregat i el Ter a la seva part baixa i múltiples esllavissades. L'afectació va ser important en vies de comunicació i en zones urbanitzades però no hi ha constància de víctimes mortals causades per les esllavissades. L'Oficina Catalana del Canvi Climàtic va quantificar les pèrdues econòmiques de l'episodi en 518 037 846 € (OCCC, 2020).

D'aquest episodi es disposa de molta informació de les esllavissades, amb 440 esdeveniments inventariats. La distribució de les esllavissades és coherent amb els valors de precipitació acumulada entre els dies 19 i 23 de gener. Així, els moviments de vessant es van distribuir per tot Catalunya, encara que hi ha zones amb una forta concentració d'esdeveniments, com per exemple als voltants del Montseny. Pel que fa al tipus de moviments, els més abundants van ser els lliscaments superficials, amb el 71%. Segueixen els desprendiments amb el 21,5% i els corrents d'arrossegalls amb l'1% (ICGC 2020b).

L'esdeveniment major documentat té una magnitud Mmax de 3 i se li atribueixi una extensió (Ext=4) que fa que se li assigni una magnitud mRL de 3.

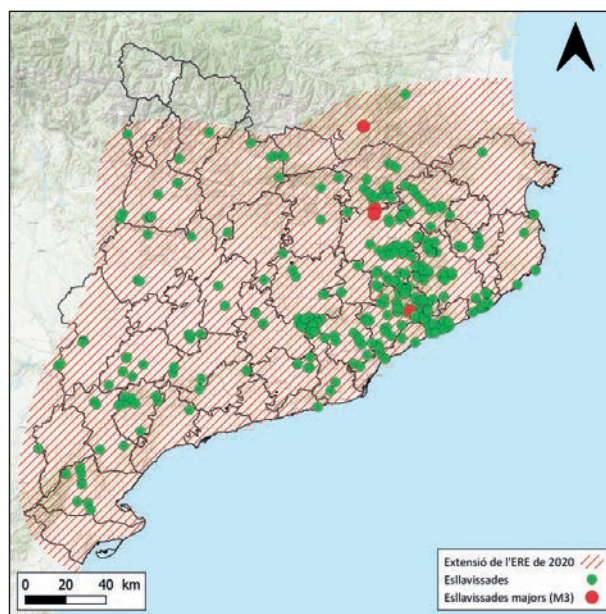
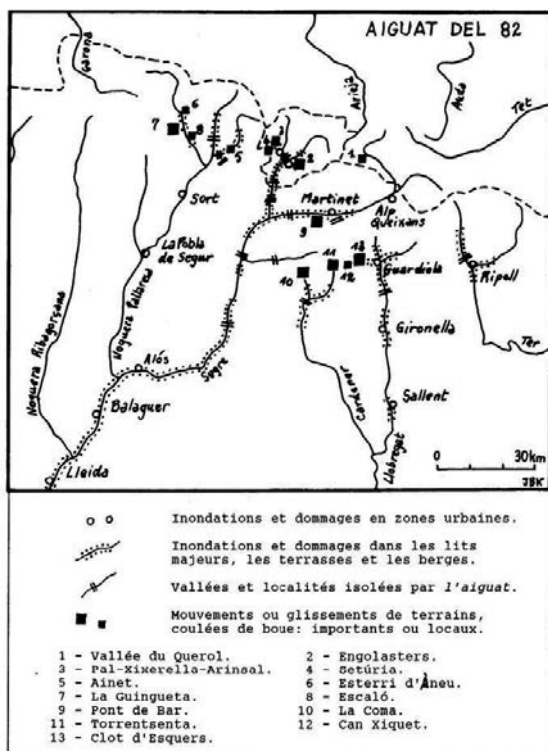


Figura 2.20. ERE corresponent a l'episodi del temporal Gloria (gener de 2020).

2.3 L'aiguat del 82

2.3.1 Introducció

Entre el 6 i el 8 de novembre de 1982 va tenir lloc un dels episodis meteorològics més importants que es recorda als Pirineus orientals. L'episodi va ocasionar nombroses afectacions a Catalunya i Andorra a causa del desbordament del Segre, la Valira i la Noguera Pallaresa (Figura 2.21), fet que ocasionà greus danys a les poblacions situades al llarg dels seus cursos fluvials i va desencadenar un episodi regional d'esllavissades de magnitud mRL=4. Sovint es fa referència a aquest episodi com "l'aiguat del 82".



Una primera reconstrucció de la precipitació d'aquest episodi (SGC, 1983) representada en forma de cartografia d'isohietes (Figura 2.22) ja va mostrar una forta correlació entre l'acumulació de les precipitacions i la localització de les esllavissades enregistrades a Andorra i a Catalunya.

Figura 2.21. Principals impactes de "l'aiguat del 82" als Pirineus catalans i andorrans. Amb un requadre negre s'assenyalen moviments del terreny o esllavissades importants (quadrat gran) o locals (quadrat petit). Dins d'Andorra, es remarquen les zones d'Engolasters (núm. 2), Pal-Xixerella-Arinsal (núm. 3) i Setúria (núm. 4). A la figura també es pot observar com el Principat es trobava aïllat de Catalunya per carretera i també les zones urbanes de la zona de la capital inundades i amb danys. Extreia de Becat, 2013.

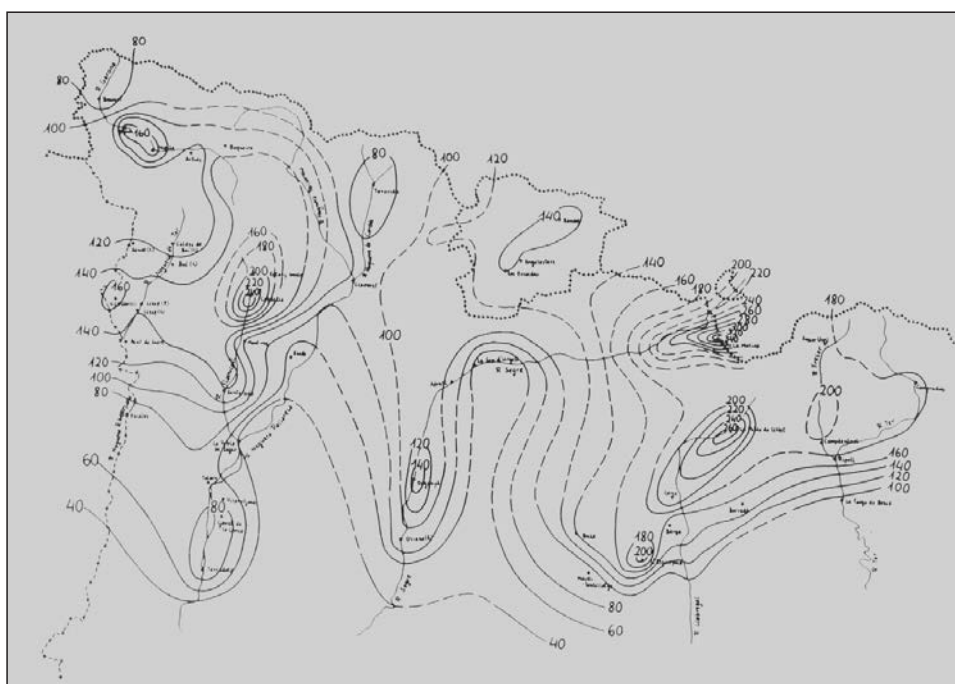


Figura 2.22. Mapa d'isohietes de l'episodi de 1982. Extreia del SGC (1983).

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

Des del punt de vista de les esllavissades, l'aiguat del 82 va marcar l'inici d'una nova etapa de coneixement dels episodis regionals d'esllavissades, ja que fou la primera en què es van realitzar nombrosos treballs de camp postesdeveniment i inventaris sistemàtics dels fenòmens ocorreguts. Els inventaris d'esllavissades de l'episodi de 1982 mostren que l'ERE va afectar especialment el sector centre oest dels Pirineus, entre els massissos del Canigó (Conflent, França) i la Maladeta (Osca, Espanya), Andorra i les comarques de Cerdanya, Alt Urgell i Pallars Sobirà. Els principals treballs sobre el terreny van ser els del Servei Geològic de Catalunya (1983) i l'informe de la Conselleria de Serveis Públics de les Valls d'Andorra (1982). Posteriorment, l'episodi donar lloc a diverses tesis doctorals (Baeza, 1994 i Santacana, 2001) a més de nombroses publicacions i articles científics.

A Andorra l'episodi és molt recordat ja que va causar un fort impacte al conjunt de la ciutadania, tant pel nombre de víctimes com pels nombrosos danys que van patir les infraestructures. Les afectacions pel desbordament de la Valira i els seus afluents al pas per diverses poblacions van ser notables (Figura 2.23). Es van comptabilitzar més d'una desena de morts i quantiosos danys materials (que es van estimar en uns 24 milions d'euros). La crescuda de la Valira, a més d'arrossegar cotxes, cisternes, pallers, etc., va emportar-se diversos trams de la carretera general (CG-1) deixant Andorra incomunicada amb Catalunya i aïllant algunes poblacions. La parròquia de Sant Julià va patir a més la manca de subministrament de llum i d'aigua. Tot i que la majoria de destrosses van ser causades per la crescuda dels rius, els moviments de vessant i l'erosió van aportar una gran quantitat de sediments a les riuades fet que va incrementar la virulència de les inundacions (Figura 2.24).



Figura 2.23. Imatges de les conseqüències de les inundacions de 1982 a Andorra.
Fonts: El Poble Andorrà, 13/11/1982 i Arxiu Històric Nacional/Fons FPB.



Figura 2.24. Detall de la porteria del camp de futbol d'Aixovall que permet estimar el gruix aproximat dels dipòsits (aigua i sediments) en uns dos metres, provinents de la subconca del Riu d'Os de Civís i els seus afluents (Setúria i Salòria).
Font: Expansió – ANDORRA, novembre de 1982.

2. Els Episodis Regionals d'Esllavissades als Pirineus

Tal com s'indica a l'informe de la Conselleria de Serveis Públics de les Valls d'Andorra (1982), les actuacions més urgents que es van dur a terme van ser (i) el restabliment de les comunicacions amb tots els nuclis del Principat i amb l'exterior; (ii) actuacions sobre els estucatges i xarxa de gas (hi havia dipòsits de gas instal·lats a la vora del riu) i (iii) la recopilació de la màxima informació sobre els esdeveniments produïts. Aquest informe va obtenir una valoració de danys observats a infraestructures i immobles públics de 1 300 milions de pessetes de l'època. A tot això, cal sumar-li els danys a les propietats privades, les despeses de les obres de rehabilitació més urgents i la canalització dels rius els anys següents a l'aiguat; més de quatre mil milions de pessetes, o l'equivalent a 24 milions d'euros (Becat, 2013).

Altres accions que es van portar terme van ser: la mobilització del Sometent per part dels comuns; el decret d'un toc de queda en els dies posteriors a la riuada, i l'establiment d'un pont aeri d'helicòpters entre Andorra i l'aeroport de la Seu d'Urgell que va esdevenir l'enllaç d'Andorra amb l'exterior. També es van improvisar albergs i hotels per real·lotjar gent, sobretot turistes que es trobaven bloquejats a Andorra (Figura 2.25). Ràdio les Valls, que es trobava sense funcionar des de feia uns mesos, va esdevenir el mitjà d'intercomunicació amb la població.

De l'episodi en resta la resposta valenta de la població durant la gestió de l'emergència i el compromís en els treballs de recuperació d'un país que aleshores es descrivia com arrasat. I així ja ho remarcava J. Becat (1982) vuit dies després de la catàstrofe: "malgrat el caràcter traumatitzant de l'aiguat del 8 de novembre de 1982, malgrat els drames humans que no es podran oblidar, malgrat la importància de les destrosses materials, aquest esdeveniment ha d'ésser un element de reflexió aprofitable per a Andorra".

L'aiguat va fer prendre consciència de la fragilitat del territori davant dels fenòmens naturals catastròfics. Andorra inicià una política activa de lluita contra el risc geològic mitjançant la planificació del territori i la gestió de les emergències, qüestions en les quals ara és pionera.



Figura 2.25. Màquines excavadores van servir per a evacuar clients de l'hotel. Font: Expansió – ANDORRA.

A Catalunya, la precipitació més abundant es va enregistrar a les comarques de la Cerdanya i el Ripollès, amb màxims de 676 mm acumulats en 3 dies i fins a 408 mm acumulats en 1 dia. A l'estació meteorològica de la Molina es van enregistrar 600 mm en menys de 24 hores. L'episodi de pluges es va saldar amb un total de 26 persones mortes, carreteres tallades i amb pèrdues materials, que van superar els 45 000 milions de pessetes de l'època.

A l'Alt Urgell, la riuada va deixar incomunicada la ciutat de la Seu d'Urgell i es van enfonsar els ponts que travessaven la Valira i el pont de la Palanca (Figura 2.26). A la Seu, es calcula que l'episodi va causar pèrdues per valor d'uns 8 milions d'euros ja que la riuada va arrasar tota l'horta i es va emportar tota mena de propietats i bestiar. El desastre i la necessitat de reconstruir la zona van ser un factor clau per a la construcció del Parc del Segre que va acollir les proves olímpiques de piragüisme de les Olimpíades de 1992 i que va representar la regeneració de tot l'entorn i la canalització del Segre.

A l'Alt Urgell hi va haver quaranta pobles aïllats a causa de la crescuda dels rius, l'ensorrament de 30 ponts i nombroses esllavissades a les carreteres.

A la Baixa Cerdanya, la riuada s'emportà la carretera de la Molina al seu pas per Alp. A Martinet, sis edificacions van ser destruïdes i desaparegué el pont de Montellà. El poble on es van produir més danys



Figura 2.26. Estat del Pont de la Palanca dels Gitanos, a la Seu, després dels aiguats de novembre de 1982. Font: Arxiu Vilarrubla. Autor: Josep Xicota.

va ser el Pont de Bar, construït en una zona estreta a tocar del Segre, que va quedar totalment negat per les riudes. L'aigua va destruir nombroses cases i va acabar d'emportar-se les restes del pont mil·lenari de Sant Ermengol, que donava nom al poble. Mig poble va quedar malmès com a conseqüència de l'esllavissament d'una muntanya i la riuada. Anys després el poble va ser reconstruït en un indret més segur.

A la Conca del Llobregat, el cabal màxim que arribà a l'embassament de la Baells fou de 1 250 m³/s a les 22 hores del dia 7; i des de les 17 hores d'aquest dia fins a la 1 de la matinada presentava un cabal superior als 1000 m³/s, a la matinada del dia 8 va mantenir un cabal màxim de 810 m³/s. A Fagars, el pont de la carretera va constituir un barratge que va afavorir l'erosió posterior dels terraplens i l'acumulació de barres de grava i sorra sobre els camps. A Guardiola, el Bastareny va destruir algunes cases, situades a la riba còncava del meandre. A Gironella, un pont modern va afavorir la pujada de nivell de les aigües, les quals van inundar el barri del marge dret. A Sallent, les aigües van degradar les ribes i van produir danys al sector industrial i a les carreteres.

2.3.2 La reconstrucció meteorològica de l'aiguat

L'anàlisi detallat d'aquest episodi meteorològic històric a partir de la modelització presentada per Traperó (2014) permet concloure que: (1) una massa tropical marítima amb un elevat contingut d'humitat va ser transportada des de l'Atlàntic fins als Pirineus amb una contribució limitada del Mediterrani; (2) que un fort gradient de pressió entre l'anticicló situat al centre d'Europa i la depressió davant de les costes de Galícia va originar la presència de vents molt forts i perpendiculars sobre els Pirineus orientals, fet que va garantir un transport molt eficient de la massa d'aire i (3) que va provocar un marcat i persistent efecte d'ascens orogràfic i les consegüents acumulacions extraordinàries de precipitació al llarg d'unes 36 hores a tot el massís.

2.3.2.1 Precipitació acumulada

Les acumulacions de pluja enregistrades a les diferents estacions meteorològiques permeten obtenir una imatge clara de la distribució espacial de les precipitacions durant l'episodi (Figura 2.27). Els màxims d'intensitat en 24 hores es van registrar entre les 06 TU del dia 7 de novembre i les 06 TU del dia 8 de novembre en zones de muntanya i, en especial, al vessant sud dels Pirineus i Prepirineus. Els enregistraments de pluja van ser de 266 mm a l'estació de la Pobla de Lillet (Berguedà) i de 252 mm a Cabdella (Vall

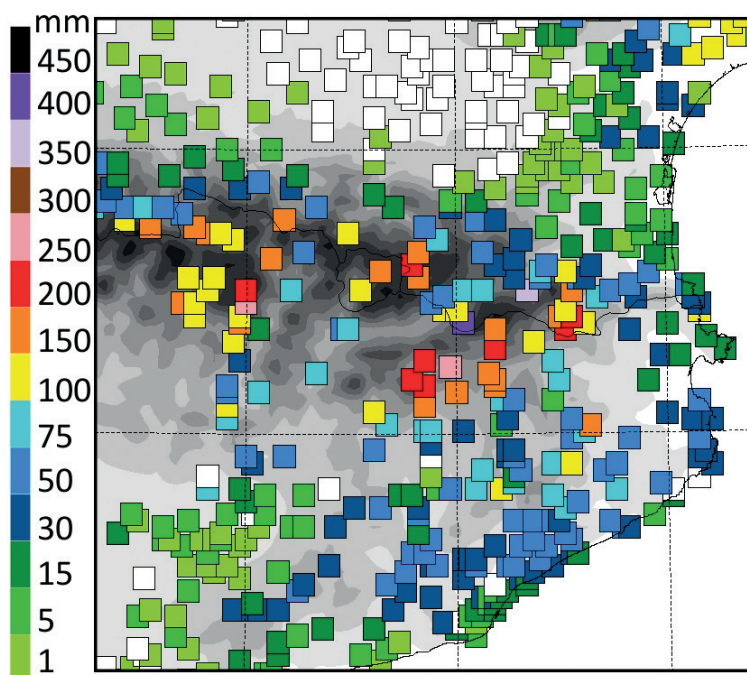


Figura 2.27. Precipitació (mm) enregistrada a les diferents estacions meteorològiques durant el període comprès entre les 06 TU del dia 7/11/1982 i les 06 TU del 8/11/1982. Extreta de Trapero (2014).

Fosca). A Andorra, els enregistraments dels quals es té constància són: 151 mm a Soldeu, 140 mm a les Escaldes i 91,6 mm a Ordino. Destaquen valors elevats com els de les poblacions franceses de Vallcebollera (408 mm) i Pi de Conflent (350 mm) o els 196,3 mm mesurats a Portè-Pimorent (Pirineus orientals). A banda dels Pirineus, també es van enregistrar quantitats destacables al Massís del Montseny (95 mm), en canvi, en d'altres massissos del sud de Catalunya com el Montsant o les Muntanyes de Prades les quantitats no van superar els 50 mm.

Si considerem tot l'episodi, des de les 06 TU del dia 6 fins a les 06 TU del 8 de novembre, els màxims acumulats van assolir valors extraordinaris, com els 610 mm a Pi de Conflent, els 566 mm a Vallcebollera i els 196 mm a Soldeu (Andorra). Aquest episodi també va afectar la zona del massís central francès superant els 400 mm en diversos departaments, com els 509 mm a Tiudaç (Erau) o els 476 mm a Valerauga (Gard) (font: Météo France).

Així doncs, l'efecte de la presència del relleu, és a dir, de la serralada pirinenca, apunta com un dels factors determinants perquè s'enregistressin precipitacions molt quantioses a diferents sectors del massís.

2.3.2.2 Context sinòptic de l'episodi

Els mapes del temps obtinguts amb el model meteorològic francès no hidroestàtic MESO-NH (Lafore *et al.*, 1998) permeten identificar els ingredients que van ocasionar les pluges dels dies 6, 7 i 8 de novembre de 1982. Per fer la modelització d'aquest episodi històric, es van utilitzar com a condicions inicials les reanàlisis ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011) del Centre Europeu amb una resolució horitzontal de 80 km i 37 nivells verticals. Es van realitzar tres simulacions niuades a 40, 10 i 2,5 km amb 40 nivells verticals. Per conèixer més detalls de la simulació i els resultats es pot consultar l'article de Trapero *et al.* (2013).

El mapa de pressió i vent en superfície confirma la presència d'una depressió molt profunda (965 hPa) centrada davant de les costes de Galícia amb un front fred associat, mentre que més a l'est l'anticicló instal·lat a l'Europa oriental es va reforçar a causa de l'advecció d'aire fred escandinau (Figura 2.28). Aquesta configuració de bloqueig continental va frenar l'avanç de la depressió cap a l'oest generant un fort gradient de pressió. Aquest últim factor combinat amb la presència dels Alps, que va forçar el flux anticiclònic a rodejar el massís per l'extrem sud dels Alps Marítics, va tenir com a resultat la generació de forts vents de component sudest a Andorra i Catalunya (15 m/s) i molt forts a la costa del sud de França (Golf de Lleó) (Figura 2.29 a i d).

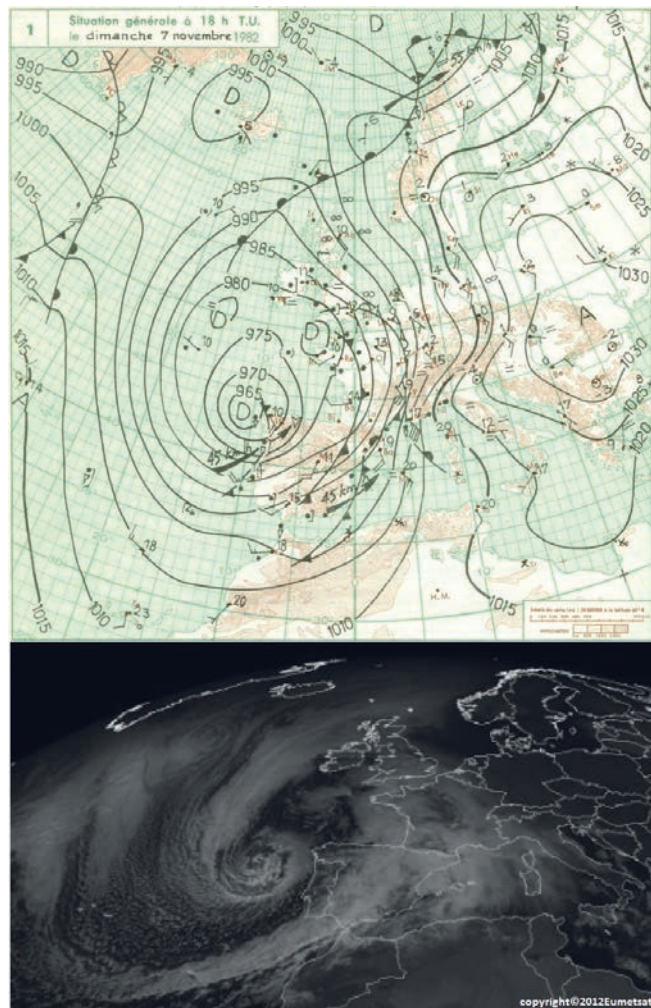


Figura 2.28. Mapa de pressió en superfície (18 TU-7/11/1982) extret del butlletí meteorològic diari publicat el 8 d'octubre de 1982 per la Direction de la météorologie, Ministère des transports francesa. La depressió profunda situada davant de les costes de Galícia i la nuvolositat associada s'observa clarament en la imatge Meteosat del dia 7 a les 12 TU. Extreta de Trapero *et al.* (2013).

A nivells alts, es detecta com el solc que s'estén des de Groenlàndia fins a les costes de Portugal, el dia 6 de novembre a les 12 TU (Figura 2.9b), s'aprofundeix fins a formar una depressió aïllada centrada sobre l'Atlàntic, al nord-oest de la costa gallega, generant així un flux de sud-oest sobre tota la península. La localització del nucli d'aire fred en alçada el dia 7 a les 00 TU es trobava en fase amb la depressió formada en superfície generant així un profund cicló (Figura 2.29b i e).

En conseqüència, es va produir un marcat flux ciclònic de component sud, present tant a nivells baixos com alts, que va transportar sobre els Pirineus la massa d'aire càlida i humida d'origen tropical marítim que hi havia confinada entre les dues masses d'aire fred (*warm conveyor belt*, en anglès). El mapa de la temperatura potencial equivalent a 850 hPa mostra la presència d'un primer front càlid que s'acostava als Pirineus el dia 6 a les 12 TU i el front fred que entrava per Portugal (Figura 2.29c). Aquest segon, més actiu, va contribuir a la forta advecció d'aire càlid i humit al seu davant (dia 7 a les 12 TU) (Figura 2.29f). A causa del bloqueig anticiclònic, les condicions sinòptiques van evolucionar molt lentament i la depressió es va mantenir estacionària a l'oest de la península, situació que va comportar que el fort flux de sud-oest afectés el nord-est de la península durant més de 48 hores.

Així doncs, l'episodi de precipitacions va iniciar-se el dia 6 amb dues fases ben diferenciades: la primera, amb el pas del front càlid menys actiu, i la segona, a partir del dia 7 al matí (06 TU), associada a l'avenç del front fred d'origen polar, amb la pluja prefrontal i el posterior pas del front.

2. Els Episodis Regionals d'Esllavissades als Pirineus

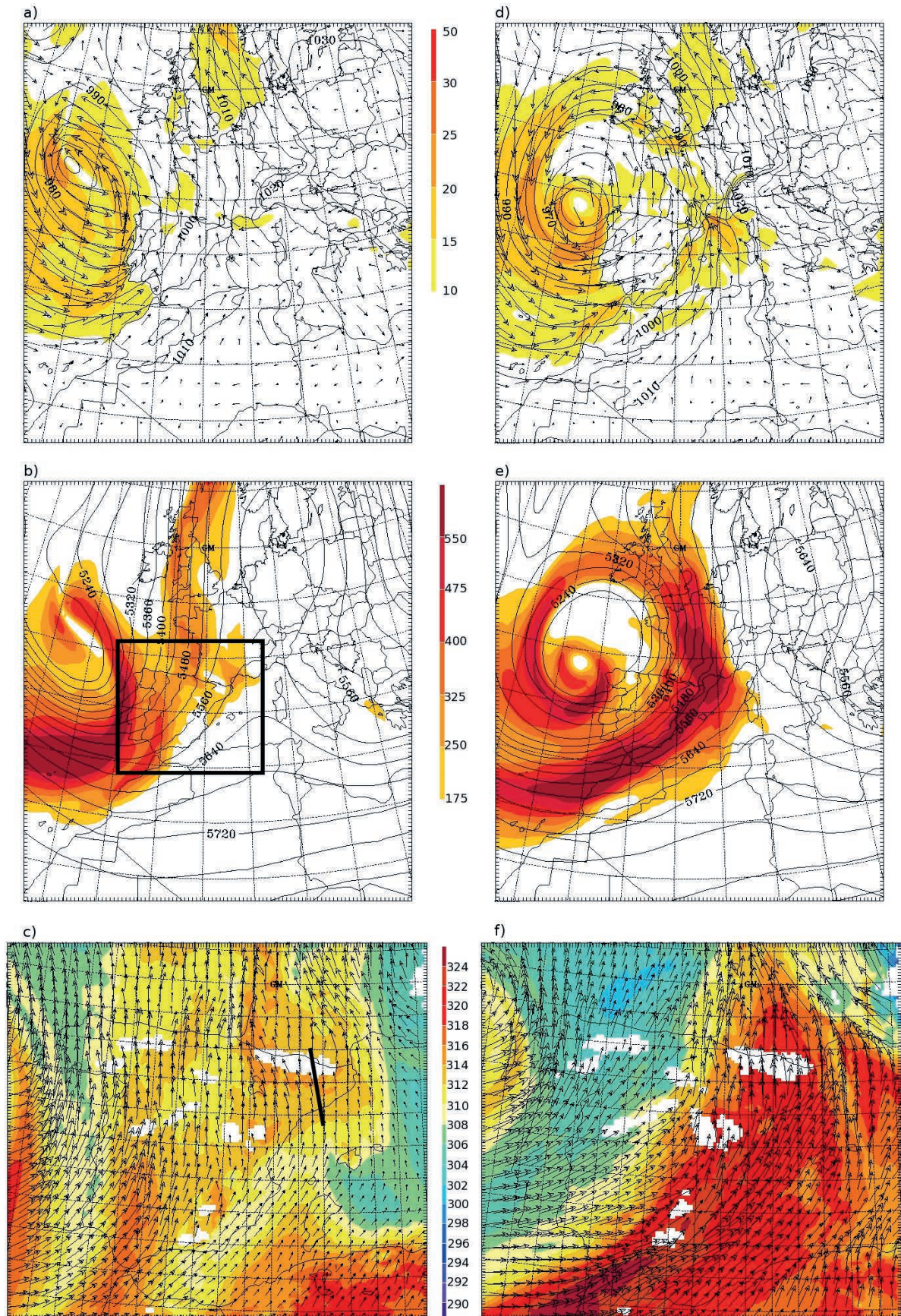


Figura 2.29. Composició de l'evolució de les condicions sinòptiques durant l'episodi. La primera fila (a, d) mostra la pressió en superfície i la velocitat i direcció del vent a 10 m (m/s, llegenda de colors). La fila del mig (b, e) representa l'alçada geopotencial a 500 hPa i el flux d'humitat integrat de 0 a 3 000m (kg/m/s, llegenda de colors). L'última fila (c, f) mostra la temperatura potencial equivalent (K, llegenda de colors) i el vent a 850 hPa (fletxes). El requadre de la figura b indica la zona representada en les caselles (e, f). La línia negra de la figura c mostra l'eix sud-nord utilitzat per fer els perfils verticals de la Figura 2.10. Extreta de Trapero *et al.* (2013).

2.3.2.3 Ingredients mesoescalars clau

Un cop definit el context sinòptic (>100 km), s'analitzen els factors mesoescalars (de l'ordre 1-100 km i durada 1-12 h) que van ser els determinants en aquest episodi de precipitació intensa.

Com a ingredient indispensable, destaca el flux d'aire càlid i humit que progressivament va arribar a nivells baixos. Si ens fixem en les Figura 2.29b i e, en què hi ha representat el flux d'humitat integrat des de la superfície fins a una altura de 3 000 m, destaquen els valors superiors a 550 kg/m/s que afecten la costa Mediterrània de la Península Ibèrica. Es va produir, doncs, sobre els Pirineus, un flux excepcionalment humit provinent de l'Atlàntic, canalitzat per l'Estret de Gibraltar a causa de la presència de la serralada de l'Atlas. El contingut d'humitat d'aquest flux no es va veure reforçat durant el seu recorregut pel Mediterrani. Aquest fet és coherent amb els resultats del treball de Duffourg i Ducrocq (2011), que conclou que la font principal d'humitat va tenir un origen Atlàntic quan les condicions prèvies a l'episodi són ciclòniques. En concret per aquest episodi, la font no local tenia el seu origen en les latituds subtropicals atlàntiques

A nivells alts, sobre els Pirineus, no es va detectar la presència de cap anomalia d'altitud en la superfície de 2 PVU, que permetria el desencadenament o reforç de l'activitat convectiva. A nivells baixos tampoc no es va detectar cap zona de convergència que es mantingués estacionària durant tot l'episodi. D'altra banda, sí que es va identificar la convergència formada pel pas del front càlid durant la primera part de l'episodi i que va afectar més intensament la zona del Llenguadoc-Rosselló, a França (Figura 2.29 f).

Quin va ser el mecanisme que va permetre l'ascens d'aquesta massa d'aire i la formació de la precipitació?

L'element clau va ser la presència d'un jet o corrent a nivells baixos. A partir del dia 6 al migdia, com s'ha vist en la configuració de la pressió en superfície, els vents es van reforçar mantenint-se gairebé tot l'episodi superiors als 10 m/s, i durant més de 15 hores, superiors als 15 m/s (Figura 2.30a). D'una banda, la seva intensitat va garantir, com hem vist, un transport efectiu de la humitat, i de l'altra, l'altitud en què es troba el jet presenta un màxim al voltant dels 1 500 m, de manera que és als Pirineus on el forçament orogràfic és suficient per permetre la inestabilització absoluta de la massa d'aire i la intensificació de les precipitacions.

Si ens fixem en les intensitats de precipitació a les 16 TU del dia 7 de novembre, s'observa com aquestes són màximes als vessants exposats al flux de sud-est. El tall vertical sud-nord de la Figura 2.30b ens permet veure l'estructura vertical de la precipitació, en què es detecten les ascendències de l'aire en incidir en el relleu i les intensitats més elevades (els colors representen la reflectivitat en dBz obtinguda amb el model; aquesta variable és comparable amb la que mesuren els radars meteorològics actuals i es pot relacionar amb la intensitat de precipitació).

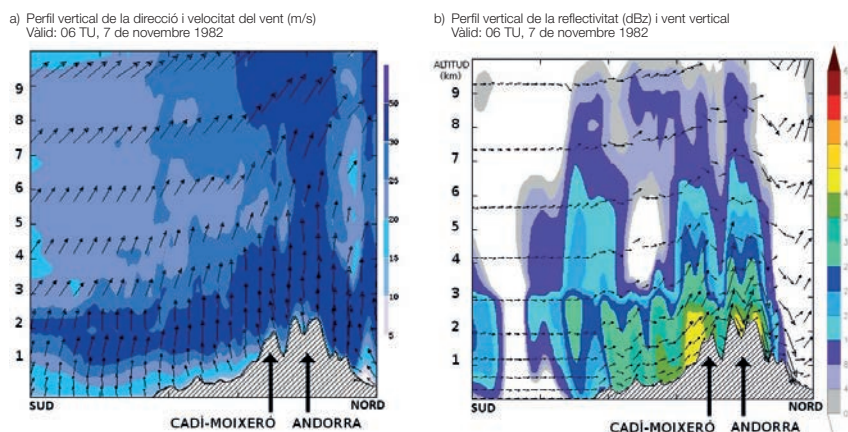


Figura 2.30. Perfils verticals sobre l'eix sud-nord indicat en la figura 4c: a) direcció (fletxes) i velocitat del vent horitzontal (llegenda de colors, en m/s), b) reflectivitat (llegenda de colors, en dBz) i la velocitat vertical que permet identificar on tenen lloc les ascendències de la massa d'aire. Extreia de Trapero (2014).

2.3.2.4 Anàlisi del mapa de precipitació acumulada

El mapa de precipitació acumulada obtingut pel model durant el període comprès entre les 06 TU del dia 7 de novembre i les 06 TU del 8 de novembre (Figura 2.31), ens confirma el rol del relleu com a mecanisme dominant dels ascensos que van fer possible la formació de la precipitació. L'orientació oest-est dels Pirineus és molt eficient per afavorir les precipitacions quan tenim fluxos humits de component sud. Les

2. Els Episodis Regionals d'Esllavissades als Pirineus

acumulacions màximes es detecten sobre els vessants més exposats. Per al cas d'Andorra, els màxims s'identifiquen a l'extrem oest del país, a la zona de Setúria i a la conca del riu d'Òs de Civís a la frontera amb el Pallars Sobirà (Catalunya). Aquests resultats complementen i confirmen les observacions de l'època, ja que, en no tenir enregistraments meteorològics d'aquestes zones del país, va ser amb mètodes indirectes i l'observació dels danys produïts en el terreny que es va poder estimar la intensitat de la precipitació. Així mateix, aquesta modelització també confirma els màxims de precipitació produïts en altres zones com els Prepirineus, el Berguedà o la conca alta del Segre.

Complementàriament, s'observa com la plana del Rosselló va ser protegida de les pluges a causa de l'efecte fogony a sotavent dels Pirineus. Cal destacar que en algunes ciutats franceses es van batre rècords de temperatura màxima mensual, per exemple, a Tolosa de Llenguadoc, amb 22,5°C (l'enregistrament anterior per a un mes de novembre era de 22°C el 1955).

La persistència simultània de tots els ingredients descrits en l'apartat anterior, gràcies a l'estacionarietat de les condicions sinòptiques, va ser determinant en la durada de l'episodi (~36 h) i perquè es poguessin acumular les quantitats excepcionals de precipitació enregistrades.

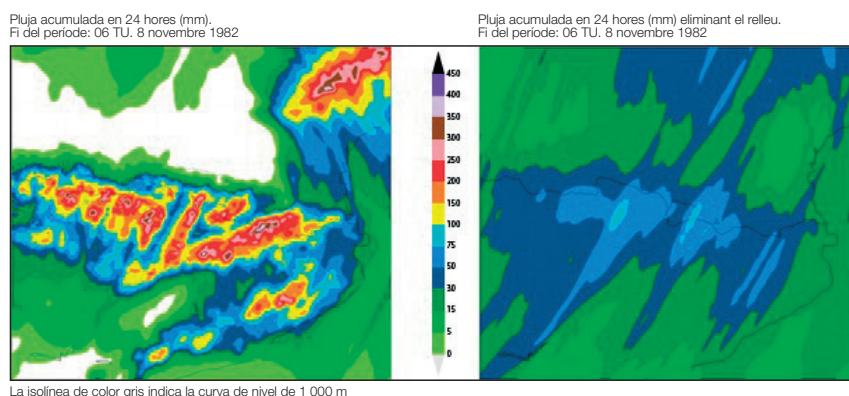


Figura 2.31. Precipitació (mm) obtinguda amb el model meteorològic per al període comprès entre les 06 TU del dia 7/11/1982 i les 06 TU del 8/11/1982. La imatge de la dreta correspon al resultat de la modelització de la precipitació en l'experiment en què s'ha eliminat el relleu. Extreta de Traperó (2014).

Què hauria passat si els Pirineus i la resta de muntanyes no existissin?

El mecanisme d'ascens determinant a escala local en aquest episodi no existiria i, per tant, la massa d'aire càlida i humida no hauria generat tanta precipitació. Només s'hauria enregistrat l'associada a les condicions existents a escala sinòptica, és a dir, al pas dels fronts amb un camp de precipitació més homogeni a tot el territori i menys intens.

La segona part de l'anàlisi, mitjançant els experiments de sensibilitat amb el model meteorològic en què s'ha modificat el relleu, s'ha pogut comprovar explícitament i quantificar l'efecte dels Pirineus com a mecanisme directe d'ascens dels fluxos d'aire incidents (Figura 2.11b). En aquest sentit, es pot afirmar que la precipitació als Pirineus orientals hagués estat de mitjana un 65% inferior, i fins a un 80% a la zona del Canigó. En canvi, si ens centrem només en l'efecte de la Serra del Cadí sobre Andorra i el Pallars, de mitjana, si aquesta serra no existís, la precipitació hagués estat un 50% més intensa a Andorra i un 32% superior al sector nord-est del Pallars Sobirà.

2.3.3 L'episodi d'esllavissades d'Andorra

Tres dies després dels aiguats es va realitzar un vol d'helicòpter per tal de fer una primera valoració de danys. D'aquest vol en va resultar un treball encarregat pels Serveis Públics del Govern d'Andorra (Becat, 1982). El treball va remarcar com al llarg de tota la vall van produir-se canvis en el llit major del riu, el desplaçament i la creació de meandres, l'erosió a les ribes còncaves, la reactivació de cons de dejecció, l'erosió superficial i les esllavissades (Becat, 1982; Conselleria de Serveis Públics de les Valls d'Andorra, 1982).

A grans trets, la hidrografia de les principals valls andorranes tenen una forma d'"Y": a l'oest es troba la Valira del nord, a l'est la Valira d'orient i ambdós s'uneixen per sobre d'Andorra la Vella formant la Valira, que baixa en direcció la Seu d'Urgell per ajuntar-se amb el Segre. Cadascuna de les valls van ser afectades de forma particular per l'aiguat. A trets generals, la zona oest del Principat va ser la part més afectada. Concretament, es poden distingir dues zones que mostren una major concentració d'activitat

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

d'esllavissades, que podrien indicar que és en aquestes localitzacions on es van produir els màxims de precipitació (Figura 2.32), tot i no disposar d'enregistraments de precipitació en aquests punts. Si és així, els epicentres pluviomètrics es relacionarien molt probablement amb els relleus muntanyosos (un d'ells coincideix amb el Pic del Comapedrosa, el més alt d'Andorra).

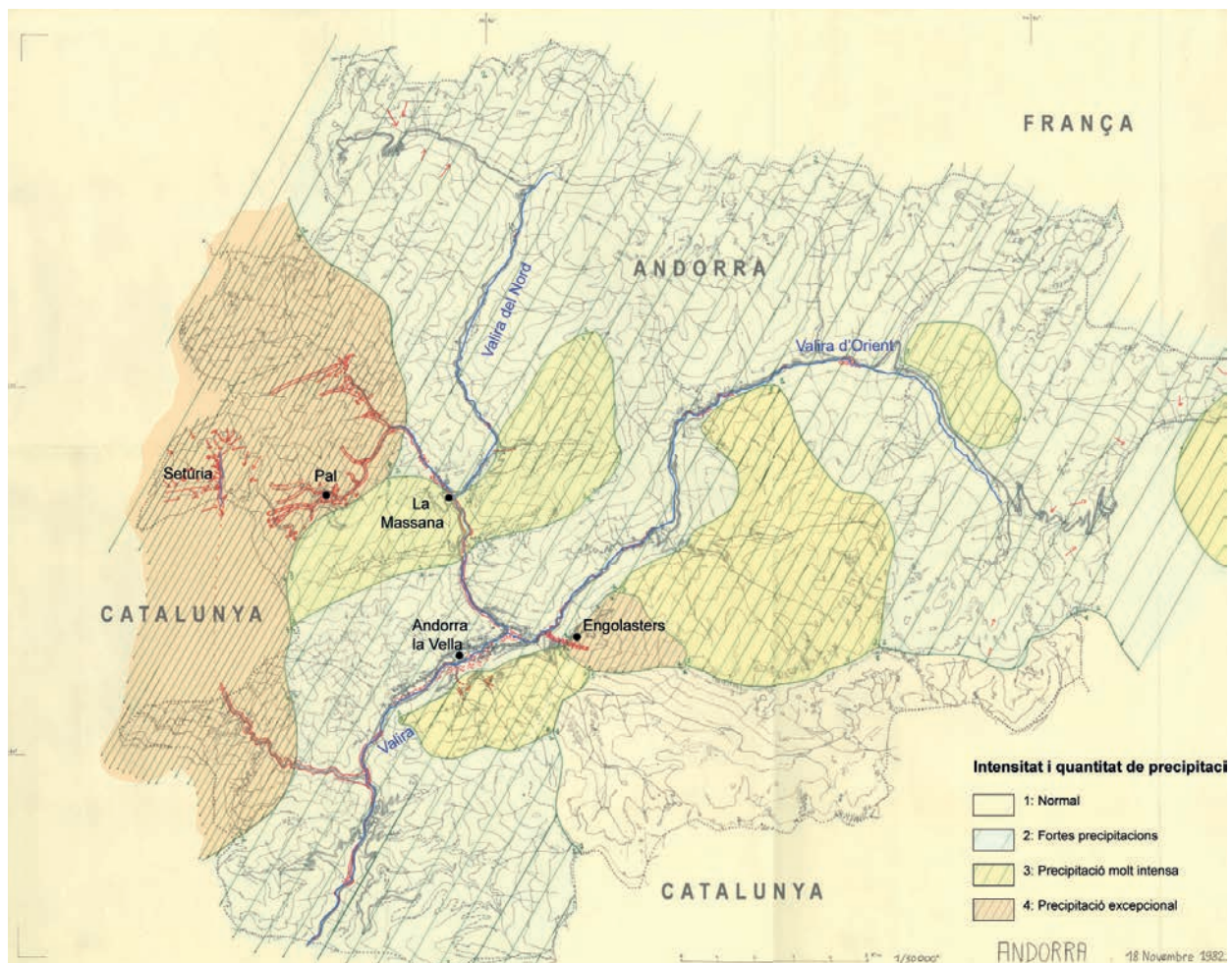


Figura 2.32. Mapa dels efectes de l'aiguat del 82 a Andorra. En vermell, cartografia d'efectes geomorfològics i les zones en colors indiquen intensitat i quantitat de precipitació estimada segons l'autor: 1-Normal: no s'ha mogut res; 2-Fortes precipitacions: traces de corrent fort, desbordaments, de vegades alguns rastres d'aixaragallament, però pràcticament sense presa de l'erosió i acumulació; 3-Precipitacions molt intenses: traces importants però no catastròfiques; 4-Precipitació excepcional: traces catastròfiques. Modificada de Luc Barthélemy. Font: Centre d'Estudis Andorrans – Perpinyà, desembre de 1982.

La vall de la Valira d'orient va experimentar una inundació molt forta, amb carreteres tallades i una esllavissada destacada a Engolasters, però els danys i l'impacte de la inundació van ser menys importants que a la conca de la Valira del nord i aigües avall de la confluència dels dos rius. A la conca de la Valira del nord, les zones més afectades van ser les de Pal i Setúria, mentre que aigües amunt de la Massana els danys van ser menors: algun desbordament, rastres d'aixaragallament, però pràcticament sense presa de l'erosió i acumulació.

Diversos treballs elaborats en el marc d'aquest esdeveniment històric se centren en els efectes dels aiguats, però pocs fan referència a les inestabilitats del terreny. En destaquen els treballs de Lande (1984) i Baeza (1994).

Baeza (1994) recopila 73 moviments de vessant inventariats a Andorra en relació amb l'aiguat del 82 (Figura 2.33), dels quals 8 són desprendiments, 45 lliscaments planars i 20 lliscaments rotacionals. Pel que fa al volum total estimat de la massa mobilitzada pels moviments, 59 (és a dir un 81%) es classificarien com a moviments extremadament petits (<500 m³) i 14 com a molt petits (500-5 000 m³) segons la classificació de Fell (1994). L'esllavissada amb un major volum de massa mobilitzada correspon a un corrent d'arrossegalls (4 786 m³) a la zona de Pal.

2. Els Episodis Regionals d'Esllavissades als Pirineus

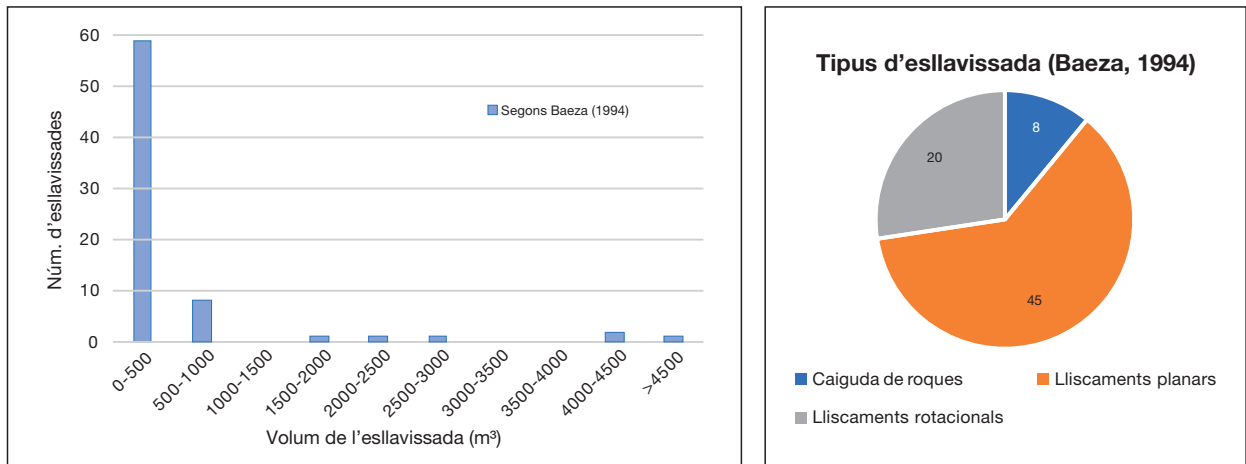


Figura 2.33. A l'esquerra, gràfic de barres que relaciona la quantitat de moviments cartografiats segons el volum de massa mobilitzada. A la dreta, classificació dels mateixos moviments inventariats segons el tipus de trencament. Modificada de Baeza (1994).

Geogràficament, aquests 73 moviments queden distribuïts de la manera següent: 2 a la zona de Llorts, 4 a Certers, 18 a Encamp-Prats, 2 a Soldeu i els 47 restants a Pal-Arinsal. L'autora, a part de localitzar els moviments, els va descriure, de manera que es tenen dades quantitatives i qualitatives de cadascun. A la Taula 2.2 es resumeixen els rangs de valors d'algunes d'aquestes variables. Com es pot observar, tots els moviments es van donar per sobre dels 1 100 m d'altitud i en vessants amb un angle superior als 23°.

TAULA 2.2. Rang de valors de les variables principals estudiades per Baeza (1994) en 73 moviments de massa inventariats a Andorra.

Variable	Altitud	Angle natural del vessant	Angle del vessant per sobre de la cicatriu	Projecció horitzontal de la zona de trajecte	Desnivell de la zona de trajecte	Volum total estimat de la massa mobilitzada
<i>Unitats</i>	<i>m</i>	<i>°</i>	<i>°</i>	<i>m</i>	<i>m</i>	<i>m³</i>
Mitjana	1 828,27	36,98	32,16	73,59	46,47	493,25
Mínim	1 135,00	23,30	9,70	7,90	3,48	6,92
Màxim	2 350,00	57,50	63,00	469,00	267,33	4 786,30

2.3.3.1 L'esllavissada d'Engolasters

A la zona d'Engolasters, al vessant obac de la Serra de Ràmio entre 2 200 i 2 150 m, es va produir una gran esllavissada (Figura 2.34 i Figura 2.35). Va començar com un lliscament d'uns 50 m de llarg i entre 8 i 10 m d'ample (Lande, 1984). El sòl, d'uns 20 cm, es va tornar líquid i es va esllavissar sobre els blocs de morrena, emportant-se tota la vegetació que tenia a sobre. L'esllavissada es va perllongar amb un flux fangós que va crear una obertura al talús i posteriorment es va canalitzar pel canal torrencial de la Tosa a uns 2 000 m, escombrant la vegetació de la llera fins a arribar al Pla d'Engolasters. La força i l'abundància d'aigua van crear un solc o barranc d'1 km de longitud i 5 m d'ample que seguia paral·lel al Canal de la Tosa.

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

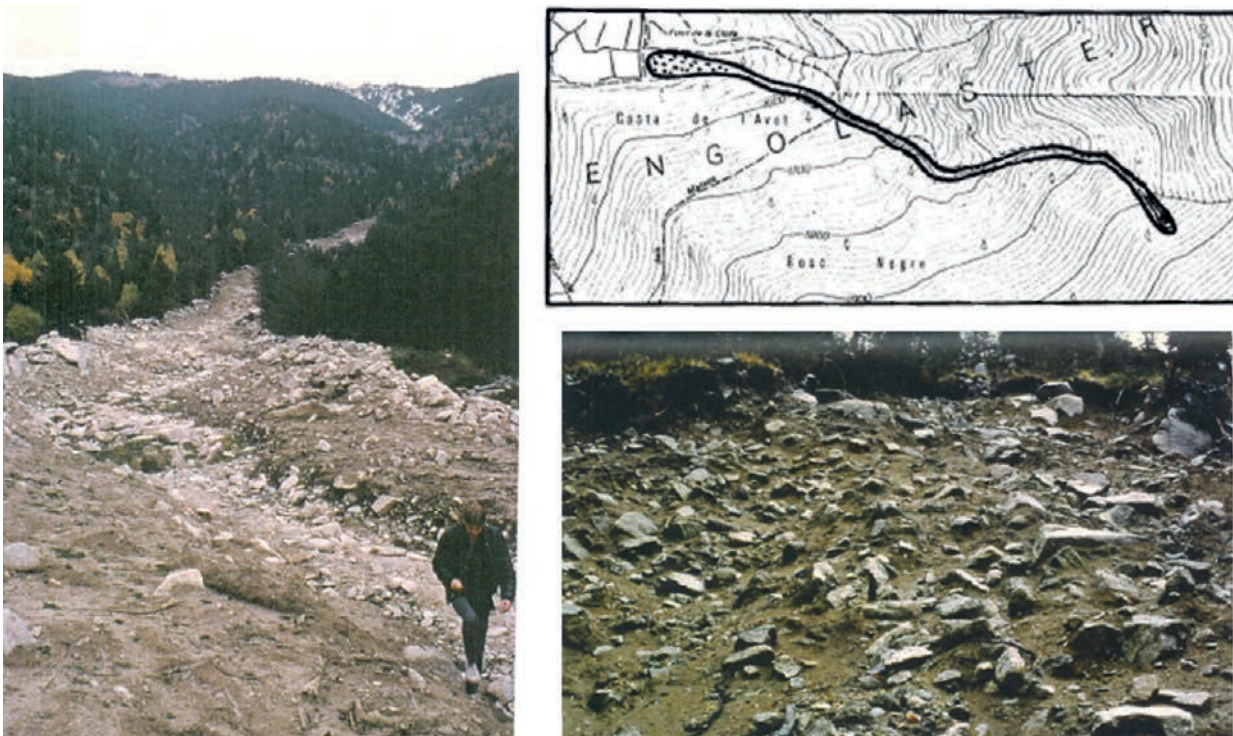


Figura 2.34. Esllavissada d'Engolasters. A l'esquerra el barranc per on va circular l'esllavissada (Lande, 1984); a la dreta, a dalt, la cartografia de Becat (2013); a baix, foto de la cicatriu de la zona de sortida amb blocs de granit de la morrena. Font: Lande (1984).

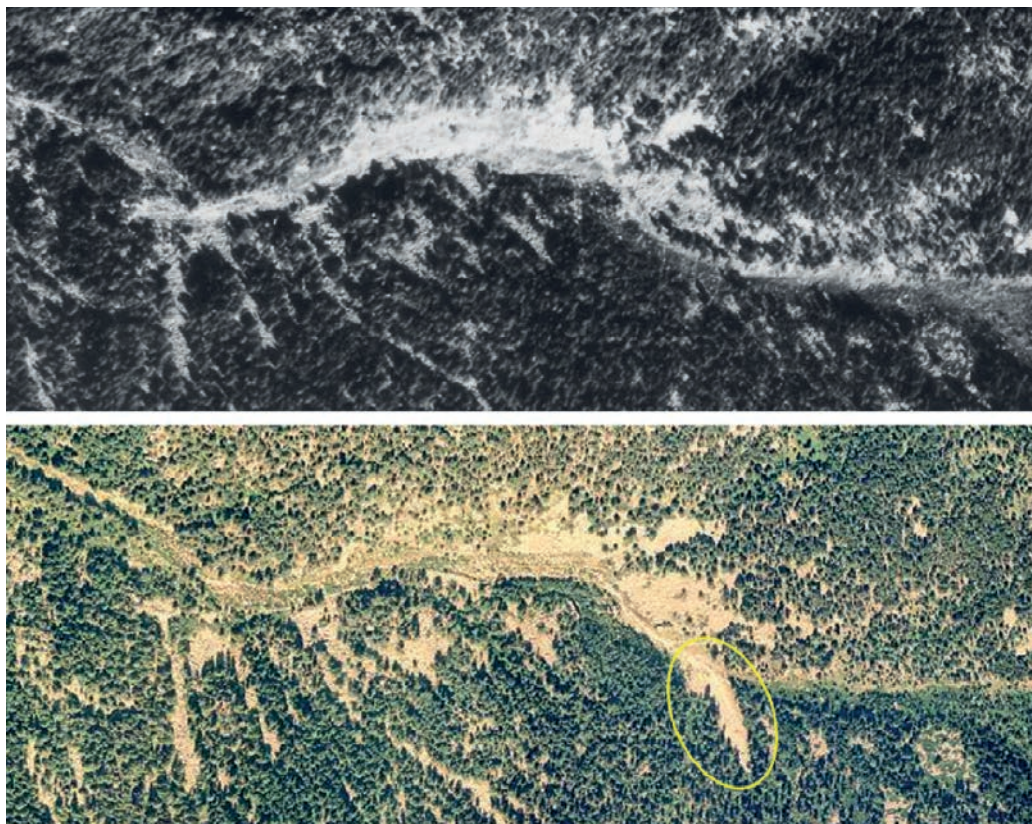


Figura 2.35. Ortofotografies de l'any 1972 (superior) i 1995 (inferior) de l'esllavissada d'Engolasters i el Canal de la Tosa. En groc s'ha marcat la zona d'inici.

2.3.3.2 Les esllavissades a la zona de Pal

A la conca del riu de Pal hi va haver nombroses esllavissades, moltes de les quals van acabar desenvolupant fluxos (Figura 2.36). Inicialment es tractava de moviments de rotació en terrenys tous, en dipòsits de vessant o en esquists i calcoesquists, o bé lliscaments i desprendiments a nivell del substrat quan les roques (generalment calcàries) estaven cobertes per una formació superficial prima. En tot el vessant de Pal i Setúria es van donar petites esllavissades de tipus "cop de cullera" (del francès *coups de cuiller*). Aquest terme fa referència a formes d'erosió del vessant en formacions superficials amb poca plasticitat que s'han tornat molt líquides i han fluït per sota les cicatrius de desenganxament. Solen estar associades als marges de les terrasses de conreus i de prats amb fort pendent amb formació superficial o sòl amb matriu fina abundant que arriba a la saturació després de pluges intenses i continuades.

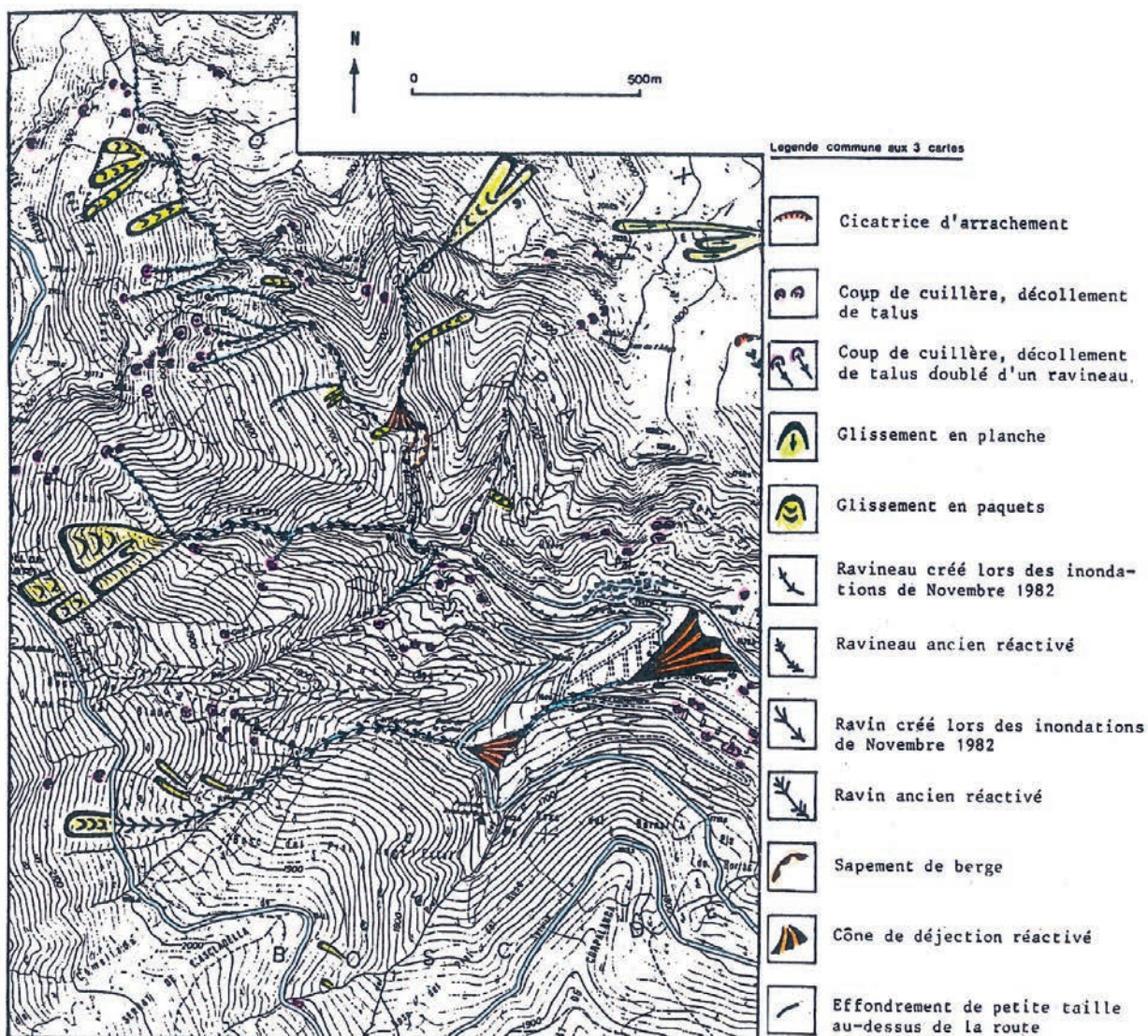


Figura 2.36. Cartografia dels moviments de vessant i formes d'erosió conseqüència dels aiguats del 82 a la zona de Pal. Modificat de Desfarge i Lande (1984).

A escala local es van produir petits embussos de troncs, en particular aigües avall de les esllavissades més importants.

En aquesta zona destaca el corrent d'arrossegalls de les Feixes (Figura 2.37), desencadenat prop del talús de la carretera CG4, involucrant un volum de sortida d'entre 500-1 000 m³ (Euroconsult, 2002). Aquest va transcórrer al llarg del riu Cardemeller incorporant material i arribant fins al con de dejecció on es van dipositar uns 5 000 m³ de material esllavissat. La cicatriu semicircular de la zona de sortida es

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

trobava just per sobre el talús de la carretera. El material esllavissat va bloquejar la carretera de manera que l'aigua es va canalitzar obrint un nou barranc.



Figura 2.37. a) Vista general del vessant a les Feixes (Pal), on s'observa la cicatriu (línia groga) del corrent d'arrossegalls que comença per sobre de la carretera CG4, i part del seu trajecte. Font: Euroconsult (2002). b) Detall de la zona de sortida a la carretera CG4. Font: Lande (1984). c) Detall del xaragall o barranc per on es va canalitzar l'esllavissada per sota de la carretera. Font: Lande (1984).

2.3.3.3 Les esllavissades a la conca de Setúria

La conca de Setúria limita a l'est amb la conca de Pal. Les dues zones són les que més afectacions van tenir de la conca de la Valira del nord. La part alta de la conca de Setúria té una forma d'embut amb exposició sud, on passa aigües avall a territori català (Ós de Civís) i entra novament a territori andorrà confluint finalment amb la vall de la Valira a Aixovall, més a baix d'Andorra la Vella. Durant els anys 1980, la part alta de la conca de recepció es trobava fortament desforestada, amb marques d'un passat de pastures. Aquest fet, juntament amb els forts pendents del terreny i un nucli important de precipitació en aquella zona va afavorir que es produïssin múltiples esllavissades superficials petites i desenes de "cops de cullera" als vessants (Figura 2.38) i també reincisions dels canals torrencials (Becat, 2013). Concretament, tal i com descriu Lande (1984), aquesta vall és marcada per una forma d'erosió particular a causa dels camins de vaca o de ramat. El camí de ramat és un esglaó petit generat per solifluxió i format pel pas de bestiar. Es generen unes línies o camins, en forma d'estries perpendiculars al vessant. Aquests caminets van ser els punts d'inici de múltiples "cops de cullera" en aquesta zona, amb erosions no més grans de 5-6 m d'ample.

El conjunt de la vall va funcionar d'una manera excepcional com un ampli conjunt torrencial únic, podent-se distingir clarament les seves parts: la conca receptora, el canal i el con de dejecció, a Aixovall (Becat, 1982). L'estreta vall entre el poble d'Os de Civís i Aixovall era un llarg canal, amb trossos de carretera desapareguda i cases tocades. Després de l'Oratori de la Font de Joans, lloc on la vall s'eixampla i el pendent del riu disminueix, es van dipositar els sediments al con de dejecció d'Aixovall. D'aquesta manera, a Aixovall es va construir un ventall al·luvial de cinc-cents metres de longitud en el qual es van dipositar entre un i dos metres de sediments.



Figura 2.38. a) i b) Camins de ramat al vessant de Setúria on es desenvolupen múltiples esllavissades i "cops de cullera".
c) Erosions originades a partir de terrasses de conreu; en primer pla, el riu de l'Espeluga. Font: Lande (1984).

2.3.4 L'episodi d'esllavissades a Catalunya

L'aiguat del 82 va afectar sobretot la meitat nord de Catalunya, en especial la comarca del Berguedà i en menor grau les comarques del Solsonès, l'Alt Urgell, la Cerdanya i el Ripollès, la Val d'Aran, el Pallars Jussà i el Pallars Sobirà. A la zona del Berguedà i del Cardener és on es va produir la major concentració d'esllavissades, amb un total de 968 esllavissades inventariades, sobretot petits moviments de massa

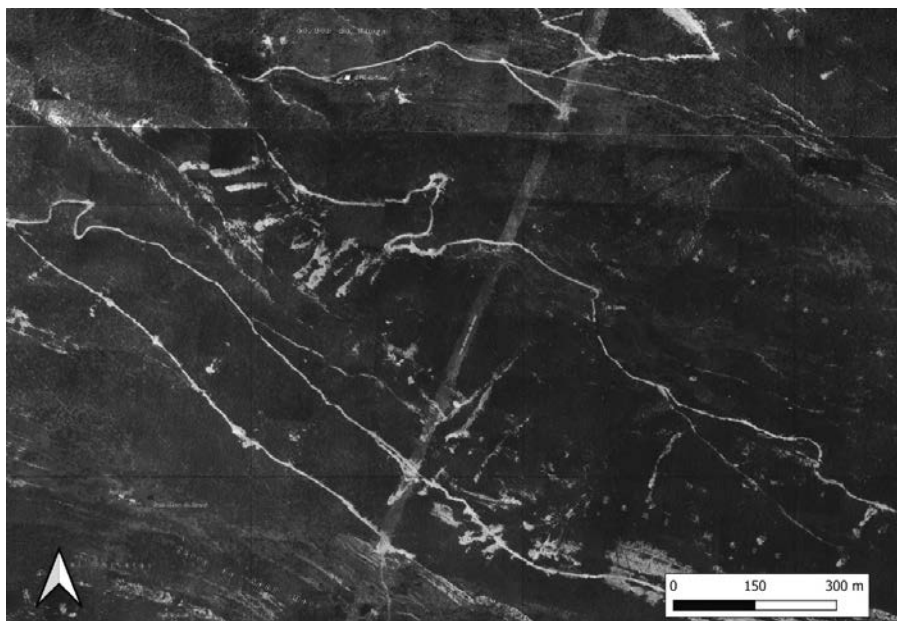


Figura 2.39. Fluxos i lliscaments (M1/M2) a la Baga de Sant Marc (Guardiola de Berguedà).

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

del tipus “cop de cullera” (Figura 2.39 i Figura 2.40), que van afectar marges de camps i zones de cobertura vegetal i van provocar danys localitzats de caràcter lleu. La generalització d'aquest fenomen en sectors determinats pot comportar una degradació considerable dels vessants. Al sector oriental, va afectar també la costa, amb quantitats menys importants, però suficients per generar algunes esllavissades, com és el cas del despeniment que va causar dues víctimes mortals a Montserrat. En aquest document es recull una part de les esllavissades de més magnitud que s'ha extret de l'estudi que va fer el Servei Geològic de Catalunya (SGC, 1983) just després de l'aiguat i de treballs específics de risc geològic en indrets que van ser afectats per esllavissades.

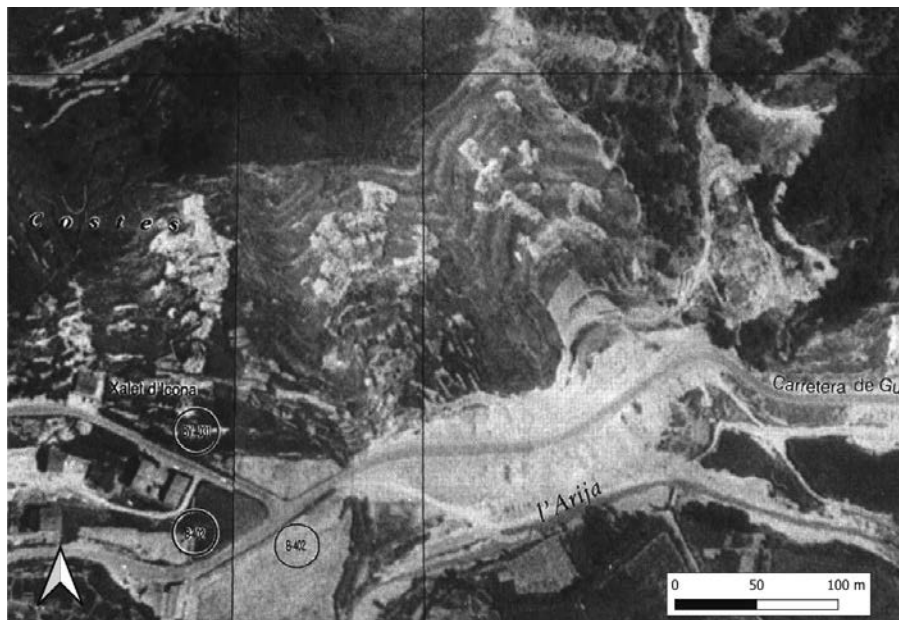


Figura 2.40. Lliscaments (M1/M2) a la Pobla de Lillet.

2.3.4.1 L'esllavissada del Pont de Bar

Durant la nit del dia 7 al 8 de novembre, la crescuda del Segre al seu pas pel poble del Pont de Bar (Alt Urgell) va provocar la destrucció del pont i de la primera filera de cases de la riba esquerra. Simultàniament en el vessant esquerre, es va iniciar una esllavissada de gran magnitud que va arribar a afectar algunes cases del poble i va produir el col·lapse d'un tram de 300 m de la carretera C-1313 (Figura 2.41), del canal de subministrament de la Central Elèctrica i de la pista d'accés al poble de Toloriu. L'esllavissada va obstruir el curs del Segre originant una presa i posterior acumulació d'aigua, fins trencar el barratge causat pel material depositat, provocant una crescuda sobtada del riu aigües avall i la reactivació d'una antiga esllavissada.



Figura 2.41. Desperfectes a la carretera C-1313 com a conseqüència de l'esllavissada del Pont de Bar. Autor desconegut.

2. Els Episodis Regionals d'Esllavissades als Pirineus

El moviment de vessant del Pont de Bar és el més gran reactivat per l'aiguat del 82 i un dels més grans que s'ha produït a Catalunya en els darrers 100 anys. L'esllavissada va mobilitzar uns 20 milions de m³ i s'ha classificat com de magnitud M5. En els 5 anys posteriors el terreny va mostrar signes d'activitat, de manera que el poble del Pont de Bar va ser reubicat uns 1 500 metres a l'oest, en un indret geològicament estable.

Es va tractar d'un lliscament rotacional de grans proporcions, constituït principalment per pissarres i gresos d'edat siluriana (paleozoic) i per fragments de calcàries devonians de mides diverses (Figura 2.42). L'àrea afectada pels moviments es va estendre des de la llera del Segre fins al peu de la gran cornisa devoniana. Els materials d'aquesta àrea presentaven un seguit de cicatrius, l'orientació de les quals testimoniaven l'existència de moviments en el si de la formació superficial. A les parts altes i mitjanes del vessant predominaven les esquerdes de direcció aproximadament E-O, mentre que a la part baixa es va descriure un altre sistema d'esquerdes amb direccions NE-SO i SO-NE. Aquestes darreres eren presents a les principals zones de col·lapse de la part baixa del vessant (Corominas, 2006).

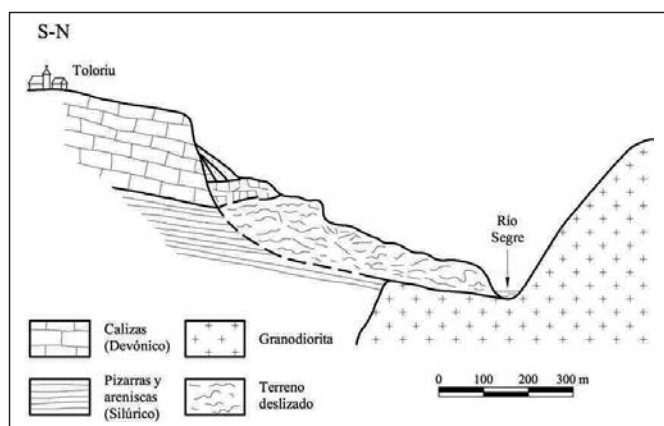


Figura 2.42. Perfil geològic longitudinal interpretatiu de l'esllavissada del Pont de Bar (Alt Urgell, Lleida). Les calcàries carstificades –fracturades– situades a la capçalera, recullen i transfereixen ràpidament l'aigua de pluja infiltrada des de l'altiplà, de 1 248 metres, de la població de Toloriu cap a l'interior de la massa esllavissada. Extreta de Corominas (2006).

L'anàlisi de les fotografies aèries anteriors als fets (vols americans de 1957 i 1978) van posar de manifest que el moviment de vessant va ser motivat per la reactivació d'un gran moviment de massa antic, que mostrava els indicis següents: una gran cornisa de més de 100 m a les calcàries devonianes de la part superior del vessant, indicatiu clar d'una gran cicatriu de desenganxament, i un conjunt de lòbuls convexos desenvolupats al peu de la cicatriu.

2.3.4.2 L'esllavissada de la Coma

A la Coma (Solsonès) es va produir una esllavissada excepcional al vessant dret del Cardener. L'esllavissament, classificat amb magnitud M4, va ocupar una superfície lleugerament inferior a 7 ha, i encara que la major part d'aquesta extensió de terreny afectava boscos i prats, va amenaçar tres habitatges unifamiliars i va destruir completament les obres de captació i els dipòsits d'aigua dels habitatges situats al vessant dret del Cardener (Figura 2.43 i Figura 2.44) (SGC, 1983).

L'esllavissada es va produir entre la nit i la matinada del dia 8 de novembre, quan una colada de fang, pedres i blocs rocosos van iniciar el moviment circulant de forma acanalada pel fons del barranc amb una amplada d'uns 30 m. Aquest moviment va fer un recorregut horitzontal d'uns 500 m i va superar un desnivell de 250 m en nou hores. En arribar al primer canvi de pendent, vora les primeres cases construïdes en aquests vessants, la colada s'expandí en forma de llengua i va quedar aturada en perdre el seu caràcter de fluid dens. D'acord amb les observacions dels veïns, es van produir dues fases del moviment espaiades en el temps i diferenciades per la seva dinàmica. Cap a l'una de la matinada del dia 8, coincidint encara amb les pluges, es va produir el primer moviment. Els veïns van sentir un gran soroll i es van trobar els jardins plens de terra i pedres. No van poder fugir de les cases perquè el Cardener estava desbordat. El segon moviment, es va produir al matí del mateix dia, quan començà a baixar lentament una gran esllavissada que al cap d'unes nou hores es va aturar a les immediacions de les cases.

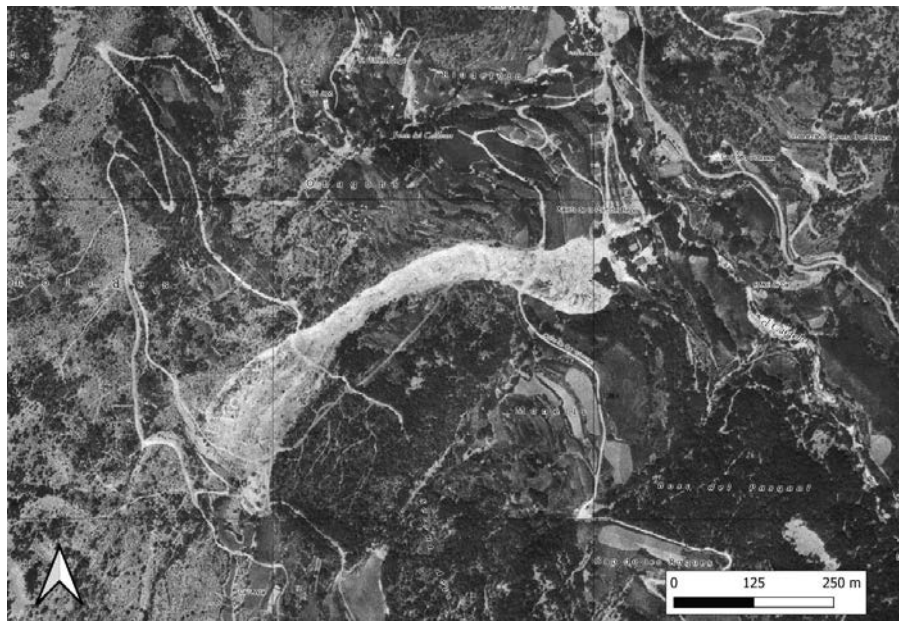


Figura 2.43. Flux de la Coma (M4).

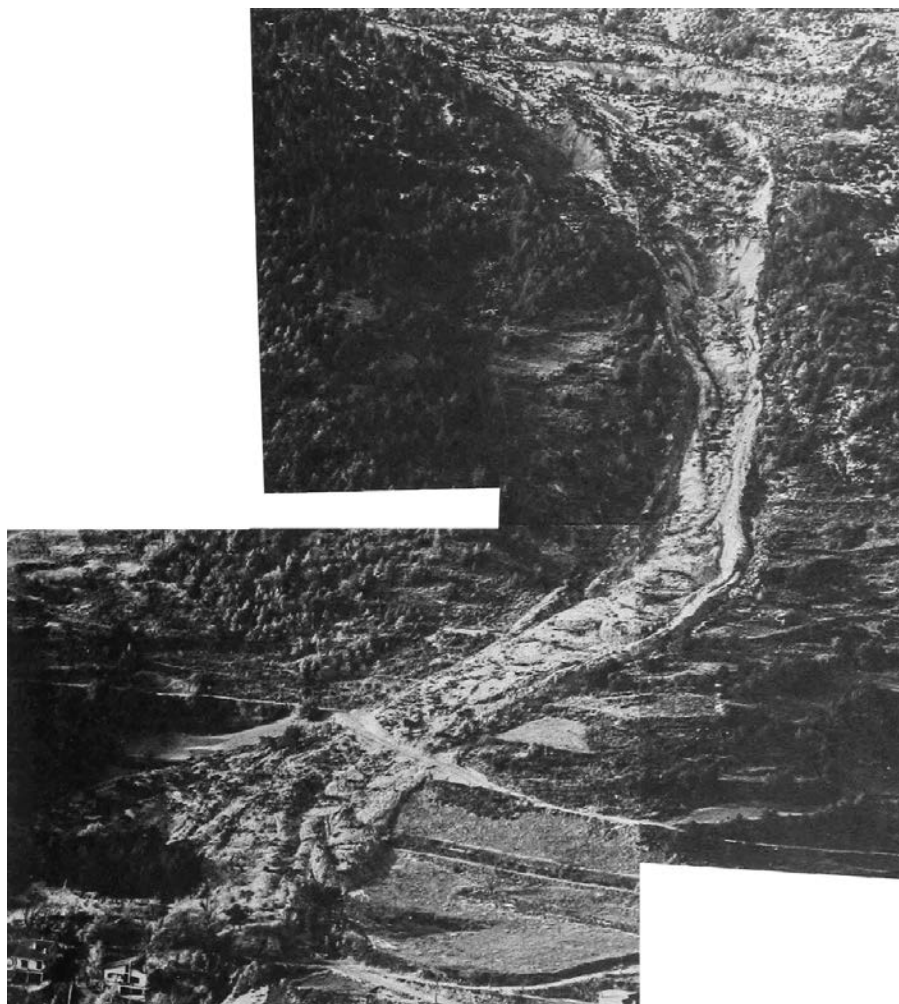


Figura 2.44. Esllavissament principal de la Coma, on poden observar-se les tres grans unitats que el constitueixen. El gran esfondrament de la formació superficial i les argiles ilerdianes a la part superior de la fotografia. La part central, formada per una estreta faixa de terreny per on van circular els materials esllavissats, que es van depositar formant un con darrere de les cases de la part baixa de la fotografia. Extreta del SGC (1983).

2.3.4.3 Les esllavissades de l'àrea de Maçaners, Saldes i Gósol

Durant els aiguats del novembre de 1982 es van produir nombrosos esllavissaments a l'àrea de Maçaners, Saldes i Gósol (Berguedà), els més extensos van ser els del vessant del Clot d'Esquers, situat al sud-est del poble de Maçaners; el de Torrentsenta al sud-oest de Gósol, i el de Can Xisquet al sud-oest de Saldes.

Esllavissada de Can Xisquet

Aquesta esllavissada es va produir a la carretera de Saldes amb la de Gósol que passa pel vessant d'Ensija al sud-oest de Saldes, enfront mateix d'un indret que s'anomena Can Xisquet. Es tracta d'un moviment de massa rotacional, que va ocupar una extensió de l'ordre del miler de metres quadrats, i que va afectar únicament a la formació superficial de graves i blocs amb matriu argilosa. Com en el cas de la Coma, el lliscament del paquet va anar acompanyat per l'emissió d'una colada fangosa.

Esllavissades del Clot d'Esquers

Aquestes esllavissades per les seves característiques es van classificar com a fluxos. La part de la cicatriu, o zona d'inici de l'esllavissada, es caracteritza per presentar el que es va anomenar "cop de cullera" i lliscament rotacional. L'àrea font del material va ser una esllavissada petita en relació amb el volum de material mobilitzat en el flux d'esbaldregalls, per la qual cosa es creu que part del dipòsit de l'esllavissada es deu a la incorporació de material durant el seu trànsit.

Esllavissada de Torrentsenta

L'esllavissada de Torrentsenta, classificada amb magnitud M4, va afectar una superfície superior a 5 ha que estava ocupada per bosc de pi roig i àrees de prats (Figura 2.45 i Figura 2.46). El substrat d'aquest sector és constituït per materials argilomargosos del garumnià, i els recobriments quaternaris eren formats per dipòsits de grava amb una matriu argilosa molt abundant amb un nivell superior de còdols. En conjunt, aquesta formació tenia un gruix de l'ordre d'un metre.



Figura 2.45. Esllavissament de Torrentsenta, emplaçat sobre un substrat d'argiles garumnianes, en el terme municipal de Gósol. A la part superior de l'esllavissada es pot veure la cicatriu inicial del moviment. Extreta del SGC (1983).

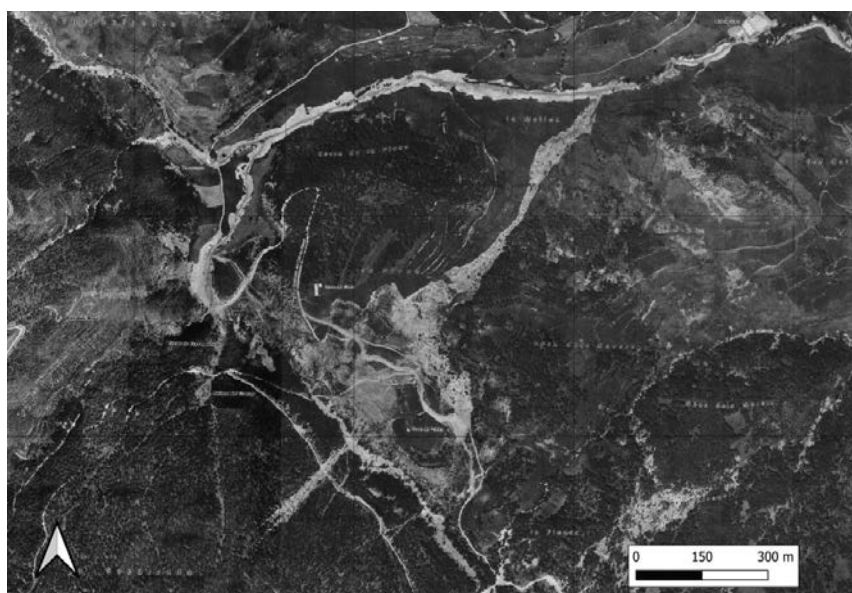


Figura 2.46. Flux de Torrentsenta-Cirerers, Gósol.

2.3.4.4 Els fluxos de la Guingueta d'Àneu i de Jou

Els pobles de Jou i de la Guingueta d'Àneu, al Pallars Sobirà, van resultar afectats per corrents d'arrossegalls. A Jou els sediments van soterrar el pont de la carretera que va a Estais i van malmetre uns prats, mentre que a la Guingueta d'Àneu, a més de colgar els camps que voregen el poble, van afectar algunes cases i van colgar també la carretera d'Estერი.

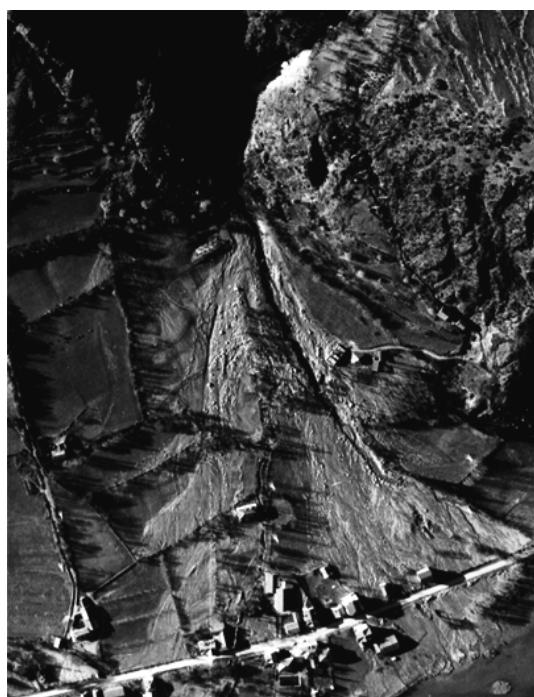
El poble de la Guingueta d'Àneu és situat al marge dret de la vall de la Noguera Pallaresa, al peu d'un torrent tributari d'aquesta, l'anomenat Riu de Jou, a la vall del qual hi ha el poble de Jou. Durant l'aiguat del 82, el poble de la Guingueta i els terrenys que l'envoltaven van ésser coberts per un seguit de corrents d'arrossegalls que van arrossegar grans blocs i arbres, provinents del barranc de Jou. Segons els testimonis recollits al poble de la Guingueta van produir-se un total de tres fluxos: el primer, a primera hora de la tarda (16 h) del diumenge dia 7; el segon, el més important, a la matinada (4 h) del dilluns dia 8, i el tercer, a primeres hores del matí (7-8 h) del mateix dilluns. Segons els testimonis, el temps que va trigar una colada a recórrer el con de dejecció va ésser de 12 segons; si es té en compte que la distància recorreguda va ser d'uns 500 m, la velocitat resultant del flux va ser propera als 150 km/hora.

Aigües amunt, a l'indret del poble de Jou, els efectes d'aquests corrents d'arrossegalls es van manifestar al llarg del canal del Torrent de la Jou i l'afectació principal va consistir en la trencada de la carretera que condueix al poble veí d'Estais a causa del soterrament del pont, el qual es va produir, segons els testimonis, pels efectes del segon flux.

L'origen del material del flux van ser els dipòsits morrènics d'origen glacial formats per blocs, sorra i llims. La sobreexcavació del torrent va fer que s'iniciés una forta erosió en els dipòsits morrènics afavorida per la seva escassa consolidació i la poca estabilitat dels talussos. La mobilització de grans proporcions de dipòsits morrènics va aportar una quantitat elevada de materials al torrent, que van ser arrossegats formant un flux dens que es va aturar al con de dejecció de la Guingueta (Figura 2.47).

El material aportat pels fluxos va colgar una gran superfície de prats, va penetrar als baixos de les cases i va barrar el pas de la carretera d'Estერი. Durant la seqüència dels esdeveniments es van produir modificacions successives de la posició del curs del torrent a la zona del pla per l'acumulació de sediments. El cabal estimat que arribà al con de dejecció és de 50-100 m³/seg, mentre que la quantitat de sediment mobilitzat és de 30 000 a 40 000 m³, tal com s'estima en el document "Estudi Hidrogeomorfològic del Barranc de Jou", realitzat per l'Agència Catalana de l'Aigua l'octubre de 2002, mentre que Serrat *et al.* (SGC, 1983) van estimar el volum mobilitzat en 0,7x10⁶ m³. Es va estimar que els dipòsits aportats pels fluxos van cobrir una superfície de 122 850 m² de terreny (Taula 2.3).

Figura 2.47. Fotografia del con de dejecció el desembre de 1982. Extreta del SGC (1983).



TAULA 2.3. Distribució del material dipositat al con. Extreta del SGC (1983).

Resum de superfícies afectades		
Tipus de material	Superfície (m ²)	Percentatge de l'àrea de con
Blocs	6 700	3,29%
Barreja	15 550	7,64%
Groller	100 600	49,46%
Total	122 850	60,40%

2.3.4.5 El corrent d'arrossegalls del nucli de la Torre de Cabdella

El nucli de la Torre de Cabdella de la Vall Fosca (Pallars Jussà) és situat al peu d'un vessant on hi ha adossat un important till glacial que el fa susceptible de rebre les conseqüències d'un corrent d'arrossegalls per la mobilització d'aquest material. Les pluges que es van produir entre els dies 5 i 8 de novembre de 1982 van provocar la formació d'un flux d'esbaldregalls de 7 m d'amplada per 500 m de longitud, que va mobilitzar un volum d'entre 2 000 i 3 000 m³ de material. El flux va arrasar en el seu recorregut tres edificacions i va provocar 3 víctimes mortals i un ferit greu. El moviment de massa va deixar en el paisatge un solc profund que va tallar el dipòsit morrènic i va deixar una franja de l'ordre de 2 m de vessant sense bosc, a la vertical del nucli de la Torre de Cabdella. La capçalera del moviment es va iniciar a 1 625 m, punt on avui encara és visible la cicatriu corresponent a l'episodi de 1982 (Figura 2.48). A les inspeccions de camp posteriors es van detectar zones d'infiltració d'aigua en el contacte entre el till morrènic i el substrat pissarrenc d'edat paleozoica que constituïa la base del dipòsit pel qual circulava l'aigua de precipitació. El punt on s'inicià el moviment coincidia amb el canal de desguàs de petites subconques del Solà de Riquerna.



Figura 2.48. "Cops de cullera" que es van produir a la Torre de Cabdella de la Vall Fosca (Pallars Jussà). El situat a l'esquerra va afectar el nucli emportant-se 2 cases i va causar 2 víctimes mortals. Foto: Antoni Battle.

2.3.4.6 El corrent d'arrossegalls de Casau

El 8 de novembre es va produir un corrent d'arrossegall al Barranc de Casau a Vielha (Val d'Aran) arran de les fortes precipitacions del temporal. L'elevat desnivell del Barranc de Casau va possibilitar una velocitat de l'aigua molt elevada que li conferia una capacitat d'erosió molt gran i va generar fluxos amb una càrrega de fons molt potent (Figura 2.49). El conjunt del flux d'arrossegalls va poder ser reconstruït a partir de l'examen de diverses fotografies i de la informació facilitada pels testimonis que van viure l'esdeveniment (Escuer, 2007).

A partir d'aquestes dades es va poder estimar l'àrea i el gruix de l'acumulació del material groller al ventall, i també la superfície afectada per l'erosió. Es va poder constatar que l'àrea aparentment no funcional del con, la més antropitzada, va ser la que va resultar més activa. El flux d'arrossegalls va destruir la corba de la carretera nacional N-230, i va colgar la planta baixa de l'edifici de l'actual Hotel Pirene, a l'indret de Sa Coma, entre d'altres. A partir d'aquest punt, el flux va seguir dos trajectòries

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

principals: una constituïda pel canal que actualment el voreja i que ara es troba totalment canalitzat i un segon canal que, malgrat la posterior antropització, encara es pot identificar sota la corba de la carretera i que va conduir la major part de la descàrrega. L'actual Hotel Pirene (Hotel Aran aleshores) no va poder barrar el pas de material que el va travessar per la planta baixa. Tant blocs de mida gran com petita van entrar per la part posterior de l'edifici i van sortir per la porta del davant, omplint l'interior d'esbaldregalls.



Figura 2.49. Acumulacions de material pel corrent d'arrossegall de Cassau, a Vielha
Font: Ajuntament de Vielha, Escuer (2013).

Aigües avall de l'Hotel Aran i coincidint amb el traçat del Carrer Sarraèra, el flux va anar perdent energia de manera que es va dipositar una gran part del material. De tota manera, la seva trajectòria natural va ser obstaculitzada per edificis i estructures provocant l'acumulació de material majoritàriament de mida grollera, sobretot al Carrer dera Capela i als jardins dels xalets propers. El flux es va reconduir per la carretera de Gausac fins a assolir l'Avinguda de l'Alcalde Calbetó Barra, afectant els baixos de diversos comerços.

El corrent d'arrossegalls va cobrir una superfície de 6 823 m² (incloent la superfície de l'actual Hotel Pirene, totalment afectat per l'acumulació de material, i excloent-ne la de les cases del Carrer dera Capela, afectades en menor grau); en algunes zones, el gruix de l'acumulació va assolir fins a 2 m de potència, mentre que en d'altres llocs, el gruix va ser inferior als 0,3 m, de manera que s'ha estimat un volum de dipòsit mobilitzat de 4 227 m³ (Figura 2.50). Pel que fa a la superfície afectada per erosió, va correspondre a 4 100 m².

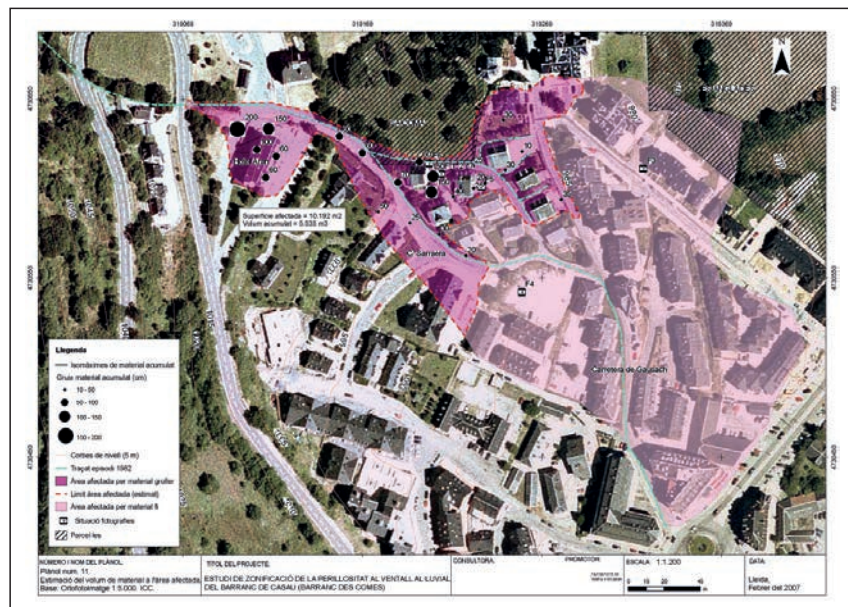


Figura 2.50. Estimació del volum de material dipositat pel corrent d'arrossegall de Cassau. Extreta d'Escuer (2013).

2.4 L'episodi de la Val d'Aran de 2013

2.4.1 Introducció

El dia 18 de juny de 2013 va tenir lloc un episodi generalitzat d'esllavissades a la conca de la Garona (Val d'Aran) que va afectar l'extrem nord-oest de Catalunya amb una extensió de 1 200 km². L'episodi va ser provocat per un temporal de pluges que va coincidir amb la fusió ràpida del mantell de neu com a resultat d'un augment de les temperatures enregistrades la setmana prèvia.

Els efectes geomorfològics de l'episodi es van concentrar en els fons de vall com a resultat de la forta crescuda del cabal dels rius i es van concretar en inundacions, erosió intensa de les lleres i en la reactivació dels cons de dejecció. Es va produir també una intensa activitat de moviments de vessant que va influir i va modular la dinàmica general de l'episodi. Entre les nombroses esllavissades que van tenir lloc destaquen la del Barranc dera Aubeta i la del Solan de Bagergue. En els apartats següents es descriuen breument les condicions que van provocar aquest esdeveniment, les esllavissades produïdes per l'episodi, els danys i afeccions principals, i també dues de les principals esllavissades produïdes.

En aquest apartat es recullen diferents aspectes abordats en la jornada "La gestió de les inundacions" organitzada pel Departament de Territori i Sostenibilitat, l'Agència Catalana de l'Aigua i l'Institut Geològic de Catalunya, el 27 i 28 de novembre de 2013, arran de les afectacions a la Val d'Aran el juny de 2013 i de treballs específics de risc geològic en indrets que van ser afectats per esllavissades.

Les causes de l'episodi

La riuada de la Garona va tenir el seu origen en la conjunció excepcional de dos fenòmens habituals; unes precipitacions intenses de més de 120 mm i el desglaç ràpid d'un gruix de neu extraordinari. L'anàlisi dels enregistraments pluviomètrics a les estacions de control durant els dies 17 i 18 de juny indiquen que aquest episodi de pluja per si sol hauria portat associada una importat crescuda dels cabals amb possibilitat de causar danys materials a la llera del Garona i altres rius de les conques limítrofes. La fatalitat va fer que les precipitacions coincidissin amb l'època de fusió en una conca que, malgrat les dates, estava encara molt carregada de reserves de neu.

Durant la primavera de 2013 s'havien acumulat gruixos de neu molt per sobre de l'habitual. Els gruixos de la temporada, com ara els 411 cm assolits el 12 de febrer a l'EMA de la Bonaigua, es qualificaven com a històrics atenent els enregistraments disponibles. El servei d'informació de gruix de neu i valoració climàtica diària de l'ICGC (InfoGruixNEU), basat amb el càlcul de percentils del registre històric, indicava valors molt propers o per sobre dels percentils 70 i 90, fet que descrivia entre excedentaris i molt excedentaris (Figura 2.51). Com a dada, l'IGC va allargar l'emissió de butlletins de perill d'allaus fins al 20 de juny fet que no s'havia produït mai en els 25 anys de servei (Pineda *et al.* 2013).

L'augment de la temperatura i la pluja va accelerar el procés de fusió del mantell nival que, com es pot observar en els gràfics de la Figura 2.51, va experimentar una forta davallada a partir del 13 de juny.

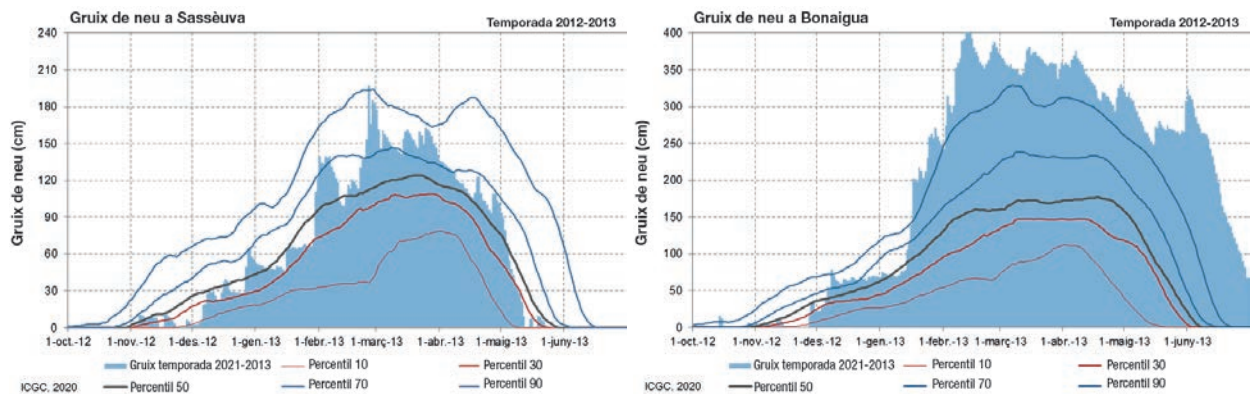


Figura 2.51. Gruixos de neu a les estacions nivometeorològiques automàtiques del Servei Meteorològic de Catalunya de Sassèuva i de la Bonaigua. Font: InfoGruixNEU. ICGC (2020). www.icgc.cat.

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

La precipitació acumulada a la conca i la ràpida fusió de la neu que alimentava les capçaleres dels rius van generar una ràpida crescuda dels cabals. El dia 17 de juny el cabal de la Garona ja era molt alt degut al desglaç (125 m³/s) i va augmentar ràpidament fins als 280 m³/s de cabal pic a Bossòst, el valor més alt enregistrat des de l'any 1937 (Pineda *et al.*, 2013). Entre els dies 8 i 18 de juny es va produir la fusió del 50% de les reserves nivals acumulades. Així, en aquestes dates, es va produir una aportació d'aigua de neu a la conca d'uns 52 hm³ fins a Bossòst i d'uns 24 hm³ fins a Arties. Aquesta dada indica que les aportacions degudes a la fusió nival van constituir un percentatge molt elevat respecte de les aportacions totals de cabal (SPESA, 2013).

Si s'estudia l'evolució de la temperatura mitjana i de la fusió nival, s'observa que la temperatura va pujar considerablement els dies previs, fins a assolir els 14°C i els 15°C de temperatura mitjana diària a la cota 2 200 m (estacions de Sassèuva i la Bonaigua), punt en què la fusió nival va assolir el seu valor màxim, arribant a representar entre el dies 12 i el 17 de juny fins al 60% dels cabals afluents de la conca completa fins a Bossòst i del 70% a la conca alta fins a Arties.

Durant l'episodi del 18 de juny i els dos dies següents, les temperatures van baixar una mitjana de 4°C, per la qual cosa les aportacions degudes a la fusió nival també van disminuir i es van situar en nivells al voltant del 40% i 50%, respectivament. Aquest descens significant de la fusió respecte el volum total circulant pel riu és lògic a causa de la pròpia desaparició accelerada del mantell nival. A la taula 2.4 queda resumit el balanç de les principals magnituds entre els dies 8 i 20 de juny en els dos punts de control (SPESA, 2013).

S'estima que la no obertura de comportes a la central d'Arties va contribuir també a incrementar el cabal de la Garona durant l'episodi. En no obrir-se les comportes de la central hidroelèctrica l'acumulació d'aigua i la posterior trencada del terraplè del marge esquerre va produir un increment de cabal del 47% immediatament aigües avall de la presa (del cabal de 158 m³/s que s'hagués enregistrat amb un funcionament normal es va assolir un pic de 233 m³/s).

Un altre dels factors clau de l'avinguda i de la generació de moviments de vessant va ser l'estat de saturació del sòl. En 18 dels 30 dies previs a l'esdeveniment s'havien enregistrat precipitacions en algunes zones de la conca o en tota ella, i si ens apropem més a la data de les inundacions, 9 dels 13 dies anteriors havien enregistrat una precipitació de major o menor importància. A més, les precipitacions enregistrades van ser molt altes, amb valors que van acumular més de 100 mm durant els dos dies previs a la formació de l'avinguda en molts punts de la conca, i amb una precipitació mitjana a la conca el dia 18 de juny d'entre 70 i 80 mm.

Danys produïts

La crescuda dels rius va modificar severament les lleres i va provocar nombrosos danys a infraestructures i edificis. Els efectes més destacats van tenir lloc en els cursos principals de la conca, incloent la Garona, sobretot a partir de la població de Tredòs i aigües avall fins a la frontera amb França i els seus tributaris el Joeu, el Valarties i l'Aiguamòg i els rius de Ruda, de Bargadèra, de Nere, de Unhòla, de Salient, de Montcorbau, de Varradòs, de Margalida i de Toran.

Pel que fa als danys a infraestructures viàries es van comptabilitzar que dels 46 ponts que hi havia a la conca de la Garona, 17 van patir danys importants. Segons les declaracions del ministre De Pedro en una visita a la Val d'Aran (La Vanguardia, 2014), 14 d'ells no comptaven amb l'autorització de la Confederació Hidrogràfica de l'Ebre, situació en la qual també es trobaven els 7 càmpings que hi havia a la zona.

Segons el Consorci de Compensació d'Assegurances les pèrdues econòmiques es van estimar en 19,6 milions d'euros i segons la premsa van ser d'uns 100 milions d'euros (CCMA, 2014). S'enumeren tot seguit les afeccions més importants a nuclis de població, infraestructures i vies de comunicació: danys a la presa d'Arties; inundació del nucli d'Arties; inundació del Càmping d'Era Yerla d'Arties; afectació greu de la C-28 a l'alçada del Barranc de Salider; inundació de la depuradora de Naut Aran; erosió del pont de Garós; desaparició de dues torres elèctriques a Casarilh; obturació del pont de Casarilh; enfonsament del pont d'Escunhau; fortes erosions al pont de l'entrada de Vielha, i inundació del polígon industrial de Vielha (IGC, 2013).

Pel que fa a les esllavissades (Taula 2.4), la major part van afectar el medi natural (prats, boscos i parcialment rius). En relació amb l'activitat econòmica van afectar puntualment a polígons industrials i a la carretera C-28.

TAULA 2.4. Afectacions causades per les esllavissades.

Afectació	Nombre	%
Espai natural	480	96,98%
Bosc	38	7,66%
Corriol	2	0,40%
Prat	403	81,45%
Riu	35	7,06%
(en blanc)	2	0,40%
Infraestructures de serveis	1	0,20%
Activitat industrial	1	0,20%
Infraestructures de transport	14	2,82%
Altres	1	0,20%
Camí de terra	7	1,41%
Carretera comarcal	4	0,81%
Carretera local	1	0,20%
Corriol	1	0,20%
Total general	495	100,00%

2.4.2 L'episodi d'esllavissades

L'ICGC va desplaçar diferents equips sobre el terreny poc després de l'esdeveniment amb l'objectiu d'enregistrar els efectes geomorfològics de l'aiguat tant des del punt de vista de dinàmica fluvial com de vessant (ICGC, 2013). Com a fruit d'aquest treball es van enregistrar 376 esllavissades i activitat en varis cons. Posteriorment, en el decurs del projecte PyrMove, mitjançant la comparació de les ortoimatges de l'estiu de 2013 amb les de 2012 es va incrementar l'inventari d'esllavissades en 100 esdeveniments addicionals (ICGC, 2020a) (Figura 2.52).

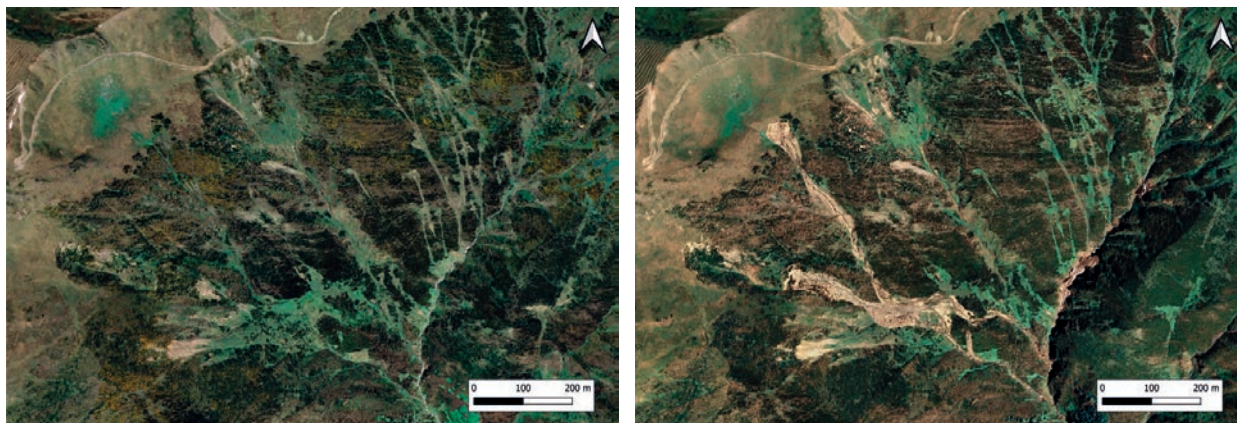


Figura 2.52 Ortoimatge de 2012 (esquerra) i de 2013 (dreta) de la capçalera del barranc de Salider.

Com s'ha comentat, l'episodi va enregistrar una important activitat de fenòmens de vessant que van contribuir a activar alguns cons de dejecció. Destaquen el flux del Solan de Bagergue, el qual es va aturar a pocs metres de la població; el flux del barranc dera Aubeta, a la vall de Valarties, que va malmetre la carretera d'Arties, i el de la Coma dera Heuguèra, a Gausac, que va causar danys al bosc i a un magatzem. També es va observar activitat als cons dels barrancs de Montpius i de Sauvata, a la vall del Joeu i al Barranc de Sant Esteve, a la vall del riu Nere. A la vall de la Garona es va produir afectació al Barranc de Salider, on els materials dipositats pel barranc (uns 2 000 m³) van tallar completament la C-28 entre Garòs i Arties, segons IGC (2013a).

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

Tipus d'esllavissades

La majoria de les esllavissades es van identificar en base a la classificació de Varnes com a colades de fang o corrents d'arrossegalls. Les esllavissades es van originar principalment en vessants naturals, iniciant-se en cicatrius preexistents o bé coincidint amb surgències d'aigua i només puntualment en terraplens o talussos antròpics. La major part de les esllavissades van ser de petites dimensions mobilitzant volums de centenars de metres cúbics. Rarament les trajectòries del fluxos van superar el quilòmetre i les cicatrius de sortida van ser menors de 500 m².

Pel que fa a la magnitud, la gran part de les esllavissades s'han considerat de magnitud M0 i M1. Les esllavissades de magnitud M0 corresponen a petites cicatrius en les quals no s'observa un dipòsit associat. En alguns casos, s'han observat "eixams" de petites esllavissades (Figura 2.53), dels quals s'han enregistrat dades de tan sols les més grans, com el flux del Solan de Bagergue, el de la Coma dera Heuguèra, a Gausac, i l'esllavissada del barranc dera Aubeta, el major esdeveniment, que s'ha considerat de M4.

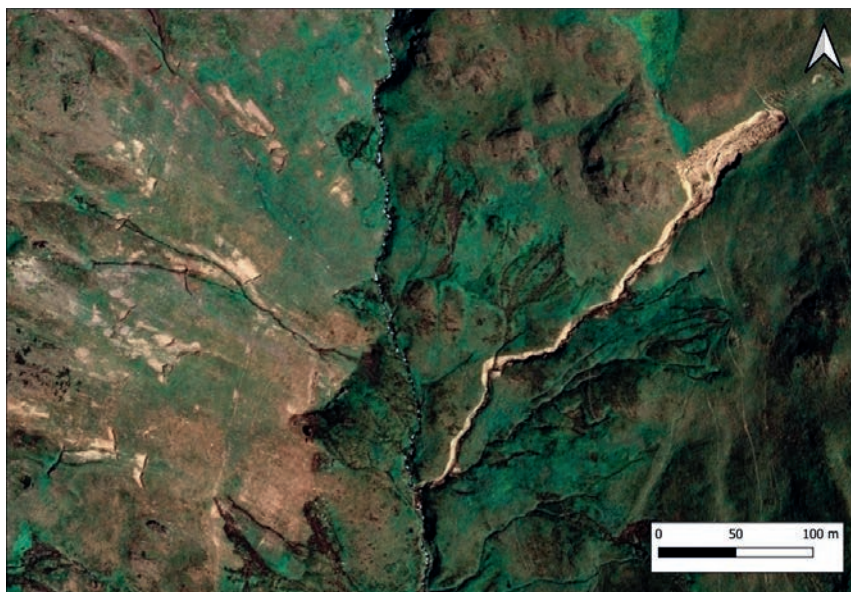


Figura 2.53. Eixam d'esllavissades al marge dret del barranc de Corilha (Naut Aran) i esllavissada classificada com a M3, al marge esquerre.

Si observem la classificació de les esllavissades (Taula 2.5 i Figura 2.54) en funció de la seva magnitud, s'observa una distribució decreixent (gairebé exponencial) des dels fenòmens de magnitud 0/1, la més freqüent, fins a l'episodi de magnitud 4.

TAULA 2.5. Magnituds de les esllavissades enregistrades durant l'episodi de 2013 a la Val d'Aran.

Magnitud	Nombre	%
M0	105	22,06%
M1	319	67,02%
M1/M2	4	0,84%
M2	38	7,98%
M2/M3	1	0,21%
M3	8	1,68%
M4	1	0,21%
Total general	476	100,00%

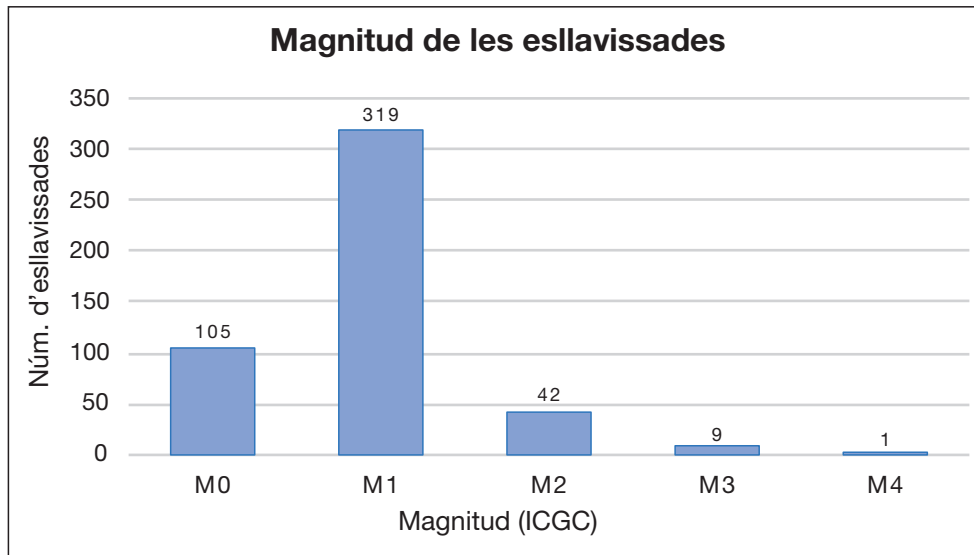


Figura 2.54. Magnitud dels esdeveniments inventariats.

Magnitud de l'episodi

L'ERE de la Val d'Aran és un dels més recents, i segons la matriu definida se li assigna una magnitud de 3. En aquest cas, es disposa d'un inventari força exhaustiu que permet plantejar una metodologia alternativa per classificar els EREs més moderns i coneguts per establir la seva valoració a partir d'un valor numèric (ICGC 2020a). Es tracta d'un índex calculat en base al nombre d'esllavissades, la superfície afectada i la magnitud d'aquestes. En aquest cas, si es consideren només les esllavissades de magnitud superior a 0, es té un total de 376 esllavissades, que presenten establir una magnitud mitjana d'1,17. Per altra banda, el nombre d'esllavissades considerades en relació a l'àrea afectada (1 208 km²), dona una densitat d'esllavissades de 0,31 esllavissades/km². Si aquest valor es multiplica per la magnitud mitjana obtinguda, dona un valor de 0,36, que podria considerar-se com a un índex més precís que la matriu de magnitud dels EREs. La bondat d'aquest índex per classificar els EREs es podrà anar validant a mesura que es vagi calculant per a tots els episodis ben documentats.

2.4.2.1 Flux del barranc dera Aubeta

Una de les esllavissades més significatives, tant per les seves dimensions com pels seus efectes en el medi i l'accés al Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici és la que es va produir al barranc dera Aubeta. En aquest barranc es va formar un corrent d'arrossegalls que va involucrar lutites i pissarres negres d'edat Siluriana. Les cicatrius superiors del corrent es van situar a la cota 2 080 m amb una segona esllavissada a la cota 1 907 m, en un torrent lateral, que va aportar una gran quantitat de sediments al flux. El corrent d'arrossegalls va recórrer a 1 960 m fins el riu de Valarties, erosionant considerablement la llera i els marges del barranc (Figura 2.55a) i sedimentant en zones elevades, aigües amunt del dic de retenció de la cota 1 539 msnm i en el con de dejecció.

Pinyol *et al.* (2017a) van estimar el volum de sediments mobilitzats a partir de l'anàlisi comparativa de models digitals del terreny (MDT). En base al MDT de l'any 2011 i de l'any 2016, obtinguts per tècniques de l'escàner làser aerotransportat, es van identificar acumulacions de sediments de fins a 8,6 metres de gruix i erosions de fins a 14,7 metres (Figura 2.55b). Les màximes acumulacions van tenir lloc a l'àrea rebaixada per la seva utilització com a aparcament en el con de dejecció (Figura 2.56). L'erosió més profunda es va mesurar en l'esllavissada lateral. El volum total de material mobilitzat s'ha estimat en 104 100 m³ (\pm 8 800 m³) dels quals 71 100 m³ (\pm 9 700 m³) van sedimentar en el barranc i el seu con de dejecció. Això implica que 33 000 m³ (\pm 18 500 m³) de sediments es van incorporar al riu de Valarties.

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

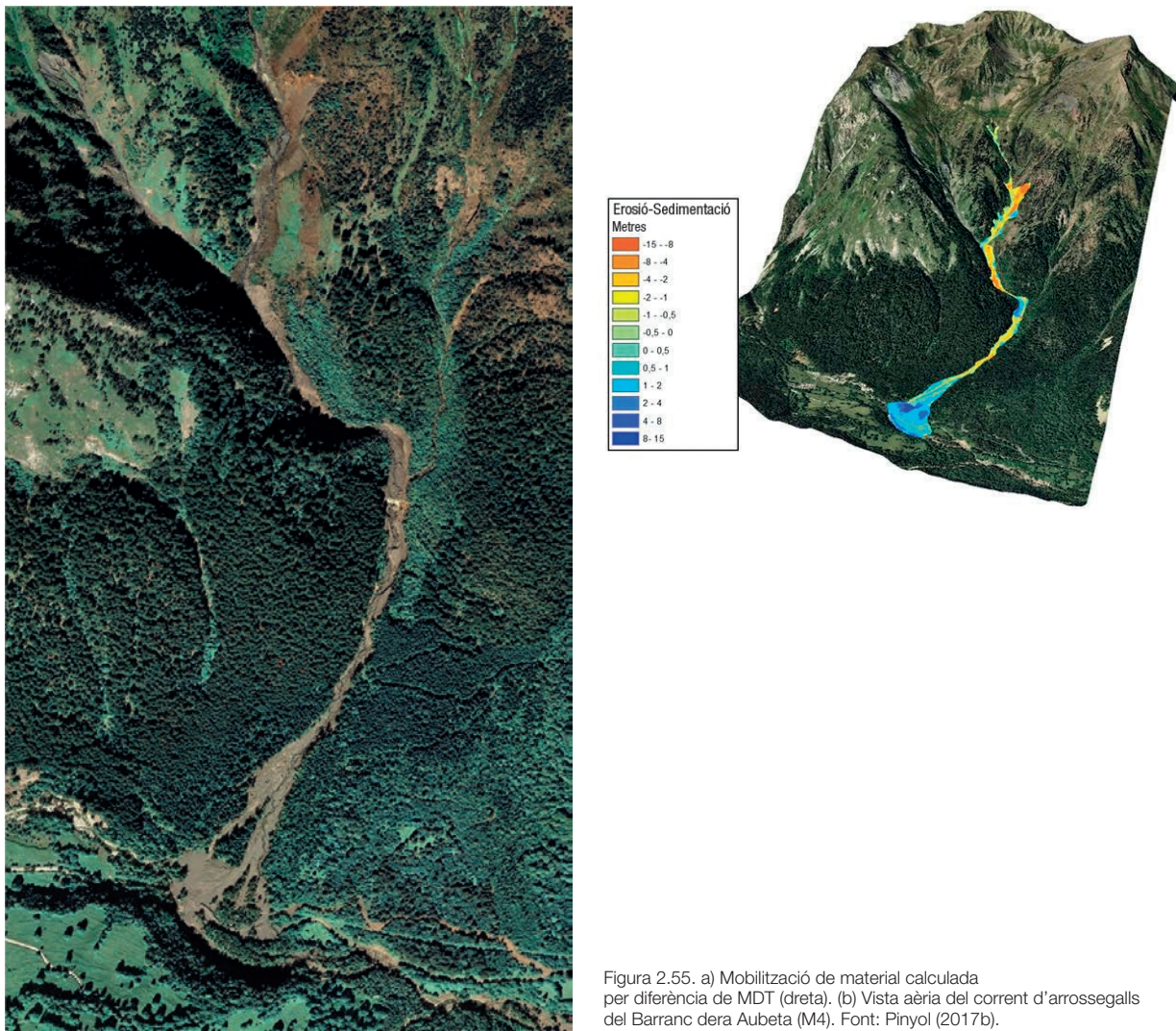


Figura 2.55. a) Mobilització de material calculada per diferència de MDT (dreta). (b) Vista aèria del corrent d'arrossegalls del Barranc dera Aubeta (M4). Font: Pinyol (2017b).



Figura 2.56. Imatge d'helicòpter de l'acumulació de material a la part més distal de con de dejecció del Barranc dera Aubeta, que va afectar la carretera de Valarties i el Pont deth Ressèc. Font: IGC (2013), AP-049/13.

2.4.2.2 Flux del Solan de Bagergue

L'esllavissada es va originar al Solan de Bagergue, a la cota 1 700 m, i va arribar a pocs metres de les primeres cases de la població (cota 1 450 m). Va tenir un recorregut de 650 m aproximadament causant danys a la vegetació (Figura 2.57 i Figura 2.58). A la mateixa coma on va tenir lloc l'esllavissada es va observar altres cicatrius de menor entitat desencadenades en el mateix episodi. Es tracta d'un flux d'una formació superficial amb un alt contingut en fins, a la part més distal del qual tan sols hi va arribar càrrega sòlida més fina.



Figura 2.57. Colada de fang o de terres de Bagergue (Naut Aran, esquerra).

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus



Figura 2.58. Flux del Solan de Bagergue. Detall del flux a la part inferior de la seva trajectòria. Font: IGC (2013), AP-049/13.

2.5 Referències

- Ayala, J. L. (2010). Detecció i recuperació de riscs naturals a través de les fonts documentals andorranes. Ajut de recerca històrica Cebrià Baraut 2008-2009, Govern d'Andorra.
- Baeza, C. (1994). Evaluación de las condiciones de rotura y la movilidad de los deslizamientos superficiales mediante el uso de técnicas de análisis multivariante. Tesis doctoral UPC. Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica. ISBN: 9788469400081.
- Balasch, C., Becat, J., Marugan, C. M., Nadal, A., Rapalino, V., & Remacha, R. (2008). Les riuades del segle XX al Pallars Sobirà: 1907, 1937 i 1982. Colecció: Arxius y societats: Quaderns de divulgació històrica núm. 2. Barcelona, 240 pp. Departament de Cultura i Mitjans de Comunicació, Generalitat de Catalunya. Barcelona, España.
- Becat, J. (1982). Aiguat del 7/8 de novembre del 1982. Primer informe. Centre de Perpinyà de l'Institut d'Estudis Andorrans.
- Becat, J., & Soutadé, P. (ed.) (1990). "L'Aiguat del 40: inundacions catastròfiques i polítiques de prevenció a la Mediterrània nord-occidental". Actes del congrés de Vernet: Les inundacions d'octubre de 1940 a Catalunya 50 anys després, 18-20 d'octubre de 1990. ISBN 84-393-2642-4.
- Becat, J. (2013). Aiguats et inondations exceptionnelles en Andorre au XXe siècle. Revue RECERC, Ouvrages de référence, Collection Andorre n° 5. ICRESS, Institut catalan de recherche en sciences sociales, Université de Perpignan Via Dolomita.
- Becat J. (2013). Aiguats et inondations exceptionnelles en Andorre au XXe siècle, Collection Recerc - Ouvrages de référence n°5, ICRESS Université de Perpignan, 163p. 45p. 152p. Annexes.
- Boudou, M. (2015). Monographie des inondations d'octobre 1940 dans les Pyrénées-Orientales. Extrait du tome 2 (Annexes) de la thèse de: M. Boudou, Approche multidisciplinaires pour la caractérisation d'inondations remarquables, thèse de Géographie et Aménagement de l'Espace, Université Paul-Valéry Montpellier III, 462p. + 344 p. (Annexes).
- CCMA (2014). Un any de les inundacions a la Vall d'Aran. Corporació Catalana de Mitjans Audiovisuals, SA. 18 de juny de 2014 (consultat març de 2017).
- Clotet, N., & Gallart, F. (1983). Els fenòmens produïts pels aiguats, la dinàmica dels vessants i dels rius originada per la crescuda del novembre de 1982: Anàlisi geomorfològica i consideracions sobre la previsió de noves crescudes.
- Conselleria de Serveis Públics de les Valls d'Andorra (1982). Aiguats i revingudes extraordinaris del 7 i 8 de novembre de 1982. Danys, mesures preses i propostes d'actuació sobre infraestructures i immobles. Informe núm. 193.
- Corominas, J. (1985). "Els riscs geològics", a Història Natural dels Països Catalans. Volum 3. "Recursos geològics i sòls". Fundació Enciclopèdia Catalana. Barcelona pp. 225-270
- Dee, D. P., & coauthors (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 137, 553-597, doi: 10.1002/qj. 828.
- Desfarge, J. Ph., & Lande, M. (1984). Mouvements de terrain et mutations économiques récentes en Andorre a la suite des inondations de novembre 1982. Mouvements de terrains, Caen, França.
- Duffourg, F., & Ducrocq, V. (2011). Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems over Southeastern France. Natural Hazards and Earth System Sciences. 11. 1163-1178.
- Escuer, J. (2007). Estudi de zonificació de la perillositat al ventall al·luvial de Casau i proposta de solucions ajuntament de Vielha e Mijaran abril 2007. Geoconsultores.
- Euroconsult (2002). Estudi de la zonificació del terreny segons la seva problemàtica geològica: Corrent d'arrossegalls de Pal (Parròquia de la Massana). Ministeri d'Ordenament Territorial, Govern d'Andorra.
- Euroconsult (2002). Estudi de la zonificació del terreny segons la seva problemàtica geològica: Corrent d'arrossegalls de Pal (Parròquia de la Massana). Ministeri d'Ordenament Territorial, Govern d'Andorra.
- Fell, R. (1994). Landslide risk assessment and acceptable risk. Canadian Geotechnical Journal, 31(2), 261-272.
- Fontserè i Iglésias (1971). Recopilació de dades sísmiques de les terres catalanes entre 1100 i 1906. Ed. Fundació Salvador Vives Casajuana; Barcelona. 1971. 546 pp.
- Godé, L., & Oller, P. (ed.) (2013). La riuada de la Garona del 18 de juny de 2013, a Jornada "La Gestió de les inundacions Departament de Territori i Sostenibilitat, Agència Catalana de l'Aigua i Institut Geològic de Catalunya. 27-28 de novembre de 2013.
- IGC (2013). Informe preliminar dels efectes dels aiguats i riuada del 18 de juny de 2013 a la conca de la Garona. Informe intern AP-049/13.
- ICGC (2020a). Identificació, validació i valoració de fenòmens d'esllavissades d'ocurrència múltiple a Catalunya (MORLE's). AP-0094/20.
- ICGC (2020b). El temporal Gloria (19-23/01/2020). Els efectes dels processos geològics sobre el territori. Sèrie Monografies tècniques, núm. 8. Barcelona.
- Lafore, J. P., & coauthors (1998): The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. Ann. Geophys., 16, 90-109.
- Lande, M. (1984). Les effets sur les versants des inondations andorranes de novembre 1982. Tesina de llicenciatura de geografia. Universitat de París X.
- Llasat, M. (1987). Episodios de lluvias copiosas en Catalunya: génesis, evolución y factores coadyuvantes. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona. Departament d'Astronomia i Meteorologia. ISBN: 9788469333365.
- Llasat, M. (1987). Episodios de lluvias copiosas en Catalunya: génesis, evolución y factores coadyuvantes. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona. Departament d'Astronomia i Meteorologia. ISBN: 9788469333365.
- Llobet, S. (1947). El medio y la vida en Andorra. Estudio Geográfico, 345 pp. Barcelona.
- Ministerio de Fomento (1908). Revista de Obras Públicas. Publicación técnica del Cuerpo de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Any LVI, núm. 1688. Madrid, 30 de gener de 1908.
- Moya, J. (2002). Determinación de la edad y de la periodicidad de los deslizamientos en el Prepirineo oriental. Tesis doctoral, UPC, Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica. Barcelona.
- OCCC (2020). L'impacte de la tempesta Gloria. Informe intern. Oficina Catalana del Canvi Climàtic. Barcelona, 12 de juny de 2020.
- Pardé, M. (1941). La formidable crue d'octobre 1940 dans les Pyrénées Orientales. Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, 12(3): 237-279.
- Pineda, N., Prohom, M., Serra, A., Martí, G., Garcia, C., Velasco, E., & Gracia A. (2013). Causes que van provocar la riuada a la Val d'Aran el 18 de juny 2013. Gestió de les inundacions. Barcelona, 27-28 de novembre de 2013.
- Pinyol, J., González, M., & Moysset, M. (2017a). "Preliminary estimation of Aubeta debris flow deposition and erosion volumes using LIDAR data", a JTC1 Workshop on Advances in Landslide Undersanding. Barcelona.
- Pinyol, J., González, M., & Moysset, M. (2017b). Càlcul del volum de material mobilitzat, mitjançant dades lidar, pel corrent d'arrossegalls de juny de 2013 en el Barranc dera Aubeta".

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

- Revista Catalana de Geografia, IV època / volum XXII / núm. 57 / novembre 2017.
- Portilla Gamboa, M. E. (2014). Reconstrucción y análisis de ocurrencias regionales de múltiples eventos de movimientos en masa generados por lluvias históricas en los Pirineos. Tesis doctoral. UPC, Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica. Barcelona.
- Santacana, N. (2001). Análisis de la susceptibilidad del terreno a la formación de deslizamientos superficiales y grandes deslizamientos mediante el uso de sistemas de información geográfica. Aplicación a la cuenca alta del río Llobregat. Tesis doctoral, UPC, Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica. ISBN 8469956566.
- SGC (1982). Avaluació dels efectes geomorfològics catastròfics esdevinguts el mes de novembre de 1982 al Pirineu, Fase I: Estudi de detall de les causes i efectes a la zona de Joulà Guingueta d'Aneu al Pallars Sobirà. Autors: Serrat, D.; Vilaplana, J. M.; Brú, J.; Julià, R.; Marquès, M. A. Informe intern AI-12/83.
- SGC (1983). Efectes geomorfològics dels aiguats del novembre de 1982. Informe tècnic de l'Institut Geològic de Catalunya, ref. IGC.AI-016/83. Departament de Política Territorial i Obres Públiques. Generalitat de Catalunya.
- Soutadé, G. (1993). Les inondations d'Octobre 1940 dans les Pyrénées Orientale. Ed Conseil Général, Direction des Archives départementales des Pyrénées-Orientales. Perpignan. 351 p.
- SPESA (2013). Informe de la avenida del 17 al 20 de junio de 2013 en la cuenca del río Garona, anexo 5 (689/377). Confederación Hidrográfica del Ebro; Dirección General del Agua, Secretaría de Estado de Medio Ambiente; Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Gobierno de España.
- Trapero, L., Bech, J., Duffourg, F., Esteban, P., & Lorente, J. (2013). Mesoscale numerical analysis of the historical November 1982 heavy precipitation event over Andorra (Eastern Pyrenees). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 2969–2990.
- Trapero, L. (2014). Modelització de precipitacions intenses en zones d'orografia complexa: casos d'estudi al Pirineu Oriental. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona. Departament d'Astronomia i Meteorologia.

3. Les causes dels EREs; anàlisi dels factors i la seva previsió

3.1 Introducció

Un dels aspectes més rellevants en l'estudi dels moviments de vessant és el de la seva previsió. Aquesta es defineix, habitualment, en dues escales temporals. La primera, la probabilitat del terreny a esllavissar-se a mitjà i llarg termini (de dècades a un pocs centenars d'anys), s'avalua sota el concepte de perillositat, que s'empra per fer la planificació territorial. La segona, la probabilitat del terreny a esllavissar-se a curt termini (dies, hores o minuts), està lligada a la previsió de pluges intenses o a la seva ocurrència ja manifesta i s'avalua per desenvolupar sistemes d'alerta i alarma contra les esllavissades, amb temps curts de resposta davant el perill.

La previsió té alhora dos components, l'espacial i el temporal. L'espacial preveu el lloc on es produiran les esllavissades i s'estableix calculant la predisposició del terreny en trencar-se, que tècnicament s'anomena la susceptibilitat a la ruptura dels vessants. La susceptibilitat a la ruptura depèn del pendent, del tipus de materials geològics que formen els vessants i del tipus de vegetació, entre d'altres factors. Es tracta de factors que canvien molt lentament amb el temps, a escala de dècades, segles o milers d'anys, i que, per tant, a l'escala temporal humana es poden considerar que romanen invariables amb el temps. Són els factors que tècnicament s'anomenen *condicionants*. La susceptibilitat a la ruptura i els factors que la condicionen són característiques físiques dels vessants que es poden deduir a partir de l'anàlisi dels llocs on les esllavissades han esdevingut del passat.

D'altra banda, la previsió de quan les esllavissades poden esdevenir és més complexa i requereix conèixer els fenòmens que actuen a curt termini sobre el terreny, reduint la seva resistència a la ruptura. Aquests són els factors anomenats *desencadenants*, entre els quals destaquen les pluges intenses (per exemple, Wieckzorek, 1996) i els terratrèmols, en territoris on la sismicitat és elevada.

A grans trets, el paper de la pluja en la formació d'esllavissades és el següent: la pluja s'infiltra dins el terreny, augmenta la seva humitat i també la pressió de l'aigua dins el mateix; si la infiltració d'aigua és més ràpida que el propi drenatge del terreny, l'augment de pressió d'aigua disminueix directament la resistència del terreny a la ruptura, que acaba cedint. La fusió de la neu també pot aportar quantitats significatives d'aigua al terreny i augmentar notablement la pressió d'aigua si la fusió és ràpida, quelcom que succeeix quan plou, més que per un augment ràpid de la temperatura.

En el cas dels Pirineus, l'enregistrament històric d'esllavissades mostra que el principal desencadenant és la pluja, atesa la baixa a moderada sismicitat que hi ha a la serralada. En particular, els EREs que han ocorregut als Pirineus han estat causats per temporals de pluja (Corominas i Alonso, 1984; Corominas, 2006) i esporàdicament hi ha concorregut la fusió ràpida de neu, com va succeir l'any 2013 a la Val d'Aran.

El mètode utilitzat per preveure l'ocurrència de les esllavissades consisteix a establir les condicions físiques límit a partir de les quals els vessants es trenquen. Aquestes són les anomenades condicions *llindar*, que sovint s'estableixen empíricament; és a dir, a partir de l'observació, analitzant tant els factors condicionants com els desencadenants. Els primers queden plasmats als mapes de susceptibilitat. A l'apartat 3.2 es presenta l'exemple d'anàlisi de la susceptibilitat de l'ERE esdevingut l'any 2013 a la Val d'Aran.

Les condicions llindar dels factors desencadenants, les pluges intenses en el cas dels Pirineus, s'han d'establir relacionant la intensitat i la duració de les pluges i l'aparició d'esllavissades durant o poc després de les pluges. A l'apartat 3.3 es descriuen dos exemples de càlcul del llindar de pluges a dues zones dels Pirineus orientals, emprant les sèries cronològiques d'esllavissades enregistrades històricament, ja descrites al capítol 1. L'apartat 3.4 descriu la reconstrucció dels mapes de pluja durant els principals EREs a Catalunya des de l'any 1962 fins a l'actualitat.

3.2 Anàlisi de susceptibilitat a escala de conca: l'exemple de la Val d'Aran

La susceptibilitat d'un terreny a esllavissar-se es pot definir com l'avaluació, quantitativa o qualitativa, de la probabilitat espacial d'un terreny al fet que s'hi produeixin esllavissades, sense tenir en compte el temps (quan). Pot incloure el tipus, la magnitud i la distribució espacial de les esllavissades, que normalment es classifica de forma categoritzada, de molt baixa a molt alta. La susceptibilitat també pot incloure la descripció de la velocitat i la intensitat del fenomen existent o potencial. La metodologia general d'anàlisi de la susceptibilitat i la creació de mapes de susceptibilitat es descriuen, entre d'altres, en els articles de van Westen *et al.* (2006) i Fell *et al.* (2008). La determinació de la susceptibilitat pot ajudar a fer pronòstics de quins llocs poden ser més favorables a esllavissar-se quan es produeixen condicions límits circumstancials de pluja o terratrèmols. Aquest apartat se centra en un exemple de càlcul de susceptibilitat a la Val d'Aran.

La Val d'Aran és situada al vessant atlàntic dels Pirineus centrals i es caracteritza per un relleu i clima d'alta muntanya. La zona analitzada delimita un sector de 326 km² de la conca alta de la Garona que va ser afectat per l'Episodi d'Esllavissades del juny de 2013. D'aquest ERE es disposa d'un inventari de lliscaments molt complet, elaborat mitjançant la interpretació de fotos aèries, vols d'helicòpters i observacions de camp, que va permetre identificar 393 lliscaments (Oller *et al.* 2013; Shu *et al.* 2019, vegeu també el capítol 2 d'aquesta monografia). La informació disponible permet realitzar l'anàlisi regional de susceptibilitat i obtenir el corresponent mapa per a tota la zona. El càlcul de la susceptibilitat es realitza amb el que s'anomena per unitat cartogràfica (*Slope Unit*, SU) que en els casos que s'exposa estan basades en cel·les regulars o píxels (format ràster).

L'anàlisi s'ha dut a terme aplicant tres mètodes o models, que posteriorment s'han validat amb l'inventari i s'han comparat entre ells per tal d'estimar la fiabilitat dels resultats. El primer mètode utilitza una aproximació heurística que inclou criteris d'expert. El segon mètode, de tipus determinístic, el càlcul quantitatiu de la susceptibilitat es basa en un model físic que determina un valor únic de la susceptibilitat per a cada unitat de terreny. El tercer mètode és estadístic i es basa en la teoria de la mineria de dades.

Posteriorment s'ha estimat la fiabilitat de cada mètode comparant els resultats obtinguts amb els lliscaments inventariats. Aquesta fiabilitat es mesura habitualment mitjançant l'àrea situada sota la corba d'una corba ROC¹ del mapa o índex AUC² (per a una descripció detallada d'aquesta tècnica vegeu l'article de Frattini *et al.*, 2010). Al tractar-se de metodologies tècnicament independents, amb diferent grau de sofisticació, amb diferent necessitat de dades del terreny i amb diferent cost d'aplicació, ha estat possible realitzar també una anàlisi de cost-benefici.

A continuació es descriuen resumidament els tres mètodes emprats, els resultats obtinguts per a cadascun i, finalment, les avantatges, les limitacions i el rendiment de cada mètode.

El mètode heurístic es basa en el coneixement expert (és a dir, de l'experiència dels tècnics) respecte les característiques o factors del terreny en estudi que influeixen en la formació d'esllavissades (litologia, pendent i geomorfologia) i la seva relació amb l'existència o no de lliscaments. Amb aquesta informació es defineix un model conceptual de la susceptibilitat, en el qual el pes o contribució de cada factor del terreny a la inestabilitat l'ha "calibrat" qualitativament un expert per explicar la localització dels trencaments i, finalment, classifica cada píxel en una categoria qualitativa de susceptibilitat. En aquest cas, s'ha definit quatre classes de susceptibilitat (molt baixa, baixa, mitjana i alta) en una matriu que combina les variables del pendent del terreny i dels usos del sòl (Taula 3.1).

Emprant la matriu de la Taula 3.1, un fitxer ràster del model digital d'elevació topogràfica (MDE) i un altre d'ús de sòl, i mitjançant un sistema d'informació geogràfica (SIG), s'ha creat un mapa de susceptibilitat en format ràster amb una mida de píxel de 5 x 5 m (Figura 3.1).

1. Una corba ROC (*Receiver Operating Characteristic curve*) és un gràfic que mostra la fiabilitat d'un model de predicció (diagnòstic) binari que classifica els resultats en positius o negatius i compara els resultats del model amb la realitat observada. Els eixos d'aquesta corba són la proporció de veritables positius (casos de veritable positiu/total de positius) i la proporció de falsos negatius o de falses alarmes (casos de fals positiu/total de casos negatius).

2. Aquesta àrea posseeix un valor comprès entre 0,5 i 1, on 1 representa una predicció perfecta de tots els casos i 0,5 indica una capacitat de predicció nul·la (igual a la que s'obtingria llançant una moneda). Amb altres paraules, si l'AUC d'una prova mèdica diagnòstica és de 0,8 significa que existeix un 80% de probabilitat que el diagnòstic realitzat a un pacient sigui més correcte que el d'una persona sana escollida a l'atzar. Per això, sempre s'elegeix la prova diagnòstica que presenta una major àrea sota la corba.

TAULA 3.1. Matriu de susceptibilitat del model heurístic. Adaptada de Shu *et al.* 2019.

		Usos del sòl				
		Tartera	Prat	Arbusti	Bosc	Altres
Pendent (°)	<10	Baixa	Baixa	Molt baixa	Molt baixa	Molt baixa
	10-20	Mitjana	Baixa	Baixa	Molt baixa	Molt baixa
	20-30	Alta	Mitjana	Baixa	Baixa	Molt baixa
	>30	Alta	Alta	Mitjana	Mitjana	Baixa

El mapa de la Figura 3.1, a més dels valors de susceptibilitat, mostra també els 393 punts de trencament dels lliscaments ocorreguts durant l'ERE de 2013. Més del 90% de les esllavissades de l'ERE de 2013 es classifiquen en les classes de susceptibilitat mitjana i alta i l'índex AUC és de 0.72.

El gran avantatge dels mètodes heurístics són la seva simplicitat i la petita quantitat de dades que d'entrada es necessita. En el cas presentat, únicament s'utilitza un MDE i un mapa d'usos de sòl. Tanmateix, aquest mètode no té base física i depèn principalment de l'experiència de la persona que determina la matriu de susceptibilitat, la qual cosa implica un grau important de subjectivitat.

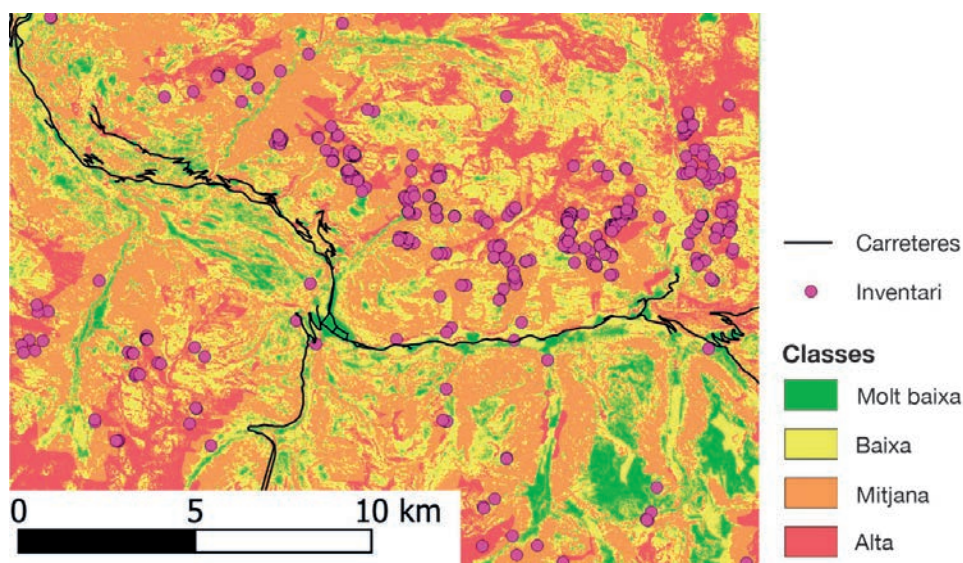


Figura 3.1. Mapa de susceptibilitat a la zona de la Val d'Aran utilitzant un model heurístic. Adaptat de Shu *et al.* 2019.

El segon mètode que s'ha aplicat en el cas d'estudi és un model determinístic, implementat en el programa FSLAM (Medina *et al.*, 2021) (Figura 3.2).

Aquest mètode calcula la probabilitat de trencament (PoF) a cada cel·la mitjançant el model de talús infinit i un algorisme estocàstic³ FSLAM. Són necessaris cinc mapes ràster amb les dades d'entrada:

3. El model de talús infinit usa les equacions d'equilibri mecànic estàtic al terreny del perfil vertical d'una cel·la, suposant que la superfície de trencament, la superfície freàtica i la superfície topogràfica són planes i paral·leles, i que en els límits laterals superior i inferior actuen forces oposades que es compensen. L'algorisme s'utilitza per generar valors de les dues variables físiques del terreny que controlen la seva estabilitat al trencament, la cohesió i l'angle de fricció del terreny, suposant que les dues variables són aleatòries i segueixen una funció de distribució de probabilitat normal, amb mitjana i desviació estàndard conegudes.

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

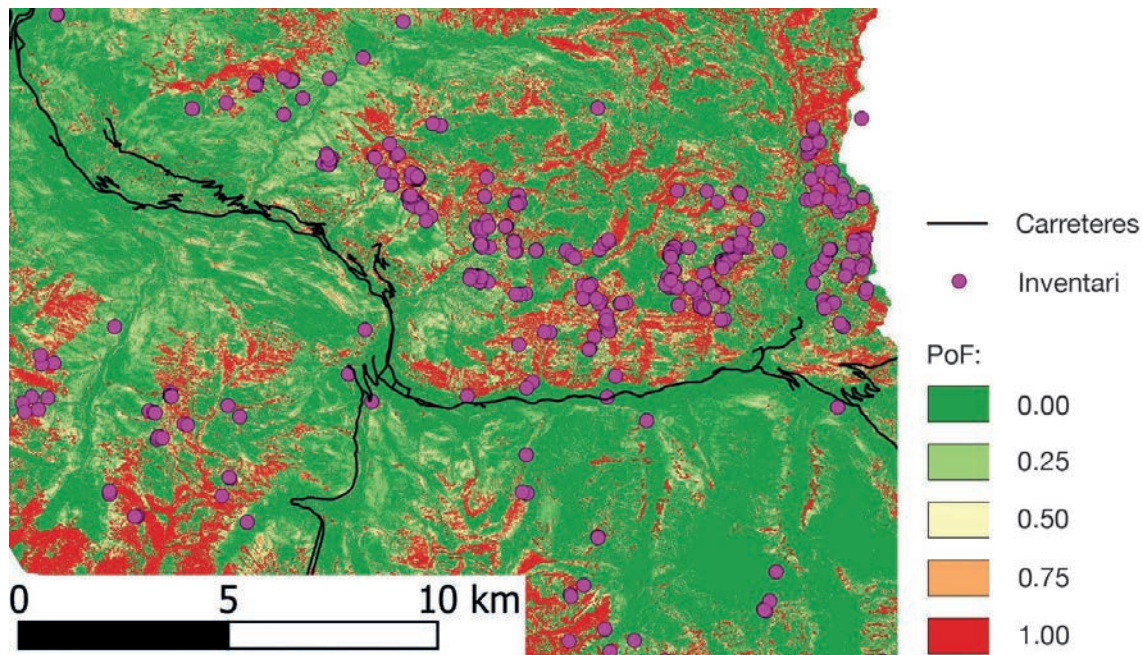


Figura 3.2. Mapa de susceptibilitat a la zona de la Val d'Aran utilitzant el model determinístic FSLAM i les condicions que han causat l'episodi de 2013. El resultat és la Probabilitat de Trencament (PoF). Adaptada de Hürlimann *et al.* (2021).

MDE, propietats del sòl (cohesió i angle de fricció), el tipus d'ús del sòl i dos mapes de pluja (la pluja anterior al dia del trencament i la pluja del dia del trencament o pluja desencadenant). El programa inclou un mòdul de càlcul hidrològic que transforma la pluja en el nivell freàtic inicial, previ a la pluja desencadenant. Amb aquesta última es calcula l'increment del nivell freàtic i finalment el PoF a cada cel·la. Un gran avantatge de l'FSLAM és el seu baix cost computacional i la rapidesa de càlcul, ja que pot calcular tota la zona d'estudi amb els seus 13 milions de cel·les en aproximadament 3 minuts. Altres models determinístics més sofisticats necessiten fins a 100 vegades més temps per als mateixos càlculs, cosa que és poc pràctic de cara a la seva aplicació a escala regional.

La limitació principal de qualsevol model determinístic és la impossibilitat de calcular la incertesa en els valors de les propietats geotècniques dels tipus de sòls. Els valors d'aquestes propietats s'han estimat a partir del mapa geològic de la zona d'estudi, donada la mancança (molt habitual) del mapa geotècnic de sòls, i realitzant diverses iteracions per maximitzar la fiabilitat del model. Finalment s'ha aconseguit un índex AUC de 0.78 per a l'episodi de 2013 de la Val d'Aran, un 8% superior a l'obtingut amb el mètode empíric.

El tercer mètode utilitzat consisteix en l'aplicació d'un arbre de decisió. Els arbres de decisió són eines molt útils que es poden generar mitjançant la mineria de dades. En el nostre cas, amb aquesta tècnica s'han analitzat múltiples mapes d'entrada amb informació diversa sobre la topografia, la litologia i l'ús del sòl. Finalment, s'han incorporat tres mapes d'entrada a l'arbre de decisió i cadascun relacionat amb una pregunta per a cada píxel: (1) la classe litològica és lutita? (2) el pendent del terreny és major de 25°? i (3) la classe d'ús de sòl és bosc? Amb aquestes tres preguntes es pot decidir si el terreny és susceptible o no susceptible al trencament i lliscament (Figura 3.3). En aquest exemple, només existeixen aquestes dues opcions i no hi ha diferents nivells de susceptibilitat. L'índex AUC obtingut amb aquest mètode per a l'episodi de 2013 és de 0.735, només un 2,1% superior al corresponent al mètode empíric.

L'aplicació de tècniques de mineria de dades és complicada i necessita un inventari molt complet i de gran qualitat, però l'arbre de decisió resultant és simple d'entendre i molt útil pel seu ús en l'anàlisi de la susceptibilitat a escala regional.

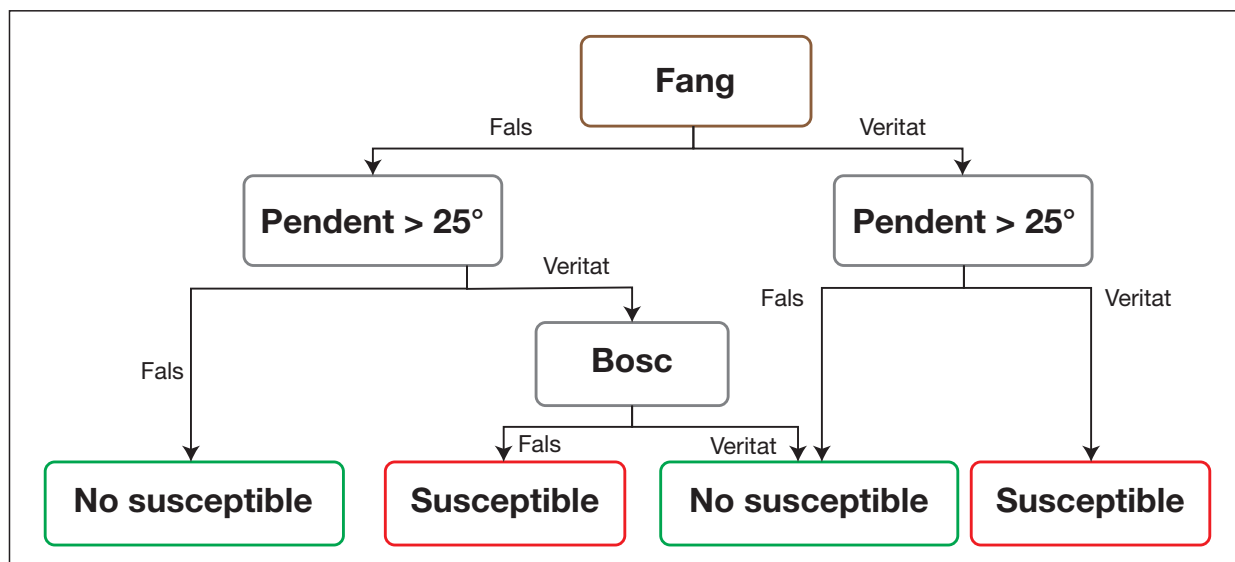


Figura 3.3. Arbre de decisió determinat mitjançant mineria de dades. Extreta d'Álvarez (2021).

L'exemple de la Val d'Aran i la comparativa dels tres mètodes mostren bé la complexitat de l'anàlisi de susceptibilitat a escala regional. No obstant això i malgrat haver comparat tres mètodes molt diferents, la fiabilitat final dels tres mètodes de simulació dels lliscaments de l'episodi de 2013 ha estat força similar amb valors AUC entre 0.72 i 0.78 (mètode heurístic 0.72, mètode de mineria de dades 0.735 i mètode determinístic 0.78). El mètode heurístic és senzill d'aplicar de forma regional però té un component de subjectivitat important. Els altres dos mètodes són molt més objectius (i, per tant, els seus resultats són més reproduïbles). El mètode d'arbre de decisió amb mineria de dades és, com ja s'ha esmentat, de fàcil aplicació a escala regional, ja que requereix unes poques variables d'entrada. Tanmateix, l'aproximació utilitzada no permet classificar la susceptibilitat al trencament en diversos nivells i els valors de pendent del terreny poden variar amb la zona d'estudi. El mètode determinístic és el més fiable dels tres utilitzats i, tot i que requereix més esforç per aconseguir les dades d'entrada, té els avantatges addicionals que té una base física i, per tant, s'aproxima més a la realitat del fenomen, és molt objectiu i repetible. Una proposta raonable per analitzar la susceptibilitat del terreny al lliscament és començar amb un model d'arbre de decisió, incorporant explícitament els criteris d'expert, i si hi ha prou informació disponible, continuar l'anàlisi amb el mètode determinístic.

3.3 Llandars de pluges als Pirineus catalans deduïts de l'anàlisi d'esllavissades de l'enregistrament històric

Qüestions generals sobre la deducció i l'aplicabilitat dels llandars de pluja

Les condicions de llandar de pluja que desencadenen esllavissades poden definir-se bé mitjançant la correlació espacial entre l'ocurrència d'esllavissades i la distribució de la pluja, delimitant la zona on concorren la pluja i les esllavissades a cada episodi, o mitjançant la correlació temporal entre les pluges i les esllavissades esdevingudes al llarg del temps en una zona. És important destacar que el llandar de pluviometria estimat té implícitament una validesa local. Aquest fet ve donat per les necessàries simplificacions utilitzades en la seva estimació (relatives, entre d'altres, a la distància entre esllavissades i pluviòmetres, a l'interval d'enregistrament de la pluja i a la complexa traducció de la pluja en pressions d'aigua dins el terreny) comporten una sèrie de limitacions en l'aplicació del llandar (Crozier, 1986; Bhandari *et al.*, 1991). Una vegada establert el llandar de pluja per a una determinada regió, és possible realitzar previsions a curt termini, quan les condicions pluviomètriques s'aproximen al llandar (Yano i Senoo, 1985), o a llarg

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

termini, utilitzant el període de retorn de temporals que superen el llindar com a estimador del període de retorn d'episodis d'esllavissades (Siddle, 1985).

Cal esmentar també que no tots els tipus de moviments de vessant són causats per pluges intenses o prolongades. Existeix una àmplia varietat de tipus de moviments de vessant, cadascun d'ells mostra un comportament diferenciat respecte a la pluja (Corominas, 2000). Els terrenys més susceptibles a la inestabilitat deguda a la pluja són els constituïts per sòls llimosos o sorrencs i per materials argilosos, en els quals es formen típicament lliscaments, corrents d'arrossegalls i colades de terres (Corominas, 2000).

Al capítol anterior s'han mostrat les sèries cronològiques d'esllavissades enregistrades a arxius municipals i periòdics de dues zones dels Pirineus orientals catalans, les conques altes del Ter i del Llobregat. Aquí es presenta la relació entre dites esllavissades i la pluja, i els llindars de pluja obtinguts (Corominas i Moya, 1996; Moya i Corominas, 1997; Corominas i Moya, 1999; Moya, 2002). Moltes de les esllavissades esdevingudes a aquestes dues zones mostren una clara relació amb la pluja. En alguns casos, les notícies de premsa i els documents municipals consultats ja es refereixen a “els últims aiguats” o a les “intenses pluges” com la causa de les esllavissades.

3.3.1 Llindars de pluja a la conca alta del Ter

D'aquesta conca es va aconseguir una sèrie cronològica relativament completa d'esllavissades històriques; això ha permès obtenir el llindar de pluja mínim i necessari per desencadenar esllavissades. El mètode emprat ha estat la correlació temporal entre els episodis de pluja i els episodis d'esllavissament, fixant la relació causa-efecte, i la definició de la corba d'intensitat versus duració de la pluja que delimita inferiorment els episodis de pluja que han donat lloc a esllavissades. Es tracta del mètode més habitual tot i les seves limitacions, degudes a les simplificacions abans esmentades.

Es van inventariar 36 episodis d'esllavissades a la conca, però no es van utilitzar tots per estimar el llindar de pluja. En primer lloc, per a alguns dels episodis d'esllavissades no es disposava del corresponent enregistrament de precipitacions, especialment per als casos anteriors a l'any 1945, any en el qual es va iniciar l'enregistrament a Campdevàrol (Ripollès), el pluviòmetre més antic amb observació diària contínua. Abans d'aquest any només hi ha disponible un enregistrament d'alguns anys a la xarxa de pluviòmetres.

En segon lloc, l'inventari inclou trencaments en desmunts amb pluges de baixa intensitat o sense pluja i que possiblement van ser conseqüència de l'excavació del mateix desmunt. Una altra part de les esllavissades es van produir a l'hivern, i poden estar relacionades amb cicles de gel-desgel. Cap d'aquests últims trencaments no es van incloure a l'anàlisi per establir el llindar de pluja. També es van excloure els successos corresponents a murs, obres i canals que es van poder identificar a l'inventari.

Els pluviòmetres utilitzats són els de Ripoll (amb enregistrament diari continuat des de 1975), Campdevàrol (amb enregistrament des de 1945) i, ocasionalment, el de Sant Pau de Segúries (amb enregistrament des de 1987) (Figura 3.4). Tots tres amb enregistrament cada 24 h (diari).

Els paràmetres de la pluja considerats inicialment van ser la durada i la pluja acumulada. Una primera anàlisi de la precipitació va mostrar que algunes esllavissades estaven relacionades amb pluges superiors a 200 mm en un o dos dies. En altres casos, la intensitat diària màxima assolida durant l'episodi va ser relativament moderada, de 60-70 mm, però amb pluja durant tres, quatre o més dies. També es va observar que en algunes ocasions les esllavissades estaven relacionades amb la pluja recollida en només alguns dies de l'episodi i coincidien amb el dia de màxima intensitat de la precipitació.

De fet, quan la pluja es perllonga més d'un dia es poden contemplar diverses possibilitats en el càlcul del llindar. Es tracta llavors de trobar la combinació de pluja acumulada i durada que dona una major intensitat mitjana (que anomenem durada efectiva), sense haver de contemplar l'interval complet de l'episodi plujós. En tot cas, l'últim dia del període a considerar va ser el de la data d'ocurrència de l'esllavissada o la del document que en fa referència.

D'altra banda, les pluges caigudes en dies o setmanes anteriors poden també haver contribuït a la inestabilitat (Wiekzorek, 1987). Per tenir en compte aquesta possibilitat, el càlcul del llindar es va realitzar de forma iterativa utilitzant finestres de durada i de pluja acumulada variables entre 1 i 21 dies per a cada episodi plujós. La durada efectiva de l'episodi és la finalment utilitzada per calcular el llindar de pluja.

3. Les causes dels ERE; anàlisi dels factors i la seva previsió

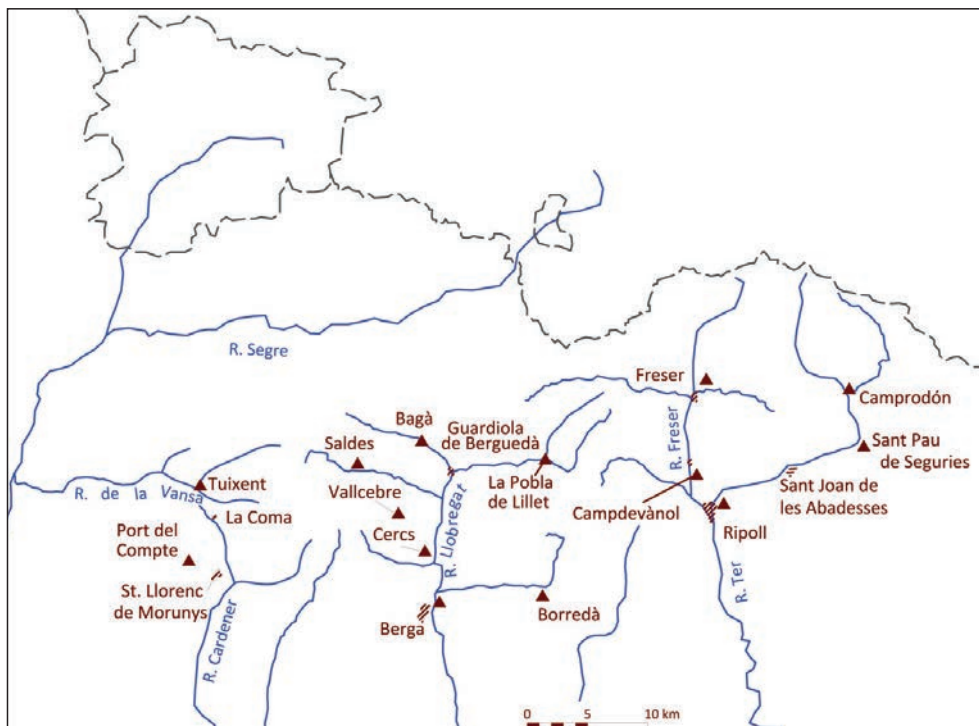


Figura 3.4. Localització dels pluviòmetres utilitzats als Pirineus orientals. Extreta de Moya (2002).

Per minimitzar l'efecte de la variabilitat espacial de la precipitació es van tenir en compte les esllavissades situades com a màxim a 8 km del pluviòmetre més proper, o a 2 km en el cas d'esllavissades esdevingudes el juliol o agost, quan són freqüents les tempestes d'extensió molt limitada.

Un cop filtrada la sèrie, dels 36 episodis d'esllavissades disponibles en origen se'n van fer servir finalment 12 per a calcular el llindar. Tanmateix, el nombre de punts de pluja acumulada-duració efectiva és superior al nombre d'episodis emprats, donat que alguns temporals d'abast general van provocar esllavissades a prop de més d'un pluviòmetre. La Figura 3.5 mostra el llindar calculat pels episodis que tenen almenys una esllavissada (episodis RA) i pels que contenen dos o més esllavissades (episodis DMR). Els dos llindars són molt semblants i indiquen un valor llindar de pluja d'uns 110 mm en 24 h i d'uns 200 mm en 7 dies. El valor de precipitació és molt proper a l'obtingut per Caine (1980). En el cas de les pluges de major durada, els dos llindars obtinguts són menors al suggerit per Caine (1980) (Figura 3.5).

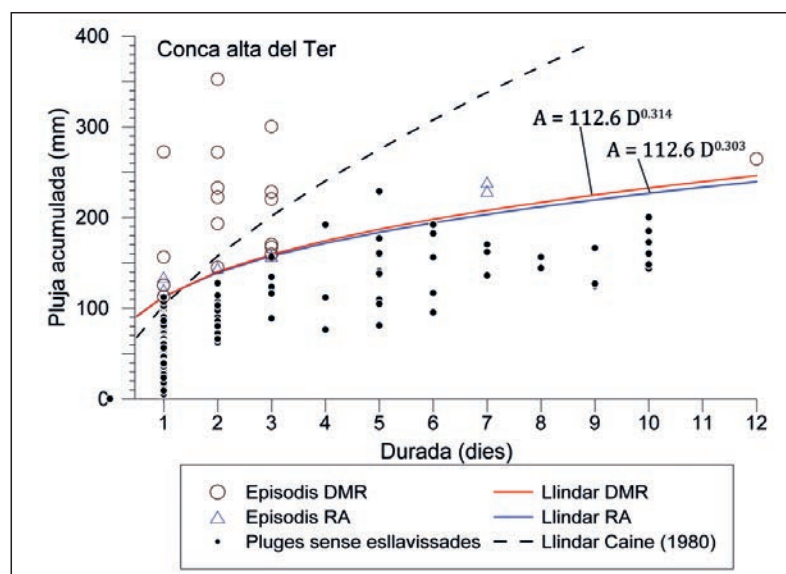


Figura 3.5. Llindars de pluja obtinguts per als episodis d'una (RA) o més d'una (DMR) esllavissada a la conca alta del Ter. Extreta de Moya (2002).

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

Per avaluar la bondat del llinzar es van analitzar també les pluges que no van generar esllavissades. Per a aquests episodis també es va calcular la pluja acumulada i durada efectives, triant el punt més proper al llinzar de pluja definit abans. Es van considerar totes les pluges amb més d'1 mm/dia enregistrades tant a Campdevànol com a Ripoll (Figura 3.5). Només 2 de les 17 pluges d'aquestes estacions que superen el llinzar no van ocasionar esllavissades; és a dir, el percentatge d'encert és del 88%.

3.3.2 Llindars de pluja a la conca alta del Llobregat

A la conca alta del Llobregat la informació històrica sobre episodis d'esllavissades és més limitada pel que es va optar per una correlació espacial; és a dir, per establir el llinzar de pluja mitjançant la comparació entre la distribució espacial de la pluviometria i la localització de les esllavissades esdevingudes. Per a això es van utilitzar les dades corresponents als temporals que van originar esllavissades superficials i de les quals es disposa d'enregistrament de pluges: els temporals de novembre de 1982, setembre de 1992 i desembre de 1997.

El temporal de novembre de 1982 va desencadenar més de 900 esllavissades que van incloure corrents d'arrossegalls, lliscaments superficials, desprendiments i grans moviments de vessant (Gallart i Clotet, 1988). En els sectors més afectats pels corrents d'arrossegalls i lliscaments superficials, com Vallcebre i Cercs, la precipitació va assolir els 340 i els 252 mm en 48 hores respectivament, mentre que a Berga, on només es van produir trencaments aïllats, la precipitació va ser de 186 mm (Figura 3.6). La precipitació diària màxima va ser respectivament de 230, 217 i 154 mm (Figura 3.7).

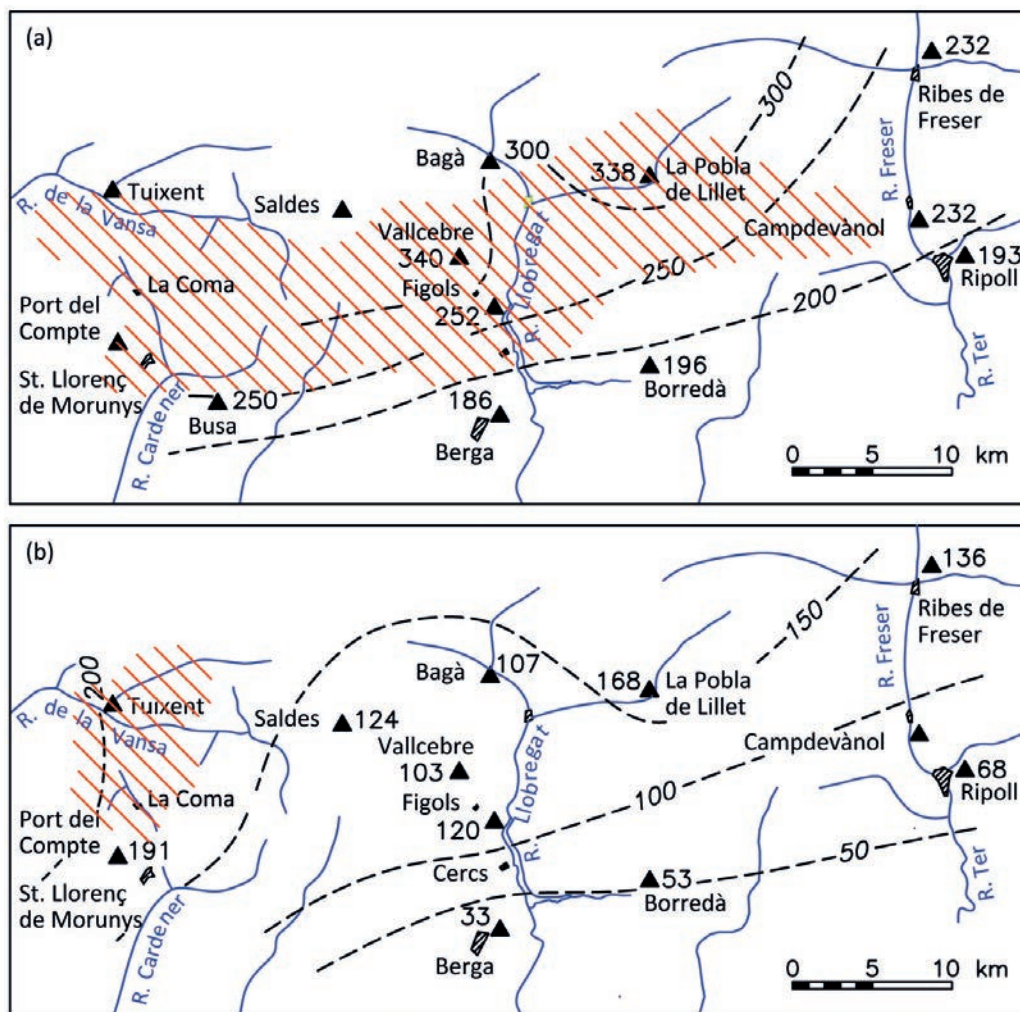


Figura 3.6. Mapes d'isohietes dels temporals del (a) 6 i 7 de novembre de 1982 i del (b) 8 de setembre de 1992 a la conca alta del Llobregat. Les zones tramades corresponen a les més afectades per lliscaments superficials en cada temporal. Els pluviòmetres s'indiquen amb triangles. Extreta de Corominas i Moya (1999).

3. Les causes dels ERE; anàlisi dels factors i la seva previsió

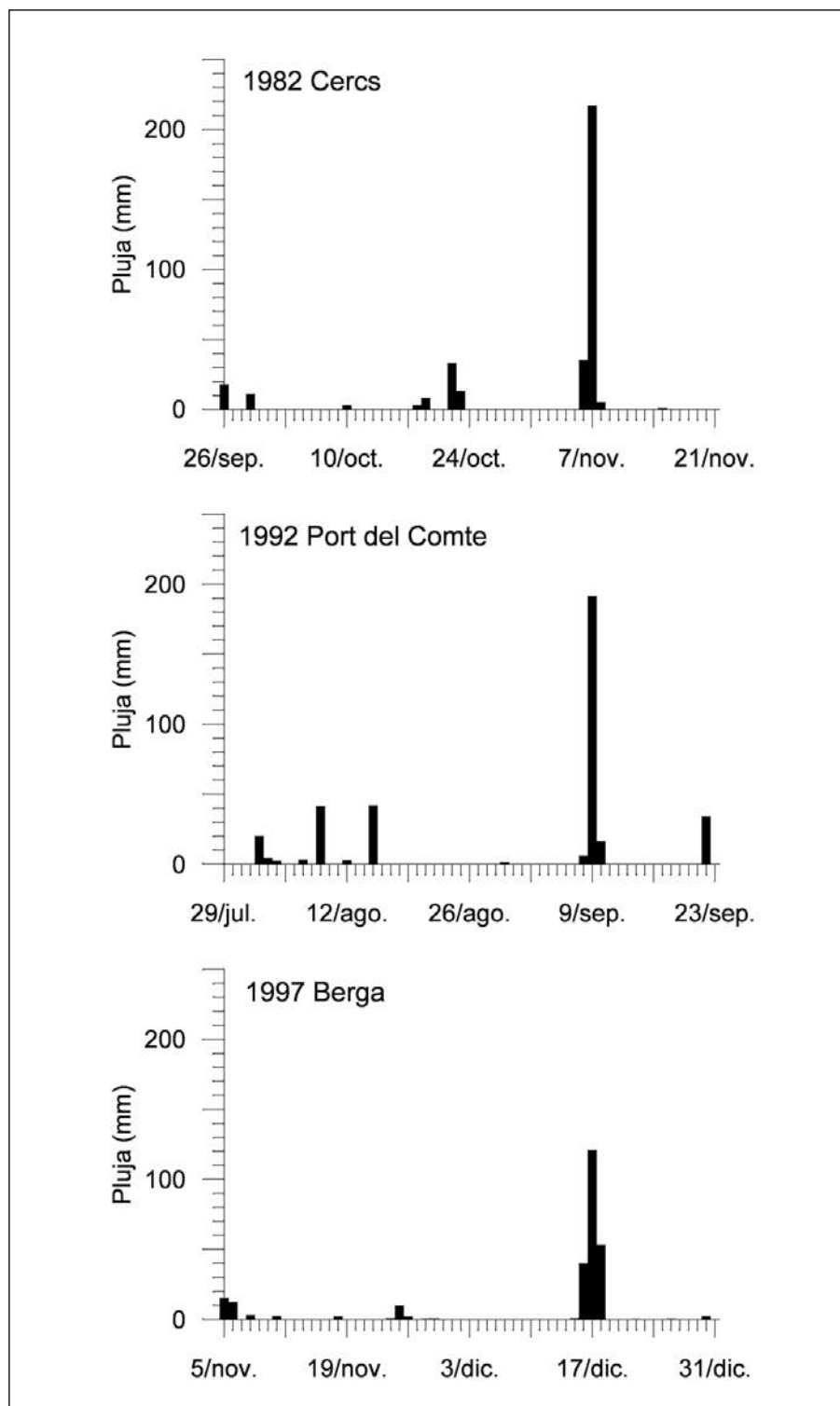


Figura 3.7. Distribució de la precipitació durant les setmanes anteriors als episodis plujosos que han causat lliscaments superficials a la conca alta del Llobregat. Extreta de Moya (2002).

El segon temporal d'intensitat forta va tenir lloc el 8 de setembre de 1992. Aquest temporal va afectar una àrea de menor extensió i va assolir una precipitació màxima de 200 mm en 24 hores a les estacions de Tuixent i del Port del Comte, causant un nombre moderat de corrents d'arrossegalls i el desbordament fort del Riu de la Vansa i el Cardener. A les estacions de Saldes, Vallcebre i Cercs es van enregistrar precipitacions de 191, 114 i 132 mm, respectivament, sense que tinguessin lloc corrents d'arrossegalls ni lliscaments superficials a l'àrea circumdant.

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

El darrer dels temporals correspon al del 16-18 de desembre de 1997, que va provocar 11 lliscaments superficials a les rodalies de Berga i a la carretera de Borredà. En aquests dos punts la precipitació va ser de 214 i de 233 mm, i la intensitat diària màxima de 121 i 127 mm, respectivament. Cal destacar que en aquest cas la pluja va caure al llarg de 48 h (Figura 3.7). A Cercs durant el mateix període es van enregistrar 346 mm, amb un màxim de 191 mm el dia 17, però només es van observar trencaments superficials en alguns desmunts i la reactivació d'algunes petites colades de terra. En aquest cas bona part de la precipitació va caure en forma de neu, fet que va suposar una infiltració més lenta i s'interpreta que va dificultar el desenvolupament de lliscaments superficials en vessants naturals.

Una característica comuna dels tres episodis anteriors és la pràctica absència de precipitació durant les 2 o 3 setmanes prèvies (Figura 3.6 i Figura 3.7). Les dades anteriors suggereixen que només temporals de pluja de gran intensitat i curta durada (de 24 a 48 h) són capaços de desencadenar moviments de vessant superficials. Les dades dels temporals de 1982 i 1992 suggereixen que, en la conca alta del Llobregat, un llindar de pluja de 180-190 mm en 24 hores pot donar lloc a lliscaments superficials aïllats sense pluges. Per a una activitat més generalitzada, el llindar sembla augmentar fins als 300 mm en 24-48 hores. Aquest llindar és proper al suggerit per Bhandari *et al.* (1991) i no està massa allunyat dels 171 mm en 19 hores que el juny de 2000 va provocar nombrosos corrents d'arrossegalls, lliscaments i desprendiments a la muntanya de Montserrat (Marquès *et al.*, 2001).

Resumint els resultats de les dues conques, a la conca alta del Llobregat les precipitacions de més de 180 mm en 24 h poden produir esllavissades aïllades, mentre que les pluges properes a 300 mm en 24-48 h són susceptibles a produir una activitat generalitzada de moviments de vessant.

A la conca alta del Ter les esllavissades es poden produir a partir de 110 mm en 24 h i d'uns 200 mm en 7 dies sense necessitat de pluja antecedent. Aquest darrer llindar és significativament més baix que el de la conca del Llobregat; probablement perquè inclou trencaments en desmunts de vies de comunicació.

3.3.3 Periodicitat de les pluges que superen el llindar

A l'anàlisi de les pluges desencadenants d'esllavissades un altre aspecte rellevant és la periodicitat de les mateixes. Aquesta periodicitat es pot utilitzar per estimar la periodicitat de les esllavissades. Com que algunes pluges superen el llindar i no han originat esllavissades, la periodicitat calculada serà una periodicitat màxima; és a dir, una freqüència mínima.

La Figura 3.8 mostra la sèrie cronològica dels episodis de pluges que igualen o superen el llindar (pluja "excedent") de la conca alta del Ter. El valor de pluja excedent que correspon a cada episodi s'ha obtingut fent la diferència entre la pluja acumulada efectiva de l'episodi i el valor del llindar de pluja acumulada per a la mateixa durada.

Es pot comprovar que la periodicitat de les pluges excedents no és constant sinó que es distingeixen períodes de major recurrència que coincideixen amb els mostrats per la sèrie cronològica de les esllavissades (Figura 3.8). En els dos períodes compresos entre 1959 i 1972 i entre 1991 i 1997 la periodicitat de les pluges excedents és d'1 a 5 anys. L'any 1982 marca també un curt període actiu format pels temporals de gener i novembre. Aquests tres períodes estan separats per uns 9 anys de mitjana en què no hi ha esllavissades enregistrades als arxius municipals o als diaris locals.

Val la pena destacar l'absència de pluges excedents entre 1945 i 1959. Aquest fet pot ser degut, parcialment, a la manca d'enregistrament pluviomètric a Ripoll. Malgrat això, aquest interval abasta gran part del període de relativa inactivitat mostrat per la sèrie cronològica d'esllavissades, i que s'inicia després del gran temporal d'octubre de 1940. Com ja s'ha avançant anteriorment en aquesta monografia hi ha dues interpretacions sobre aquest període. Una és el possible buit documental durant la postguerra a causa de l'absència de premsa local. Una altra és una major estabilitat dels vessants deguda a una possible purga dels elements inestables causada pel temporal de 1940. Ambdues interpretacions són possibles, però el que es mostra a la Figura 3.8 suggereix també una causa climàtica per a aquest període d'inactivitat. Cap de les pluges enregistrades en els primers 14 anys de l'enregistrament a l'estació de Campdevàrol va arribar tan sols a acostar-se al llindar.

A l'anàlisi de la freqüència de les pluges desencadenants de la conca alta del Llobregat es va utilitzar una altra aproximació, que consistia en l'ajust de funcions de distribució de valors extrems a les sèries

3. Les causes dels ERE; anàlisi dels factors i la seva previsió

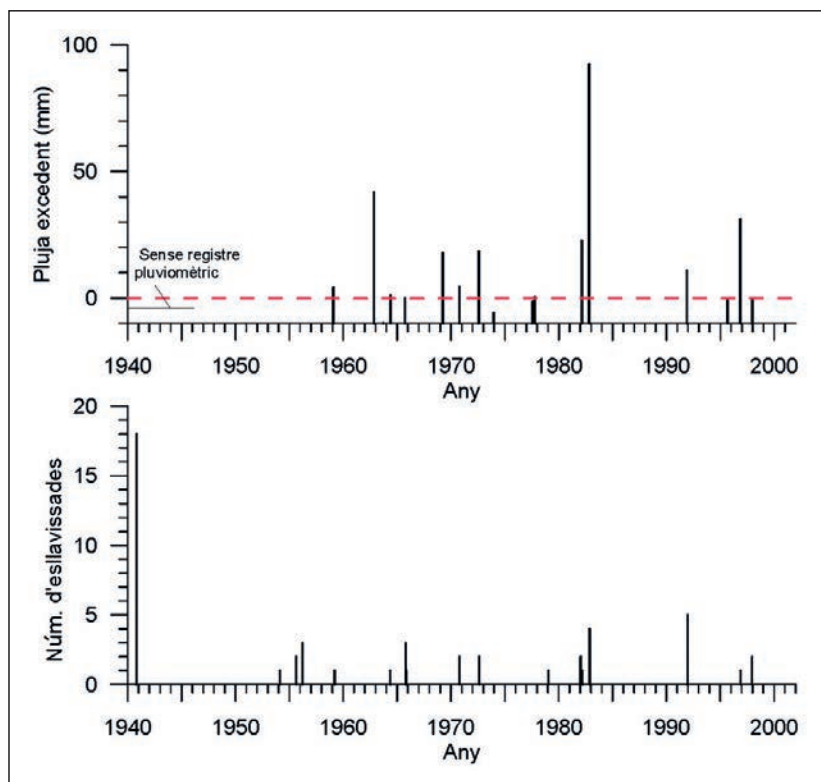


Figura 3.8. Comparació de la cronologia dels episodis plujosos que igualen o superen el límit establert per a la conca alta del Ter per als últims 57 anys (a dalt) i de la cronologia dels episodis d'inestabilitat enregistrats a la conca des de 1940 (a baix). La sèrie d'esllavissades mostrada correspon a l'original, que inclou tots els fenòmens esdevinguts. Extreia de Moya (2002).

de pluges (Figura 3.9). El període de retorn de pluges de 185-190 mm en 24 h (el límit de pluges desencadenants calculat per a aquesta zona) és molt variable en l'àrea d'estudi; utilitzant les dades de l'estació de Cercs, que és l'estació que disposa d'un enregistrament més complet (de 41 anys, amb poques llacunes), s'obté un període de retorn de 40-45 anys.

Considerant el conjunt dels Pirineus orientals catalans, els grans temporals de pluja que a més de grans inundacions van causar nombroses esllavissades van ser els dels anys 1907, 1940 i 1982. Aquest episodi van ser EREs de gran magnitud, pels quals es pot inferir una recurrència d'entre 35 i 45 anys.

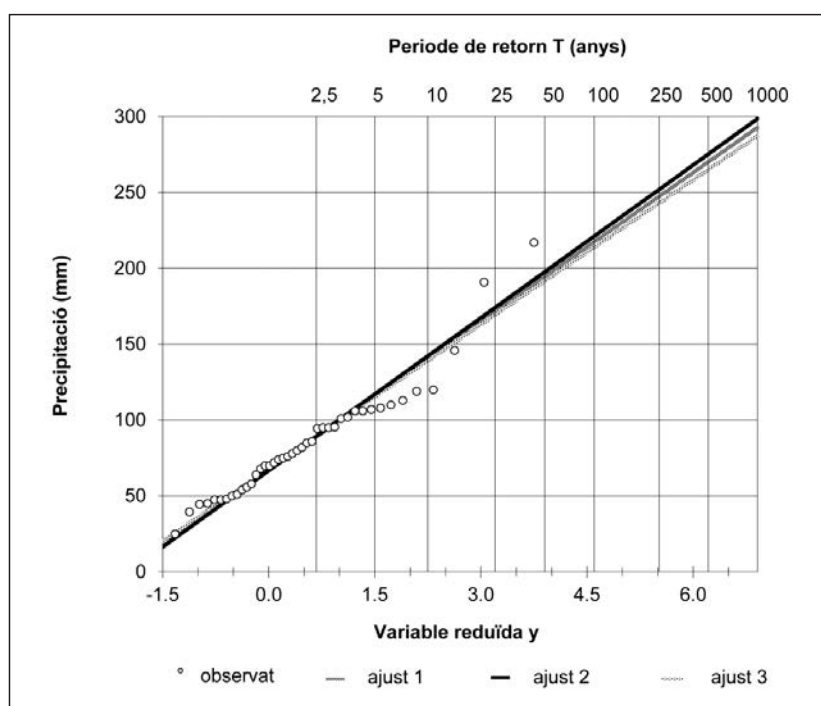


Figura 3.9. Distribució de Gumbel de la precipitació diària màxima de l'estació de Cercs. Extreia de Moya (2002).

3.4 Reconstrucció de la precipitació desencadenant dels Episodis Regionals d'Esllavissades als Pirineus catalans des de 1962 fins a l'actualitat

3.4.1 Introducció: observació de la pluja en superfície

En aquest apartat es presenten els resultats de la reconstrucció dels mapes de pluja durant els principals Episodis Regionals d'Esllavissades (EREs) a Catalunya des de l'any 1962 fins a l'actualitat.

Als Pirineus, les pluges intenses, a més de ser les responsables de les crescudes de rius i torrents, són el principal desencadenant dels Episodis Regionals d'Esllavissades (EREs). Es constata també que les zones de major concentració d'esllavissades durant un ERE solen coincidir amb els llocs on es produeixen les acumulacions més importants de precipitació en combinació amb l'existència de zones amb una susceptibilitat d'alta a molt alta a esllavissar-se. Per això conèixer com és la distribució de la pluja és un dels elements clau per preveure en quin lloc i en quin moment es produiran i generar avisos o prendre mesures de prevenció.

La pluja que genera esllavissades s'analiza amb corbes llindar que relacionen la pluja acumulada i la seva durada amb la probabilitat que es donin inestabilitats del terreny. La corba llindar teòrica separa les condicions de pluja en què es produeixen esllavissades de les que no, de manera que permet identificar en quines condicions de pluja és més probable que es produeixin. Cal tenir en compte que la corba llindar és característica de cada emplaçament d'acord amb factors del terreny tals com el relleu o les propietats del subsòl. Saber la quantitat i la intensitat de pluja caiguda en el territori i relacionar-la amb els inventaris d'esllavissades és la forma d'establir corbes de llindar ajustades a la realitat.

Un dels aspectes a tenir en compte en l'anàlisi de la pluja és la seva variabilitat espacio-temporal sobretot en una orografia tan complexa com la dels Pirineus (en un episodi pot donar-se que l'acumulació en un punt sigui molt alta mentre que l'enregistrament del pluviòmetre més proper, a pocs quilòmetres de distància, sigui moderada). En aquest sentit, Abancó *et al.* (2016) van argumentar que l'ús de les dades d'estacions meteorològiques allunyades a uns quants quilòmetres sol subestimar la pluja real i van analitzar l'efecte que té sobre els llindars obtinguts; com a exemple mostraven un episodi desencadenat per uns 100 mm en 5 hores en el punt d'iniciació en el qual els enregistraments de pluja d'un pluviòmetre a 6 km no arribaven a 1 mm.

És molt improbable tenir una mesura directa de la pluja al lloc on s'ha produït una esllavissada ja que es necessitaria tenir una xarxa de pluviòmetres extremadament densa. Per evitar aquesta limitació i estimar la pluja a cada punt del territori es realitzen les reconstruccions del camp de precipitació amb una determinada resolució espacial i temporal integrant totes les dades disponibles i els patrons de pluja coneguts. Aquestes reconstruccions són un repte ja que empren una gran quantitat de dades de diferent naturalesa. Els mètodes aplicats per reconstruir el camp de precipitació pels diferents episodis analitzats s'han adaptat a les observacions disponibles en cada cas.

3.4.2 Tot mesurant la pluja

Els sistemes de mesura de la precipitació es poden dividir en dos grans grups: (i) els que donen una mesura directa i puntual (pluviòmetres) i (ii) els que es basen en observacions per percepció remota (radars i satèl·lits meteorològics).

Les observacions de pluja més comunes són les de les xarxes de pluviòmetres. Els pluviòmetres proporcionen mesures directes en uns quants punts distribuïts irregularment sobre el territori. Com més densa sigui aquesta xarxa més fidedigna serà la reconstrucció de l'episodi de pluja.

Els enregistraments històrics de pluja acostumen a provenir de pluviòmetres totalitzadors (per exemple, enregistraments del total de pluja caiguda en un període de temps, típicament 24 hores) mentre que els

3. Les causes dels ERE; anàlisi dels factors i la seva previsió

més moderns són de pluviòmetres automàtics que enregistren l'evolució de la pluja acumulada en el temps; per tant, a més de la precipitació acumulada, mesuren la intensitat de precipitació.

Els enregistraments pluviomètrics de les xarxes de Catalunya, el seu nombre i la localització ha evolucionat considerablement. A principi de la dècada dels 1960, la xarxa de l'Institut Nacional de Meteorologia (actualment, Agència Estatal de Meteorologia, AEMET) consistia en uns 100 pluviòmetres totalitzadors (enregistraments puntuals de pluja en 24 h) a la qual s'hi van anar afegint estacions fins que, a partir de la dècada dels 1990, es van introduir de forma generalitzada els pluviòmetres automàtics (amb diferents períodes d'acumulació). A l'actualitat, combinant les xarxes de l'Agència Catalana de l'Aigua (ACA), l'AEMET i el Servei Meteorològic de Catalunya (SMC), s'ha arribat als 300 pluviòmetres automàtics. Per a la reconstrucció dels diferents episodis de pluja s'ha utilitzat sempre el major nombre de dades disponibles.

A més, des de la segona meitat de la dècada de 1990, a Catalunya es disposa de les observacions dels radars meteorològics. Aquests tenen l'avantatge d'oferir una imatge regional de la pluja sobre una extensió gran (típicament a una distància de l'ordre de 100 km del radar) i amb una resolució de l'ordre d'1 km i una freqüència de captació d'entre 5-10 minuts, que les fa molt útils per a aquest tipus d'aplicacions ja que donen una descripció molt bona de la variabilitat espacio-temporal de la precipitació.

Els radars meteorològics observen la precipitació a partir d'un punt central emetent polsos de radiació electromagnètica en el rang de les microones. Rotant l'antena i canviant l'angle d'elevació, el radar mesura la part de la radiació emesa reflectida per les partícules (gotes de pluja, flocs de neu o partícules de calamarsa) presents a l'atmosfera. Principalment, les mesures de precipitació per radar meteorològic s'obtenen a partir de les observacions d'una variable (la reflectivitat radar) relacionada indirectament amb la intensitat de precipitació. D'aquesta manera, la transformació de les observacions radar en estimacions de la intensitat de precipitació en superfície requereix d'un processament exhaustiu per compensar els diferents factors que afecten la seva interpretació quantitativa (vegeu, per exemple, Zawadzki, 1984).

Per a la reconstrucció de les pluges es van utilitzar les observacions dels radars de Catalunya (en concret, el radar de Barcelona de l'AEMET i els 4 radars de la xarxa de radars de l'SMC). Els 5 són radars Doppler, de banda C i de polarització simple que escanegen l'atmosfera amb diferents angles d'elevació (entre 15 i 20 elevacions), de manera que s'obtenen observacions volumètriques de la precipitació a l'atmosfera. La instal·lació d'aquests radars va començar a partir de la primera meitat dels anys 1990 (els primers van ser el radar de Barcelona de l'AEMET i el radar de Vallirana de l'SMC) i es disposa de les dades des de final d'aquella dècada. Posteriorment, durant la dècada dels 2000, l'SMC va afegir nous radars per completar la seva xarxa amb 4 radars. Les estimacions d'intensitat de pluja a partir de les dades de radar es van obtenir amb l'Eina Hidrometeorològica Integrada (EHIMI; Corral *et al.*, 2009), que aplica una cadena d'algorismes a les observacions volumètriques dels radars que (i) redueix els efectes dels bloquejos del terreny, (ii) elimina els ecos del terreny i reconstrueix els valors de reflectivitat a les zones contaminades, (iii) classifica els tipus de precipitació, (iv) extrapola les observacions en alçada a la superfície (correcció per perfil vertical de reflectivitat), (v) converteix els valors de reflectivitat radar en superfície a intensitat de pluja tenint en compte el tipus de precipitació i (vi) combina els mapes de pluja de cada radar per obtenir un camp d'intensitat de pluja millorat. D'aquesta manera, s'obtenen les imatges de pluja instantànies que s'acumulen aplicant un mètode que permet estimar els mapes de pluja cada 1 minut tenint en compte el moviment i l'evolució de les intensitats de pluja.

La Figura 3.10 presenta l'evolució de la xarxes de pluviòmetres utilitzades i la localització dels 5 radars meteorològics existents a Catalunya a l'actualitat.

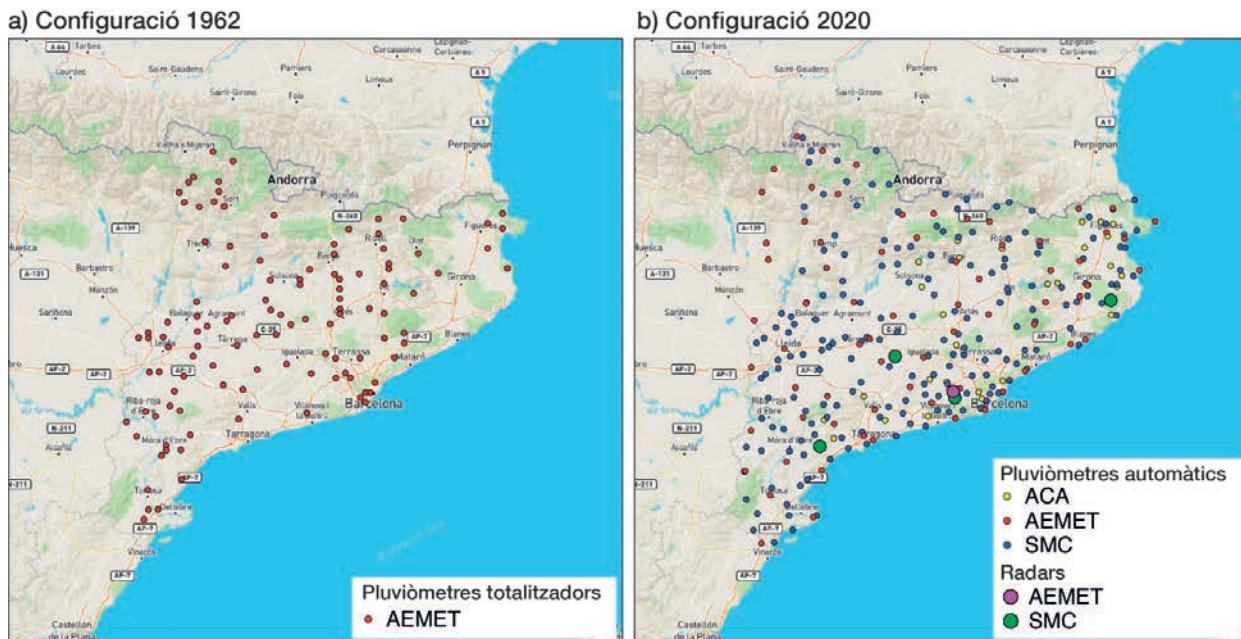


Figura 3.10. Evolució de la xarxa d'observacions utilitzada en aquest estudi per reconstruir els mapes de pluja: a) xarxa de pluviòmetres totalitzadors de l'AEMET de l'any 1962; b) xarxes de pluviòmetres automàtics i radars de l'any 2020.

3.4.3 Construint els mapes de pluja

Els mètodes de reconstrucció de les pluges utilitzats posen molta atenció en respectar la variabilitat espacio-temporal de la pluja. La qualitat dels resultats depenen en gran mesura de la quantitat i qualitat de les observacions disponibles. Per a la reconstrucció dels mapes de precipitació es van utilitzar dos mètodes d'interpolació exactes de les observacions dels pluviòmetres (el valor de pluja reconstruït en aquests punts coincideix amb l'observat) i que reproduïxen la variabilitat espacio-temporal de la pluja d'una manera realista.

En les reconstruccions de les pluges lligades als EREs es van utilitzar tant les mesures directes de pluja com les obtingudes a partir de les observacions de radar meteorològic d'acord al tipus de dades disponibles en cada període. La resolució tant espacial com temporal obtinguda és coherent amb les dades disponibles:

- Per als episodis anteriors a l'any 2000 es va generar com a resultat els mapes de pluja diària amb una resolució de 3 km. El mètode emprat per a la reconstrucció de la pluja va ser el proposat per Versini *et al.* (2012) que es basa en la interpolació dels registres de pluja diària d'una xarxa de pluviòmetres tenint en compte els patrons característics de distribució de pluja de l'àrea d'aplicació. El mapa de pluja d'un dia determinat s'obté com la suma ponderada d'aquests patrons assignant un pes de cada patró d'acord als enregistraments pluviomètrics d'aquell dia. Un aspecte clau del mètode proposat és, doncs, la determinació dels patrons de pluja de Catalunya, en aquest estudi s'han fet servir els patrons obtinguts per a Versini *et al.* (2012) a partir de l'anàlisi de les acumulacions diàries de precipitació del període entre 2008 i 2011 (Figura 3.11).
- Per als episodis a partir de l'any 2000 es van utilitzar les dades de pluviòmetres i les dels radars meteorològics. En aquest cas Velasco-Forero *et al.* (2009) van demostrar que els mètodes geostatístics basats en la interpolació de les mesures de la xarxa de pluviòmetres utilitzant l'acumulació de pluja de radar com a variable permet obtenir mapes de pluja de millor qualitat que els obtinguts, per separat. D'aquesta manera, els mapes de pluja obtinguts es beneficien de les mesures directes de pluja en superfície (xarxa de pluviòmetres) i de la bona descripció de la variabilitat espacio-temporal de les dades del radar.

Així, doncs, es va aplicar la versió de Velasco-Forero *et al.* (2009) de la tècnica de *kriging* amb una deriva externa per combinar les acumulacions horàries de pluja amb una resolució d'1km. En aquesta versió:

3. Les causes dels ERE; anàlisi dels factors i la seva previsió

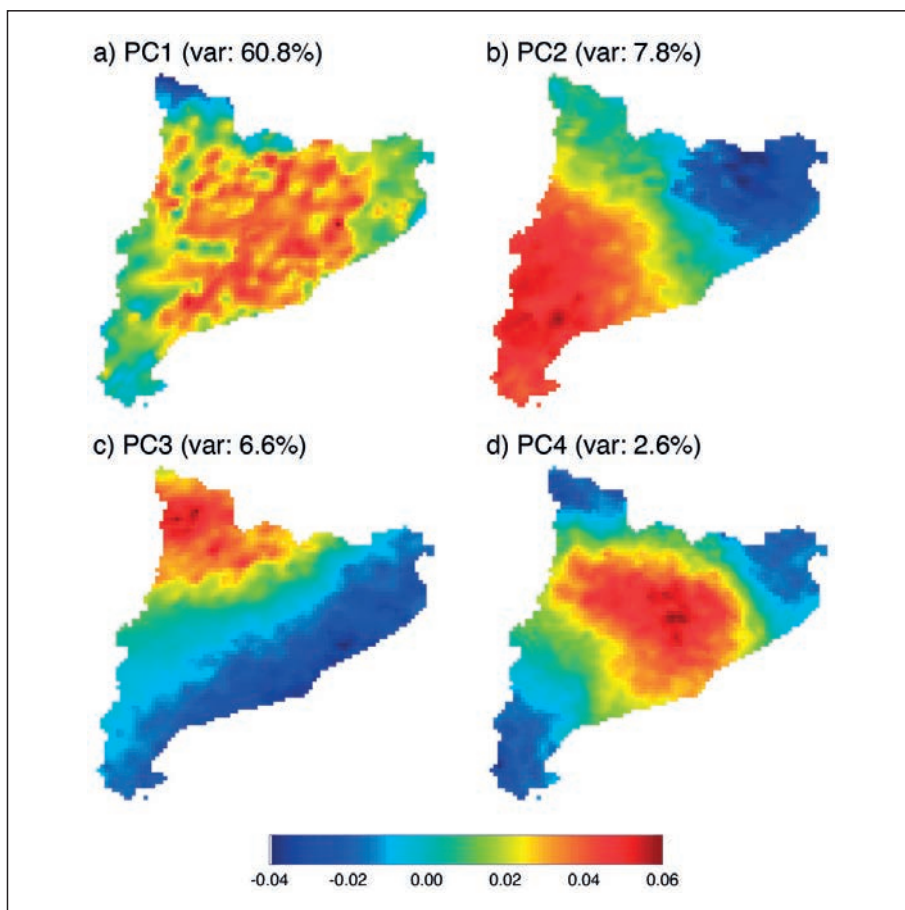


Figura 3.11. Patrons de pluja diària obtinguts a partir de la sèrie d'acumulacions diàries del període 2008-2011. Els 4 mapes representen els primers 4 components principals i a cadascun es mostra el % de variància explicada.

- L'acumulació de pluja de radar és la variable secundària que actua com a deriva.
- L'estructura del camp de pluja (component bàsic dels mètodes geoestadístics) s'obté a partir de la pluja de radar, s'actualitza a cada pas de temps i té en compte l'anisotropia del mapa de pluja acumulada.

La Figura 3.12 mostra un exemple de les acumulacions de la xarxa de pluviòmetres i de radar que s'han combinat amb l'algorisme de *kriging* amb una deriva externa.

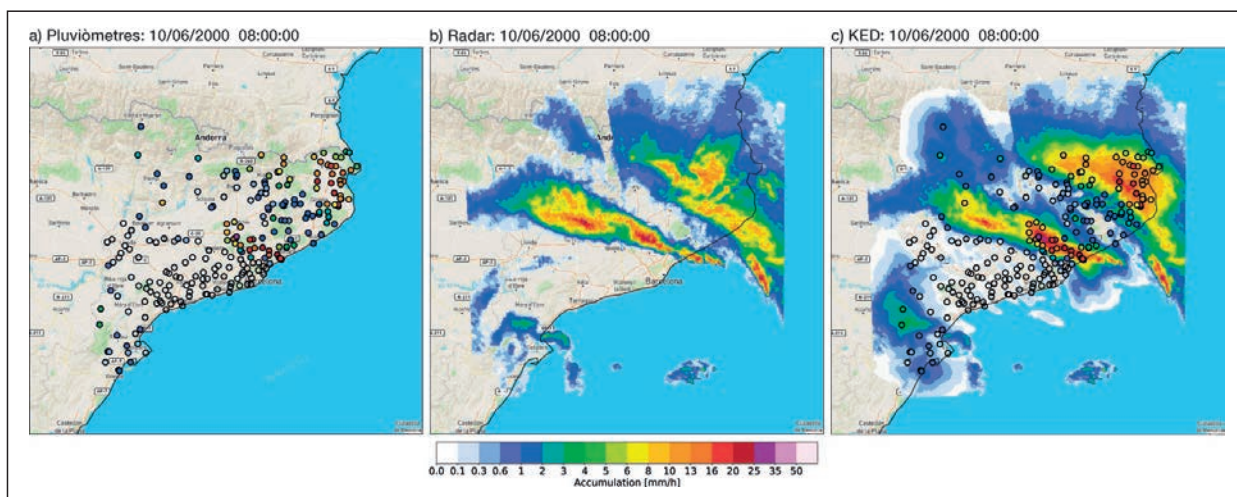


Figura 3.12. Acumulació de pluja del dia 10 de juny de 2000 entre les 07:00 UTC i les 08:00 UTC: (a) observats amb les xarxes de pluviòmetres utilitzades; (b) estimada a partir de les observacions de radar; (c) obtinguda amb l'algorisme de *kriging* amb una deriva externa combinant (a) i (b).

3.4.4 Els episodis de pluja desencadenants d'ERE

A la Taula 3.2 i a la Taula 3.3 es presenten, respectivament, les llistes d'episodis analitzats dels anys 1963, 1982, 1996, 2008, 2013 i 2020. S'hi presenten les dades utilitzades per reconstruir els mapes de pluja juntament amb els valors de pluja acumulada al llarg de l'episodi i en 24 hores (de les 00:00 a les 24:00 UTC).

TAULA 3.2. Dates i característiques principals dels episodis de pluja reconstruïts amb el mètode de Versini et al. (2012) a partir dels enregistraments pluviomètrics. Resolucions: 24 h i 3 km.

Dates	Xarxes de pluviòmetres (nombre)	Pluja acumulada durant l'episodi (pluja diària)	Zones més afectades
01-06/08/1963	AEMET (129)	Llesp (Alta Ribagorça): 117 mm (55 mm), Vilaller (Alta Ribagorça): 99 mm (45 mm), Caldes de Boi (Alta Ribagorça): 96 mm (53 mm), Adrall (Alt Urgell): 84 mm (79 mm), Bonaigua (Val d'Aran): 82 mm (45 mm)	Val d'Aran, Alta Ribagorça, Vall de l'Éssera
05-09/11/ 1982	AEMET (158)	la Pobla de Lillet (Berguedà): 340 mm (266 mm), Cabdella (Pallars Jussà): 324 mm (252 mm), Bagà (Berguedà): 305 mm (240 mm), Estany Gento (Pallars Jussà): 271 mm (200 mm), Ribes de Freser (Ripollès): 268 mm (201 mm)	Vessant sud Pirineus
20-25/01/1996	ACA, AEMET, SMC (240)	la Molina (Cerdanya): 202 mm (143 mm), la Coma i la Pedra (Solsonès): 193 mm (95 mm), Castellar de n'Hug (Berguedà): 120 mm (58 mm), Saldes (Berguedà): 130 mm (63 mm)	Noguera, Pallars Sobirà, Pallars Jussà, Berguedà

TAULA 3.3. Dates i característiques principals dels episodis de pluja reconstruïts amb el mètode de Velasco-Forero et al. (2009) a partir de les observacions de la xarxa de pluviòmetres i de radar. Resolucions: 1 h i 1 km. BCN, CDV, PBE i PDA són, respectivament, els acrònims dels radars de Barcelona (AEMET), la Panadella, Vallirana i Puig d'Arques (SMC).

Dates	Xarxes de pluviòmetres (nombre)	Radars	Pluja acumulada durant l'episodi (pluja diària)	Zones més afectades
03-06/06/2008	ACA, CHE, SMC (269)	CDV (SMC)	Santuari de Queralt (Berguedà): 100 mm (47 mm), Castellbell i el Vilar (Bages): 67 mm (58 mm)	Berguedà
17-19/06/2013	ACA, SMC (209)	CDV (SMC)	Vielha (Val d'Aran): 126 mm (101 mm), Espot (Pallars Sobirà): 93 mm (58 mm)	Val d'Aran, Pallars i Ribagorça
19-23/01/2020	ACA, AEMET, SMC (301)	CDV, PBE, PDA (SMC)	Lliurona (Alt Empordà): 516 mm, Osor (Selva): 440 mm (207 mm), Puig Sesolles (Vallès Oriental): 430 mm (204 mm), Viladrau (Osona): 426 mm (173 mm), Horta de Sant Joan (Terra Alta): 305 mm (220 mm)	Catalunya

Molts EREs coincideixen amb episodis emblemàtics d'inundacions dels últims anys (com són les inundacions de la conca del Segre de novembre de 1982, l'episodi de juny de 2013 o el temporal Gloria de gener de 2020). La majoria dels episodis tenen una durada de diversos dies i les acumulacions de precipitació superen els 200 mm en 24 h en múltiples estacions en extensions significatives en les quals coincideixen les zones de més esllavissades (Figura 3.13). Aquesta conformació és molt evident en el temporal Gloria (19-23 de gener de 2020), amb grans àrees amb acumulacions per sobre de 200 mm, fet que va provocar la generació d'esllavissades en moltes zones del territori (Palau *et al.*, 2022).

L'anàlisi dels camps de pluja reconstruïts inclou l'estudi de la seva qualitat. Per fer-ho, s'ha fet una anàlisi de validació encreuada deixant una de les observacions a fora (*leave-one-out cross validation*). Aquest tipus d'anàlisi consisteix a aplicar el mètode d'estimació de la pluja a la localització d'un pluviòmetre sense utilitzar la seva dada en la reconstrucció, i repetir aquest procés per tots els pluviòmetres de la xarxa. Comparant-les amb la referència (les observacions pluviomètriques no utilitzades en la reconstrucció), s'obté una mesura de la qualitat de les estimacions obtingudes amb els mètodes de reconstrucció.

Els resultats de l'anàlisi de validació encreuada dels totals de pluja d'episodi es presenten a la Figura 3.14. S'hi observa que les estimacions obtingudes pràcticament no tenen biaix (els errors de sobreestimació es

3. Les causes dels ERE; anàlisi dels factors i la seva previsió

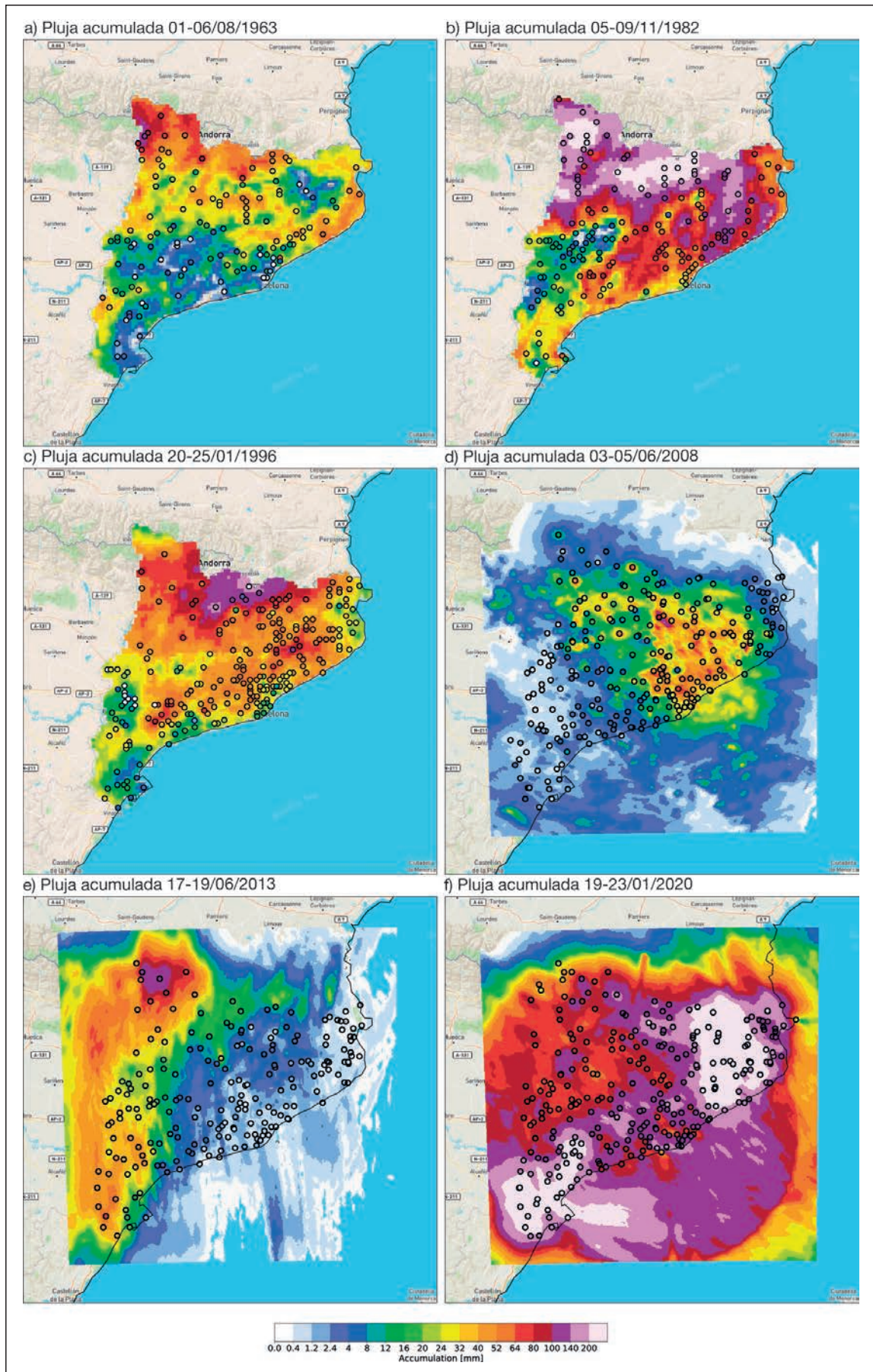


Figura 3.13. Camps de precipitació acumulada reconstruïts amb els mètodes de la secció 0. En totes les figures també es presenten els valors de precipitació acumulada als pluviòmetres utilitzats. a) 23-28 de setembre de 1962; b) 05-09 de novembre de 1982; c) 08-13 d'octubre de 1994; d) 10 de juny de 2000; e) 13-17 de novembre de 2018; f) 19-23 de gener de 2020.

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

compensen amb els de subestimació); l'anàlisi aleatori de l'error mostra que la magnitud típica de l'error es troba entre 10 i 30 mm depenent de la magnitud de l'episodi (més gran quan les acumulacions de pluja són més grans), de manera que l'error relatiu es troba entre el 30 i el 40% per als episodis reconstruïts amb el mètode de Versini *et al.* (2012) i entre el 20 i el 30% per als episodis més recents (quan la xarxa de pluviòmetres és més densa i s'utilitzen mesures de pluja de radar meteorològic a la reconstrucció).

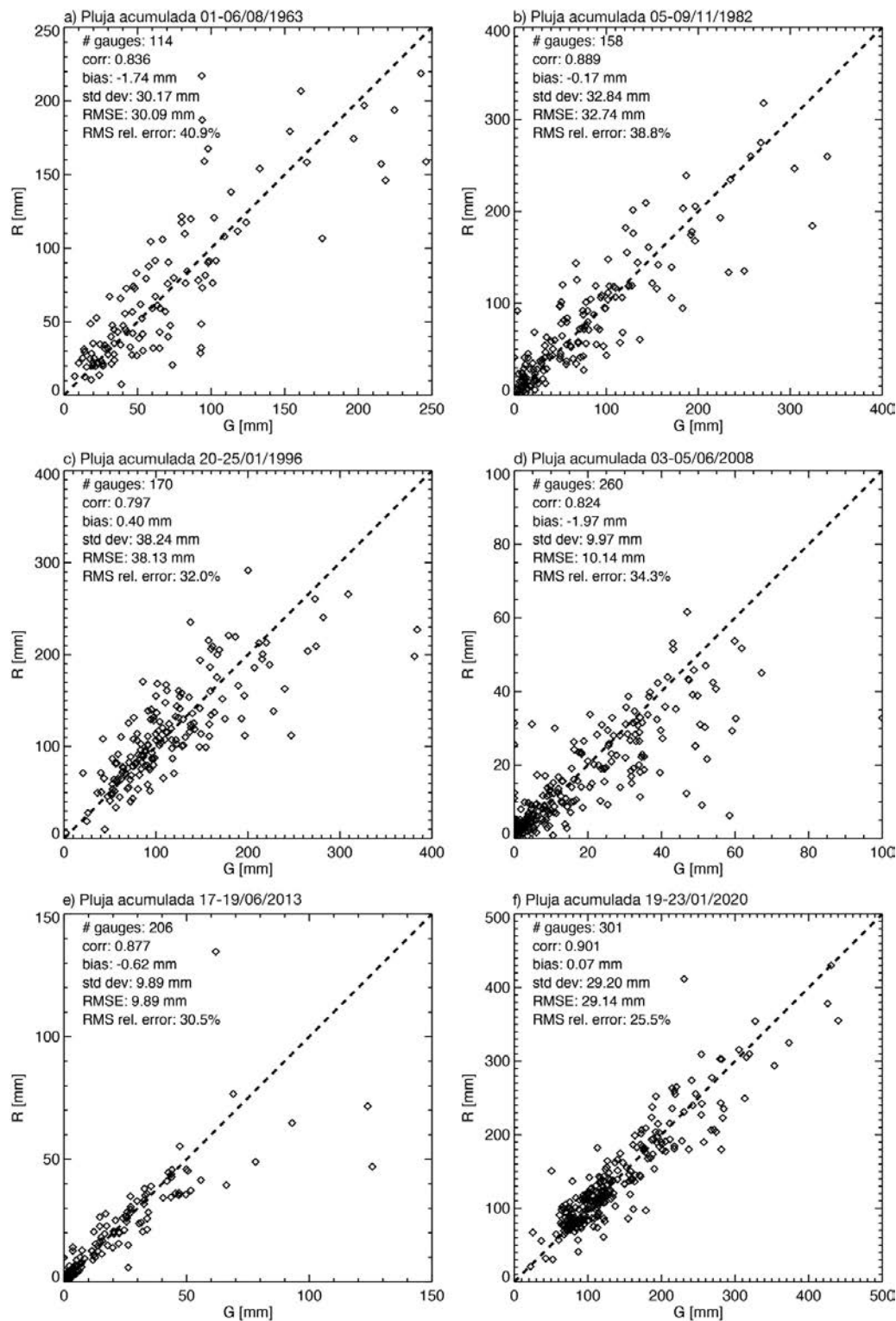


Figura 3.14. Avaluació de la reconstrucció dels camps de pluja per validació encreuada, comparant els valors estimats amb els mètodes de l'apartat 0 i els mesurats per les xarxes de pluviòmetres durant els episodis analitzats: a) 23-28 de setembre de 1962; b) 05-09 de novembre de 1982; c) 08-13 d'octubre de 1994; d) 10 de juny de 2000; e) 13-17 de novembre de 2018; f) 19-23 de gener de 2020. A la figura es mostren el nombre de pluviòmetres disponibles, el coeficient de correlació de Pearson, el biaix, la desviació estàndard de l'error, l'arrel de l'error mitjà quadràtic i l'arrel de l'error relatiu mitjà quadràtic.

3.4.5 Utilització de les reconstruccions en el càlcul dels llindars de pluja

La reconstrucció dels episodis de precipitació permeten definir de manera molt precisa les variables més significatives dels episodis desencadenants d'esllavissades com són la intensitat (I), la durada (D) i la precipitació acumulada (E). Per tant, la combinació amb els inventaris d'esllavissades existents els converteixen en una eina molt potent per a l'obtenció de llindars de pluja o per a la seva validació.

En aquest sentit, aquesta metodologia de reconstrucció permet disposar de milers de “pluviòmetres virtuals” per tot Catalunya (malla regular de 300 x 300 km) per a cada ERE enregistrat a Catalunya des de l'any 1963, amb les següents particularitats:

- Amb una resolució espacial d'1 km i temporal horària per a la precipitació en els episodis posteriors a 2000.
- Amb una resolució espacial de 3 km i temporal diària per a la precipitació en els episodis anteriors a 2000. En aquest cas, el fet que la reconstrucció de les dades sigui diària, limita l'ús de la variable d'intensitat de pluja.

La Figura 3.15 presenta un exemple de l'anàlisi de llindars de pluja a partir dels productes de pluja acumulada durant tot l'episodi en mm (E) respecte la durada de l'episodi en dies (D) del sector de Berguedà-Ripollès dels episodis de 1982 i 2008.

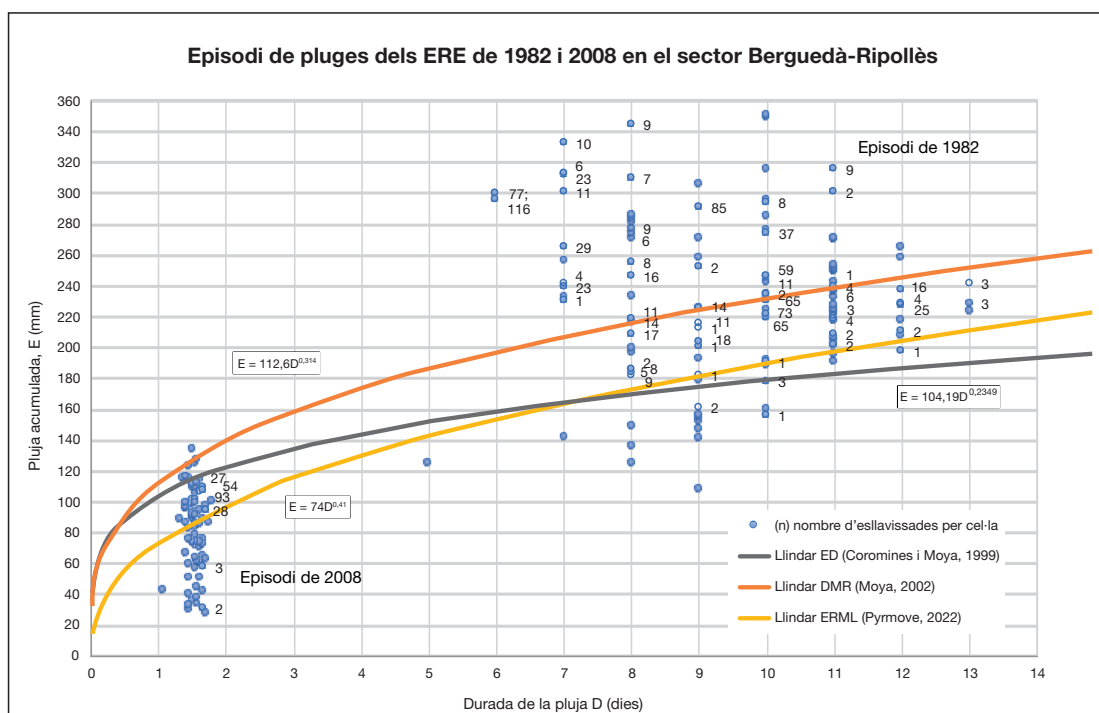


Figura 3.15. Relació entre els esdeveniments de pluja en les cel·les de reconstrucció de la pluja i el nombre d'esllavissades per als EREs de 1982 i de 2008 del sector Berguedà-Ripollès.

Així les dades de precipitació de cada cel·la o “pluviòmetre virtual” es representen en un gràfic ED. Per facilitar la lectura dels resultats a les cel·les se'ls ha assignat el número d'esllavissades que van tenir lloc, mentre que les cel·les en les quals no es van produir esllavissades no tenen número. En aquest gràfic s'han representat també els líndars establerts per a aquesta zona per Coromines i Moya (1999), en verd, i Moya (2002), en taronja.

En base a aquest gràfic s'ha ajustat un nou llindar (en lila) específic per a episodis d'ERE (E=74D^{0,41}).

Com a conclusió es pot establir que aquesta metodologia de reconstrucció d'episodis de precipitació és una eina vàlida tant per a establir nous líndars de precipitació per ERE com per validar líndars establerts per esllavissades en general.

3.5 Referències

- Abancó, C., Hürlimann, M., Moya, J., & Berenguer, M. (2016). Critical rainfall conditions for the initiation of torrential flows. Results from the Rebaixader catchment (Central Pyrenees). *Journal of Hydrology*, 541, 218-229.
- Álvarez, M. A. (2021). Comparing physically-based with data-driven models for landslide susceptibility: A case study in the Catalan Pyrenees. TFM UPC. 72 pp.
- Bhandari, R. K., Senanayake, K. S., & Thayalan, N. (1991). Pitfalls in the prediction on landslide through rainfall data. In: *Landslides* (Bell DH, ed.). Rotterdam: A. A. Balkema, 2: 887-890.
- Caine, N. (1980). The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris-flows. *Geografiska Annaler*, 62 A: 23-27.
- Corominas, J. (2000). Landslides and climate. Keynote lecture In: Bromhead E., Dixon N., and Ibsen M. L. (ed.). *Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides*. Cardiff (UK), A. A. Balkema, 4: 1-33.
- Corominas, J. (2006). El clima y sus consecuencias sobre la actividad de los movimientos de ladera en España. *Rev. C & G.*, 20: 89-113.
- Corominas J., & Alonso E. (1984). Inestabilidad de laderas en el Pirineo catalán. Tipología y Causas. *Jornadas sobre Inestabilidad de laderas en el Pirineo*. Barcelona, C.1-C.53.
- Corominas J., & Moya J. (1996). Historical landslides in the Eastern Pyrenees and their relation to rainy events. In: *Landslides* (ed.: Chacon J., Irigaray C., Fernandez T.). Rotterdam: A. A. Balkema, 125-132.
- Corominas J., & Moya J. (1999). Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology* 30: 79-93.
- Corral, C., Velasco, D., Forcadell, D., & Sempere-Torres, D. (2009). Advances in radar-based flood warning systems. The EHIMI System and the experience in the Besòs flash-flood pilot basin, Taylor & Francis, Londres, UK, 1295-1303.
- Crozier M. J. (1986). *Landslides: causes, consequences and environment*. Londres: Croom Helm, 252 pp.
- Fell, R., Corominas, J., Bonnard, C., Cascini, L., Leroi, E., Savage, W. Z., & on behalf of the JTC-1 Joint Technical Committee on Landslides and Engineered Slopes (2008). Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning. *Engineering Geology*, 102, 85-98.
- Frattini, P., Crosta, G., & Carrara, A. (2010). Techniques for evaluating the performance of landslide susceptibility models. *Engineering Geology*, 111 (1-4), 62-72.
- Gallart F., & Clotet N. (1988). Some aspects of the geomorphic processes triggered by an extreme rainfall event. the November 1982 flood in the Eastern Pyrennes. *Catena Supl*. Band 13: 75-91.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S. Rossi, M., & Stark, C. P. (2007). Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorol Atmos Phys*, 98, 239-267.
- Marquès, M. A., Martín, E., & Gascón, M. (2001). Episodio extremo y distribución espacial de movimientos de laderas en Montserrat (Barcelona, España). V Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Madrid. Vol. 3, 1315-1326.
- Medina, V., Hürlimann, M., Guo, Z., Lloret, A., & Vaunat, J. (2021). Fast physically-based model for rainfall-induced landslide susceptibility assessment at regional scale. *Catena*, 201.
- Moya, J., & Corominas, J. (1997). Condiciones pluviométricas desencadenantes de deslizamientos en el Pirineo oriental. IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Granada. Vol. 1, 199-212.
- Moya, J. (2002). Determinación de la edad y de la periodicidad de los deslizamientos en el Prepirineo oriental. Tesis doctoral. Univ. Politècnica de Catalunya, 248 pp.
- Oller, P., Pinyol, J., González, M., Ripoll, J., & Micheo, J. (2013). Efectes geomorfològics de l'aiguat i riuada del 18 de Juny de 2013. *A Gestió de les Inundacions*, 126-132.
- Palau, R. M., Berenguer, M., Hürlimann, M., & Sempere-Torres, D. (2022). Application of a fuzzy verification framework for the evaluation of a regional-scale landslide early warning system during the January 2020 Gloria storm in Catalonia (NE Spain). *Landslides* 1, 1-18. <https://doi.org/10.1007/s10346-022-01854-2>.
- Shu, H., Hürlimann, M., Molowny-Horas, R., González, M., Pinyol, J., Abancó, C., & Ma, J. (2019). Relation between land cover and landslide susceptibility in Valle de Arán, Pyrenees (Spain): Historical aspects, present situation and forward prediction. *Science of The Total Environment*, 693, 133557.
- Sidle R. C., Pearce A. J., & O'Loughlin C. L. (1985). Hillslope stability and land use. *American Geophysical Union. Water Resources Monograph*, 11, 140pp.
- Van Westen, C. J., van Asch, T. W. J., & Soeters, R. (2006). Landslide hazard and risk zonation-why is it still so difficult? *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 65(2), 167-184.
- Velasco-Forero, C. A., Sempere-Torres, D., Cassiraga, E. F., & Gómez-Hernández, J. J. (2009). A non-parametric automatic blending methodology to estimate rainfall fields from rain gauge and radar data. *Adv. Water Resour.* 32, 986-1002.
- Versini, P., Berenguer, M., & Sempere-Torres, D. (2012). Reconstruction of historical precipitation based on radar fields: application on Catalonia region (Spain). In: *EGU General Assembly, Vienna, Austria* (p. 8904).
- Wieczorek, G. F. (1987). Effect of rainfall intensity and duration on debris flows in central Santa Cruz Mountains. In: *Debris flow/avalanches: process, recognition, and mitigation* (Costa J. E., Wieczorek G. F., ed.). Geological Society of America, *Reviews in Engineering Geology*, 7, 93-104.
- Wieczorek, G. F. (1996). Landslide triggering mechanisms. In: A. K. Turner & R. L. Schuster (ed.). *Landslides, investigation and mitigation*. Special Report 247. Transportation Research Board. National Academy Press. Washington D.C., 76-90.
- Yano K., & Senoo K. (1985). How to set standard rainfalls or debris flow warning and evacuation, *Sabo Symposium (SEDD Japan)*, pp 451-457.
- Zawadzki, I. (1984). Factors affecting the precision of radar measurements of rain, *American Meteorological Society*. In: 22nd conference on radar meteorology, Zurich, Switzerland (pp. 251-256).

4. El risc d'esllavissades als Pirineus i eines per a la seva prevenció

4.1 Introducció

Una de les conseqüències del pas dels grans temporals de pluja als Pirineus és el desencadenament d'un nombre important d'esllavissades sincròniques, el que anomenem Episodis Regionals d'Esllavissades o EREs. Aquest escenari, tal com s'ha descrit al llarg de la monografia, es repeteix periòdicament amb diferents recurrències en funció de la severitat de l'episodi. Es recorden especialment l'aiguat de 1982 per les fortes conseqüències que va tenir a Catalunya i a Andorra, les inundacions de la Garona de l'any 2013 i l'episodi d'esllavissades lligades al temporal Gloria de 2020.

Tenint en compte els danys que produeixen els EREs, i en un context de canvi climàtic en el qual s'espera una major intensitat i severitat dels fenòmens meteorològics, es plantegen un seguit de qüestions: es preveu un augment del risc lligat a les esllavissades en els propers anys? l'increment del risc estarà vinculat al canvi climàtic o hi haurà altres factors que hi contribuïran? I, finalment, com s'ha de prevenir i tractar aquest risc d'acord amb les necessitats i estàndards de seguretat que demana la societat actual?

El risc (R) es defineix com un paràmetre que avalua la probabilitat que es produeixi un fet negatiu d'una certa severitat (per exemple, que les pèrdues econòmiques anuals superin un cert llindar o que es produeixin pèrdues de vides humanes). El risc generat per les esllavissades s'acostuma a calcular d'acord amb la fórmula de Varnes (1984): $R = P \times (E \times V)$, on la *P* (*Perillositat*) és una funció de probabilitat lligada a la magnitud i freqüència en què es donen les esllavissades, mentre que l'*E* (*Exposició*) i la *V* (*Vulnerabilitat*), fan referència als elements afectats (persones o béns) i es relaciona amb les conseqüències del fenomen.

Per analitzar com pot evolucionar els propers anys el risc d'esllavissades als Pirineus analitzarem com poden evolucionar en el futur els 3 termes que conformen l'equació del risc, és a dir: la perillositat, l'exposició i la vulnerabilitat.

Al final del capítol es descriuen les eines i les polítiques actives per prevenir i mitigar el risc de les esllavissades als Pirineus d'acord als estàndards de seguretat actuals i les demandes de la societat.

4.2 Evolució de la perillositat en relació al canvi climàtic

La magnitud i la freqüència de les esllavissades en un àmbit és resultat de la propensió del terreny a esllavissar-se, juntament amb la recurrència en què es donen els processos que les desencadenen, com ara: els temporals de pluja, l'acció gel-desgel, terratrèmols o determinades actuacions antròpiques. El factor geològic, que es tradueix en les propietats resistents del terreny, juntament amb els factors de relleu, de clima i de usos del sòl, determinen la susceptibilitat d'un territori de generar esllavissades. El resultat és que la distribució regional de la susceptibilitat és variable. A Catalunya les zones més propenses a desenvolupar moviments de vessant es localitzen majoritàriament als Pirineus i a les serralades costaneres (Riskcat, 2008, Palau *et al.*, 2020).

Per altra banda i simplificant, la magnitud d'una esllavissada ve determinada pel volum de material que mobilitza o una derivada, que és el potencial damnificador. En aquest sentit l'ICGC ha establert una classificació semiquantitativa de 5 graus que va de magnitud M1 a magnitud M5 (ICGC, 2021). Les es-

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

llavissades grans (M5), que involucren volums superiors al milió de metres cúbics, responen a mecanismes generadors propis i específics de cadascuna d'elles, tals com disposicions d'estrats i juntes del massís rocós, accions sísmiques o la resposta a canvis extrems en les condicions mediambientals (Corominas, 2000). Per altra banda les esllavissades mitjanes i petites (de M1 a M4), que són molt més abundants, corresponen a mecanismes força comuns i usualment són activades per un fenomen meteorològic com ara precipitacions intenses o prolongades, la fusió ràpida del mantell nival o com a resposta a l'acció gel-desgel.

Els inventaris de moviments de vessant, com ara el Lliscat (ICGC, 2020), són eines molt valuoses per conèixer l'activitat d'esllavissades en un territori. A la pràctica, però, la informació que contenen només recull una proporció de l'activitat de moviments de vessant. Aquesta proporció va disminuint a mesura que els esdeveniments són més antics, especialment quan tracta d'esdeveniments històrics dels quals només es recullen algunes esllavissades de mida mitjana i gran que són les que s'han pogut recuperar dels arxius. Per altra banda, llevat que es realitzi una campanya específica postesdeveniment, les esllavissades que més habitualment queden enregistrades són les relacionades amb les incidències que es produeixen en zones freqüentades, mentre que les que es produeixen en zones aïllades passen més desapercebudes, sobre tot les de mida petita. Tot això fa que no es disposi d'un enregistrament sistemàtic de moviments de vessant que vagi gaire més enrere de l'any 1980.

Tota la casuística exposada fa que sigui difícil, sinó impossible, utilitzar els inventaris per establir les tendències estadístiques que relacionin l'evolució de l'activitat de moviments de vessant i el canvi climàtic. Cal inferir, doncs, una relació entre la variació dels patrons climàtics i l'esmentada evolució de les esllavissades a partir de criteris heurístics o deductius.

Hi ha un ampli consens que el canvi en el patró climàtic comportarà en les properes dècades un augment de les temperatures. La tendència prevista pels models climàtics és clara, si bé els detalls de les projeccions varien segons els escenaris d'emissió de gasos d'efecte hivernacle (IPCC, 2018; 2019). Hi ha, també, un cert consens en el fet que la quantitat total de precipitació pot disminuir i que es pot produir un increment d'episodis prolongats de sequera i, amb menys certesa, un increment de temporals amb precipitacions intenses (Calbó *et al.*, 2016; Llasat *et al.*, 2016, Martin-Vide, 2020).

Tot i les incerteses descrites en els paràgrafs anteriors, es pot extrapolar que si els patrons de canvi climàtic avancen en la direcció expressada, al llarg de les properes dècades es produirà un increment en el nombre d'esllavissades petites i mitjanes en relació amb l'increment d'episodis extrems. Per contra sembla poc probable que dins del rang de les prediccions previstes per al canvi climàtic es produeixin modificacions significatives en els patrons de comportament de les grans esllavissades, per bé que poden experimentar reactivacions (Corominas *et al.*, 2005).

4.3. Evolució de la vulnerabilitat i l'exposició en els propers anys

Com s'ha explicat anteriorment, per calcular el risc és necessari valorar els factors d'exposició i vulnerabilitat. En aquest apartat es revisen els factors d'exposició en termes d'ús urbanístic, de mobilitat i d'accés a espais de natura en activitats de lleure.

No es tenen dades fiables del cost anual associat a les esllavissades als Pirineus. Això es deu en part perquè en la seva gestió intervenen diferents organismes (gestors d'infraestructures, gestors del medi rural i natural, i diverses administracions públiques en diferents nivells) i també perquè els efectes de les esllavissades sovint queden emmascarats o comptabilitzats en els de les inundacions.

Tot i que els majors problemes que provoquen les esllavissades deriven dels danys materials que ocasionen en infraestructures o edificis, també produeixen danys a persones. L'ICGC porta un registre de les esllavissades que han comportat pèrdues de vides humanes a Catalunya (33 persones entre els anys 1970 i 2020) categoritzades per activitats i magnitud (Figura 4.1). D'aquest enregistrament se'n desprèn que les esllavissades amb conseqüències mortals s'han produït principalment en activitats de mobilitat i secundàriament, i amb una proporció força similar, en activitats de lleure i residencial. També es constata que la major part d'aquestes esllavissades mortals han estat de mida petita i mitjana.

4. El risc d'esllavissades als Pirineus i eines per a la seva prevenció

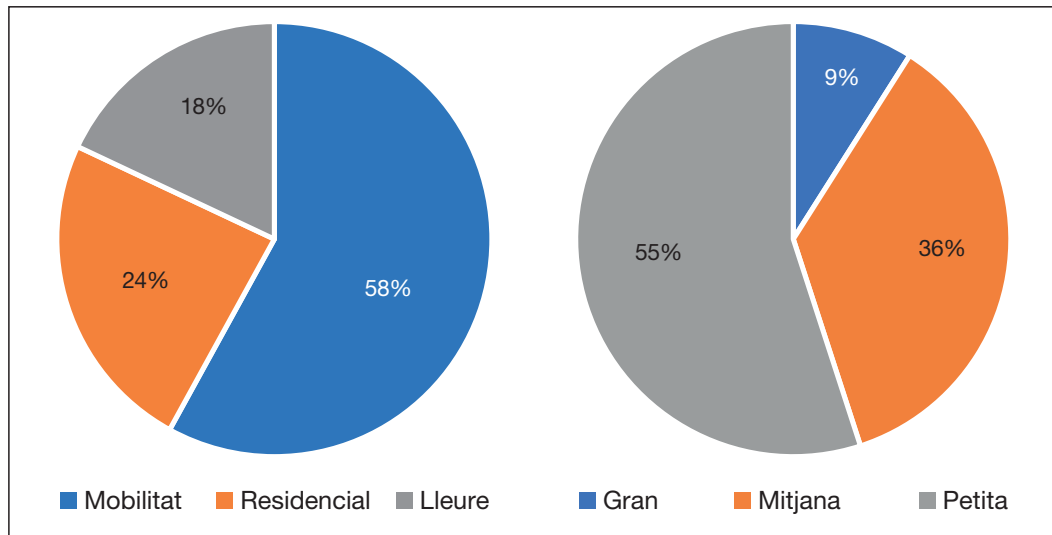


Figura 4.1. Distribució de les esllavissades amb conseqüències mortals a Catalunya entre 1970 i 2020; per activitats (esquerra) i per mida (dreta). Font: ICGC.

L'ocupació del territori

Actualment el 80% de la població catalana resideix en àmbits urbans de més de deu mil habitants (Pujadas-Rúbies i Bayona, 2016) i aquesta proporció es va incrementant. L'Institut d'Estadística de Catalunya indica que els propers anys la població resident en les zones de major susceptibilitat decreixerà o en els millors dels casos tendirà a estabilitzar-se (Figura 4.2) (IDESCAT, 2014). La disminució de població resident en les zones més susceptibles, especialment en les zones orogràficament més accidentades, sembla que hauria de comportar una tendència a disminuir l'exposició i, per tant, el risc. No obstant hi ha altres factors que operen en sentit contrari entre els quals hi ha l'increment de les segones residències i de les instal·lacions turístiques.

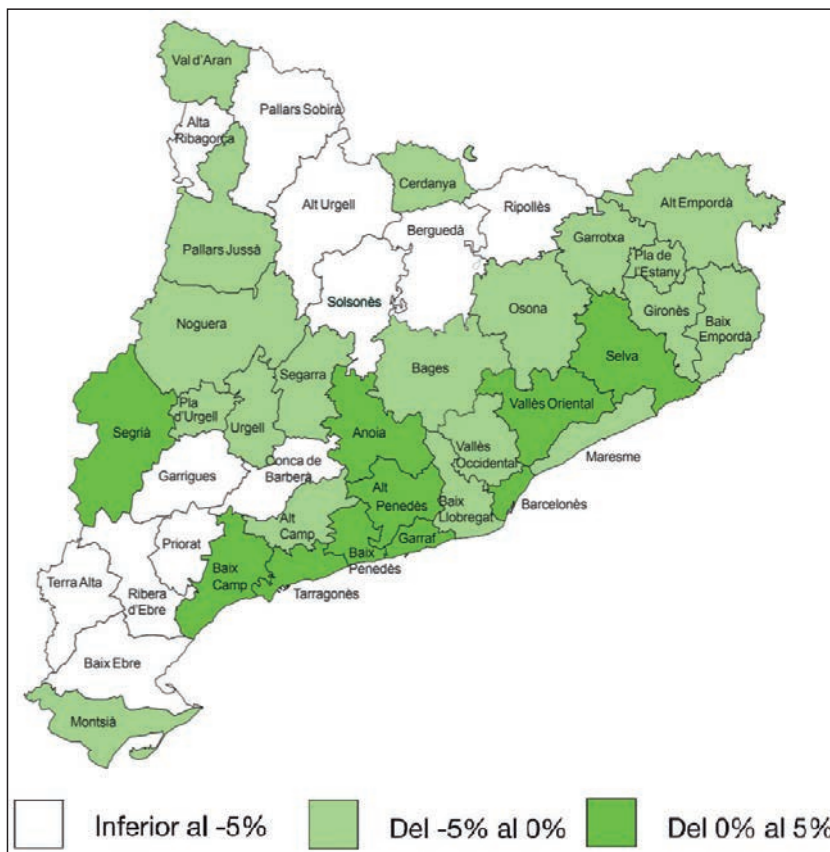


Figura 4.2. Percentatge de creixement de la població esperat a Catalunya per al període 2013-2051, per comarques. Font: IDESCAT, 2014.

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

Per contraposició a Andorra s'observa que des de l'any 1947 fins a l'any 2019 la població ha presentat una tendència creixent sostinguda en el temps només trencada l'any 2010 (Figura 4.3). Les projeccions del Departament d'Estadística d'Andorra indiquen una projecció d'entre 83 325 i 91 049 habitants l'any 2031 cosa que indica un lleuger creixement.

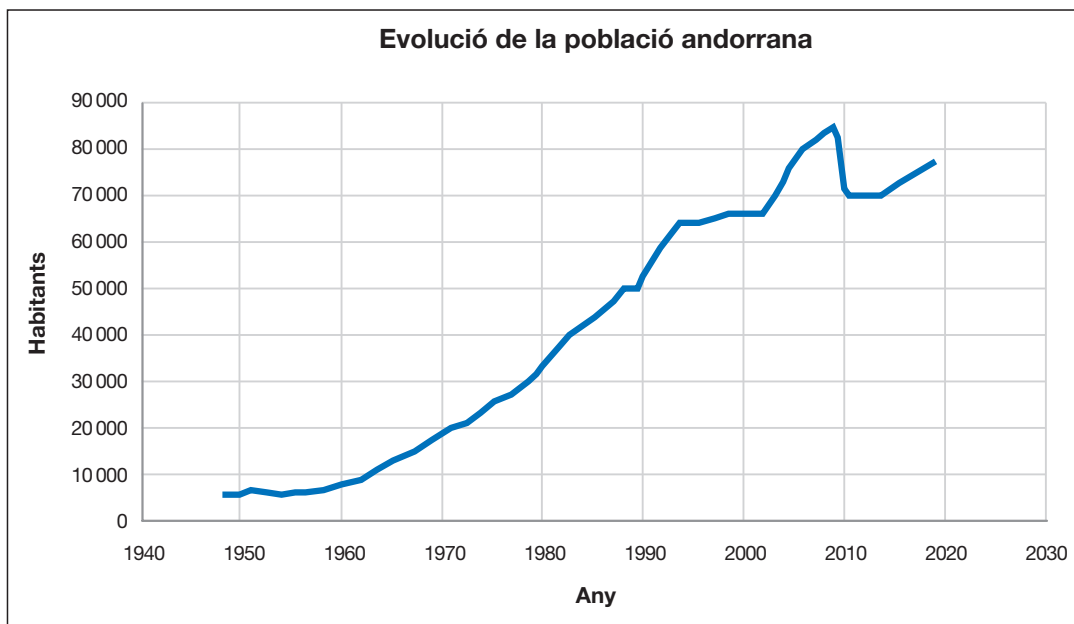


Figura 4.3. Evolució de la població andorrana des de l'any 1948. Font: Departament d'Estadística d'Andorra.

La mobilitat

La mobilitat destaca com un dels factors d'exposició més important de risc de patir les conseqüències de les esllavissades. La mobilitat inclou el conjunt de desplaçaments que realitzen les persones residents i foranies a l'interior d'un àmbit territorial.

A Catalunya la mobilitat intermunicipal es realitza essencialment amb vehicle privat, per carretera, i secundàriament en transport ferroviari, concentrant-se aquest darrer en les àrees metropolitanes. En la mobilitat de cap de setmana hi té un pes important els desplaçaments relacionats amb les segones residències i per motius de lleure (ATM, 2006).

En general la mobilitat té una tendència a incrementar-se, aquesta inclou tant la dels mateixos residents en zones de muntanya com la relacionada amb el turisme.

Activitats de lleure a la natura

En les darreres dècades s'ha produït un increment a l'accés d'espais de natura per practicar activitats de lleure en entorns susceptibles a generar esllavissades. L'anuari de la Federació d'Entitats Excursionistes de Catalunya indica que el nombre de llicències federatives s'ha incrementat en pràcticament 30 000 llicències en el període comprès entre els anys 1998 i 2018 (FEEC, 2019). És significativa la dada de 44 víctimes mortals per allaus de neu als Pirineus catalans entre les temporades 1986-1987 i 2019-2020, la gran majoria mentre practicaven esports de muntanya (ICGC, 2020).

Les darreres dècades la major part de les incidències per esllavissades a Catalunya han estat causades per esllavissades petites i mitjanes en activitat de mobilitat. Aquestes esllavissades s'han produït majoritàriament vinculades a episodis de pluges intenses o persistents.

Es pot esperar que, tot i la incertesa en les projeccions de l'evolució futura dels patrons de precipitació a causa del canvi climàtic a Catalunya, el risc degut a esllavissades tendirà a incrementar, lligat a una major freqüència dels episodis de pluges intenses. Molt probablement es tractarà d'esllavissades de mida petita i mitjana, i la seva incidència més notable serà en la mobilitat i de forma secundària en zones residencials.

4.4 El risc i la seva prevenció

Durant els darrers decennis a nivell nacional i internacional hi ha hagut una progressiva conscienciació dels agents públics en la necessitat de gestió preventiva dels riscos naturals, que culmina en la posada en marxa, l'any 2000 per part de l'Organització de les Nacions Unides, de l'Estratègia Internacional per a la Reducció dels Desastres (UNDRR, 1994) i posteriorment el marc de Sendai de 2015 (UNISDR, 2015). D'aquestes iniciatives se'n deriva el convenciment que la forma més sostenible de gestió dels riscos geològics és la seva prevenció amb la minimització de l'exposició. Mentre que el factor de perillositat només es pot reduir de forma local incidint en mesures mitigadores actives i de gestió, i la vulnerabilitat només es pot reduir adoptant dissenys que dotin d'una millor resistència als elements afectats (fet que sovint no és viable o és d'efecte molt limitat), l'exposició es pot reduir modificant els patrons d'ocupació del territori o els comportaments socials.

Tenint en compte totes les dades i les premisses exposades anteriorment, una política de prevenció del risc d'esllavissades s'ha de basar en els següents vectors: i) la planificació urbanística, ii) la millora de la gestió del risc en indrets d'alta exposició, iii) la millora en la gestió d'actius de protecció en infraestructures viaries i iv) la capacitat per preveure l'emergència.

Planificació urbanística

A Catalunya ha estat un avenç molt important en la reducció del risc geològic la inclusió en el Reglament de la Llei d'urbanisme de Catalunya (Decret 305/2006, de 18 de juliol) i la Llei d'urbanisme de Catalunya (Decret Legislatiu 1/2010, de 3 d'agost 2010) la directriu de preservació urbanística dels espais sotmesos a un risc que pugui afectar el benestar o la seguretat de les persones. D'aquestes normatives se'n deriva l'obligatorietat d'incorporar en els instruments de planejament un estudi de risc geològic que indiqui si les àrees de planificació poden estar afectades per esllavissades. Aquesta indicació s'ha concretat en el requisit d'elaboració dels Estudis d'Identificació de Riscos Geològics (EIRG) i en la guia tècnica que fixa i estandarditza els continguts d'aquests estudis (ICGC, 2021).

A Andorra l'any 2000 es va publicar al BOPA la Llei general d'ordenació del territori i urbanisme (LGOTU, amb modificacions posteriors), que regula l'edificació de les zones exposades als perills naturals. Posteriorment, en el reglament per a la realització de treballs o activitats que modifiquin l'estat actual del terreny, s'inclouen uns requisits generals dels estudis geològics i geotècnics, i també el contingut dels estudis específics tenint en compte el nivell de perillositat del terreny que cal edificar. El nivell de perillositat queda determinat per la zonificació segons la problemàtica geològica i geotècnica de l'any 2001 i les seves revisions posteriors. Actualment, existeixen zonificacions per als següents fenòmens: esllavissaments superficials, corrents d'arrossegalls, desprendiments, grans moviments i allaus. En aquest sentit el territori andorrà es cataloga, pel que fa a l'autorització de llicències d'edificació, en quatre tipus de zones segons la perillositat geològica.

- Edificable sense restriccions. Correspon als terrenys amb perillositat molt baixa.
- Edificable amb possibles mesures de protecció. Correspon als terrenys amb perillositat baixa.
- Edificable amb mesures de protecció. Correspon als terrenys amb perillositat mitjana.
- No edificable. Correspon a terrenys amb perillositat alta.

Millora de la gestió del risc en indrets d'alta exposició

La reducció del cost dels sensors i de les telecomunicacions permeten monitoritzar les esllavissades en temps real d'una forma progressivament més àmplia, emprant tècniques de teledetecció i instrumentals de contacte. El seguiment i la monitorització dels moviments del terreny ofereixen aplicacions molt interessants per a la detecció de desplaçaments que puguin ser precursors d'instabilitats properes al desencadenament d'esllavissades. En base a aquest principi es poden implementar sistemes d'alerta primerenca que han d'associar-se a plans específics d'actuació (Janeras, *et al.*, 2016; 2018). En aquest camp, equips catalans han fet interessants desenvolupaments i aplicacions: Abellan, *et al.* (2010), Blanch, *et al.* (2019), Hürlimann, *et al.* (2014), Janeras, *et al.* (2018) i Núñez, *et al.* (2019), entre d'altres.

A Catalunya, l'ICGC ha posat en marxa la Xarxa d'auscultació geotècnica, que té per objectiu monitoritzar els moviments del terreny en els indrets que amenacen la seguretat d'edificis i persones. A data d'avui, l'ICGC té desplegades xarxes d'auscultació en diversos indrets entre els quals hi ha el nucli de Barberà de la Conca, el Barri de l'Estació de Sallent o el massís de Montserrat (Figura 4.4).



Figura 4.4. Treballs d'instal·lació de sensors de la Xarxa d'auscultació geotècnica. Pla de mitigació del risc a Montserrat. Font: ICGC.

Al Principat d'Andorra, en llocs d'alta exposició i activitat, es disposa de sistemes de vigilància i auscultació, com per exemple: el vessant de la Portalada a Sant Julià de Lòria o el gran moviment del Forn de Canillo (Figura 4.5).

Millora en la gestió d'actius de protecció en infraestructures de mobilitat

Actuar proactivament per millorar la seguretat de les xarxes de transport amb l'adequació de les mesures de mitigació adients en cada cas és un fonament per garantir una mobilitat segura. En aquests casos la reducció efectiva del risc requereix una combinació d'esforços de mitigació i estratègies d'adaptació que actuen a diferents escales temporals i geogràfiques, i l'adopció de mesures estructurals i no estructurals.

L'adopció de metodologies d'avaluació quantitativa de riscos (QRA) pot proporcionar una base racional per conceptualitzar el risc d'esllavissades, desenvolupar criteris d'acceptabilitat de riscos, realitzar anàlisis de cost-benefici i avaluar diferents mesures de gestió i mitigació de riscos d'esllavissades (Janeras *et al.*, 2009; Budetta *et al.*, 2016, Corominas *et al.*, 2018). L'adopció de programes de gestió d'actius geotècnics permet al gestor de les infraestructures establir els plans d'inversió proactivament en funció del nivell de risc i del cicle de vida dels actius (NASEM, 2019). A Catalunya, tant Ferrocarrils de la Generalitat de Catalunya com la Direcció General d'Infraestructures de Mobilitat de la Generalitat de Catalunya han adoptat esquemes de gestió d'actius



Figura 4.5. Sistema d'auscultació del Govern d'Andorra al Forn de Canillo. Font: AR+I.

geotècnics basats en el risc (Paniagua i Álvarez, 2017; Santana, 2017). En el cas d'Andorra, són COEX (Conservació i Explotació de Carreteres) i el Ministeri d'Ordenament Territorial qui vetlla per la protecció d'infraestructures de mobilitat.

Capacitat per preveure les crisis d'esllavissades

Els sistemes de predicció regionals són una mesura de defensa no estructural que pot reduir de manera significativa el risc per esllavissades en la mesura que permeten fer avisos a la població i associar-se a plans d'emergència. Aquests sistemes requereixen desenvolupar i implementar sistemes de predicció i alerta basats en el seguiment i monitorització dels elements desencadenants, essencialment les precipitacions, i permeten alertar en quins punts del territori és més probable que es produeixin incidències. En aquest sentit el desescalament de serveis provinents d'observacions satel·litàries, i la millora del processament, permetrà enllaçar les previsions meteorològiques amb els punts més propensos a patir esllavissades davant la previsió de pluges intenses a 24 i 48 h i també en temps real a partir de dades de radars meteorològics (Guzzetti *et al.* 2019). Actualment, a nivell europeu, destaquen els serveis geològics noruec i del piemont que ofereixen un butlletí setmanal regionalitzat de les previsions d'incidències (Tiranti *et al.*, 2017; Krøgli *et al.*, 2018). A Catalunya s'estan realitzant avenços en el camp dels corrents d'arrossegalls i lliscament superficials (Palau *et al.*, 2018; 2022).

A tall de conclusió indicar que la planificació urbanística, la millora de gestió d'actius de protecció en infraestructures viàries, la monitorització i la predicció regionalitzada de quan i on es poden produir esllavissades, la capacitat per atendre l'emergència i la conscienciació social, són i seran les eines bàsiques per tal de reduir el risc de les esllavissades. Aquestes eines, que actualment són essencials per respondre l'estàndard de seguretat que demana la societat, ho seran encara més per adoptar polítiques d'adaptabilitat i encarar els reptes que es plantegen en les dècades properes a conseqüència del canvi climàtic.

4.5 Referències

- Abellán, A., Calvet, J., Vilaplana, J. M., & Blanchard, J. (2010). Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring. *Geomorphology*, 119, 162-171.
- ATM (2006). Enquesta de Mobilitat Quotidiana de Catalunya, EMQ 2006 Principals resultats. Generalitat de Catalunya. Departament d'Obres Públiques, Institut d'Estadística de Catalunya, Institut d'Estudis Regionals Metropolitans de Barcelona, Autoritat del Transport Metropolità.
- Blanch, X., Abellán, A., & Guinau, M. (2019). Rockfall monitoring at a high-temporal rate using cost-effective photogrammetric Systems. *Geophysical Research Abstracts*. n. 21, art. EGU2019-11591-2.
- Budetta, P. D. L. C., De Luca, C., & Nappi, M. (2016). Quantitative rockfall risk assessment for an important road by means of the rockfall risk management (RO. MA.) method. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 75(4), 1377-1397.
- Calbó, J., Gonçalves, M., Barrera, A., Garcia-Serrano, J., Doblas-Reyes, F., Guemas, V., Cunillera, J., & Altava, V. (2016). Projeccions climàtiques i escenaris de futur. IEC i Generalitat de Catalunya (2016). Tercer Informe sobre el Canvi Climàtic a Catalunya (coord. J. Martín-Vide), p. 115-133.
- Corominas, J. (2000). Landslides and Climate. A: VIII International Symposium on Landslides, (E.N. Bromhead, ed.). Cardiff, UK, Keynote lectures, CD-ROM.
- Corominas, J. (2005). Evaluación preliminar de los Impactos en España por efecto del Cambio Climático. Proyecto ECCE: Informe final. Impactos sobre los riesgos naturales de origen climático: Riesgo de inestabilidad de laderas. 549 pp.
- Corominas, J., Matas, G., & Ruiz-Carulla, R. (2018). Quantitative analysis of risk from fragmental rockfalls. *Landslides*, 16, 5-21.
- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). *Landslide Types and Processes*, Special Report, Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Special Report 247, 36-75.
- Departament de la Presidència (2010). Decret Legislatiu 1/2010, de 3 d'agost pel qual s'aprova el text refós de la Llei d'urbanisme de Catalunya. DOGC, n. 5686 de data 5 d'agost de 2010.
- Departament de Política Territorial i Obres Públiques (2006). Decret 305/2006, de 18 de juliol, pel qual s'aprova el Reglament de la Llei d'urbanisme. DOGC, núm. 4682 de data 24 de juliol de 2006.
- Federació d'Entitats Excursionistes de Catalunya (2019). Anuari 2018. Assemblea General Ordinària, Barcelona, maig de 2019, 4.
- Guzzetti, F., Gariano, S. L., Peruccacci, S., Brunetti, M. T., Rossi, M., & Melillo, M. (2019). Geographical landslide early warning Systems. *Earth-Science Reviews*. Vol. 200, art 102973.
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11, 2, 167-194.
- Hürlimann, M., Abancó, C., Moya, J., & Vilajosana, I. (2014). Results and experiences gathered at the Rebaixader debris-flow monitoring site, Central Pyrenees, Spain. *Landslides*, 11, 939-953.
- Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (2020). Accidents per allaus. Dades dels accidents més representatius ocorreguts al Pirineu de Catalunya. Disponible en línia a <https://www.icgc.cat/Administracio-i-empresa/Serveis/Perill-d-allaus-i-informacio-nivologica/Sobre-les-allaus/Accidents-per-allaus>.

Els episodis regionals d'esllavissades als Pirineus

- Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (2020). Base de dades d'esllavissades (LLISCAT). Disponible en línia a <https://icgc.cat/Administracio-i-empresa/Serveis/Riscos-geològics/Base-de-dades-d-esllavissades-LLISCAT/Base-de-dades-d-esllavissades-LLISCAT-Acces>
- Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (2021). Guia per a l'elaboració d'Estudis d'Identificació de Riscos Geològics per a urbanisme (EIRG), AP-0001/21. Barcelona.
- Institut d'Estadística de Catalunya (2014). Projeccions de població 2013-2051, principals resultats. Generalitat de Catalunya, Institut d'Estadística de Catalunya. 1a edició: Barcelona, octubre de 2014. Dipòsit legal: B 22365-2014.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2018). Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty [Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pörtner, H.-O., Roberts, D., Skea, J., Shukla, P. R., Pirani, A., Moufouma-Okia, W., Péan, C., Pidcock, R., Connors, S., Matthews, J. B. R., Chen, Y., Zhou, X., Gomis, M. I., Lonnoy, E., Maycock, T., Tignor, M., & Waterfield, T. (ed.).
- IPCC (2019). IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [Pörtner, H.-O., Roberts, D. C., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., Mintenbeck, K., Alegría, A., Nicolai, M., Okem, A., Petzold, J., Rama, B., & Weyer, N. M. (ed.).
- Janeras, M., Buxó, P., Paret, D., Comellas, J., & Palau, J. (2009). Valoración del riesgo como herramienta de análisis de alternativas de protección frente desprendimientos de rocas en el Cremallera de Núria. A: VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables Barcelona. Alonso, E., Corominas, J., & Hürlimann, M. (ed.).
- Janeras, M., Jara, J. A., López, F., Marcè, A., Carbonell, T., & Elvira, A. (2016). Development of a wireless sensor network for rock mass deformation monitoring in the Montserrat Massif. 3rd RSS International Symposium on Rock Slope Stability, Lyon, 131-132.
- Janeras, M., Gili, J. A., Guinau, M., Vilaplana, J. M., Buxó, P., & Palau, J. (2018). Lessons learned from Degotalls rock wall monitoring in the Montserrat Massif (Catalonia, NE Spain). 4th RSS Rock Slope Stability Symposium (RSS-2018) proceedings, Chambéry 2018.
- Krøgl, I. K., Devoli, G., Colleuille, H., Boje, S., Sund, M., & Engen, I. K. (2018). The Norwegian forecasting and warning service for rainfall- and snowmelt-induced landslides. *Nat Hazards Earth System Science*, 18, 1427-1450.
- Llasat, M. C., Corominas, J., García, C., Quintana, P., & Turco, M. (2016). Projeccions climàtiques i escenaris de futur. A: Martín-Vide, J. (coord.). Tercer Informe sobre el Canvi Climàtic a Catalunya, 137-160.
- Martin-Vide, J. (2020). Precipitacions torrencials a Catalunya: el temporal Glòria i perspectives de futur. A: Sobre el temporal Glòria (19-23.01.20), els seus efectes sobre el país i el que se'n deriva, Report de Resposta Ràpida. Canals, M., & Miranda, J. (ed.), 13-21.
- NASEM (2019). National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine. Geotechnical Asset Management for Transportation Agencies, Volume 1: Research Overview. Washington, DC: National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine, The National Academies Press, 1.
- Núñez Andrés, M. A., Buil Pozuelo, F., Puig Polo, C., Lantada Zarzosa, M. N., Janeras Casanova, M., & Gili Ripoll, J. A. (2019). Comparison of several geomatic techniques for rockfall monitoring. In *JISDM 2019 4th Joint International Symposium on Deformation Monitoring: 15-17 May 2019* Eugenides Foundation Athens, Greece: Proceedings, 1-7.
- Paniagua, I., & Álvarez, E. (2017). Metodología de gestión de taludes en desmonte en la red carreteras de GENCAT: experiencia en la aplicación. A: Alonso, E., Corominas, J., & Hürlimann, M. (ed.). IX Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Junio 2017, Santander, España, 383-394.
- Palau, R. M., Hürlimann, M., Berenguer, M., & Sempere-Torres, D. (2018). A prototype regional early warning system for shallow landslides and debris flows. *Geophysical Research Abstracts*, 20, EGU2018-1081.
- Palau, R. M., Hürlimann, M., Berenguer, M., & Sempere-Torres, D. (2020). Influence of the mapping unit for regional Landslide Early Warning Systems. Comparison between pixels and polygons in Catalonia (NE Spain). *Landslides* 17(9), 2067-2083.
- Palau, R. M., Berenguer, M., Hürlimann, M., & Sempere-Torres, D. (2022). Application of a Fuzzy verification framework for the evaluation of a regional-scale landslide early warning system during the January 2020 Gloria storm in Catalonia (NE Spain). *Landslides*.
- Pujadas-Rubies, I., & Bayona, J. (2016). L'evolució demogràfica recent dels municipis petits a Catalunya: diversitat de trajectòries. *Treballs de la Societat Catalana de Geografia*, 81, 25-43.
- RISKCAT (2008). Vilaplana, J. M. (ed. científic). Els riscos naturals a Catalunya. Informe executiu. (Informes del CADS; 6) ISBN 9788439378365. 551.58(467.1), 15-18.
- Santana, D., Pons, J., Rodríguez, H., Prat, E., Lopez, F., Janeras, M., Buxó, P., Comellas, J., Ferrer, A., & Paret, D. (2017). Plataforma on-line para el seguimiento geológico y geotécnico de la red ferroviaria de FGC. A: Alonso, E., Corominas, J., & Hürlimann, M. (ed.). IX Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Junio 2017, Santander, España, 674-685.
- Tiranti, D., Devoli, G., Cremonini, R., Sund, M., & Boje, S. (2017). Regional landslide forecasting in Piemonte (Italy) and in Norway: experiences from 2013 late spring. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss*, 18, 1351-1372.
- UNDRR (1994). Strategy and Plan of Action for a Safer World. Guide for Natural Disaster Prevention, Preparedness and Mitigation. World Conference on Natural Disaster Reduction. Yokohama, Japó, 19 p.
- UNISDR (2015). Sendai Framework for Disaster Risk Reduction, 2015-2030, The United Nations Office for Disaster Risk Reduction. Third UN World Conference in Sendai, Japó, 32 p.
- Varnes, D. J. (1984). Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. IAEG Commission on Landslides and other Mass Movements. Paris: UNESCO Press, 63 p.



Generalitat de Catalunya
**Departament de la Vicepresidència
i de Polítiques Digitals i Territori**



ICGC
Institut
Cartogràfic i Geològic
de Catalunya

10 Monografies
tècniques

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

Barcelona, 2022



 Generalitat de Catalunya
Departament de la Vicepresidència
i de Polítiques Digitals i Territori

 UNIVERSITAT POLITÈCNICA
DE CATALUNYA
BARCELONATECH

 ANDORRA
RECERCA +
INNOVACIÓ

 brgm
Géosciences pour une terre durable

Interreg
POCTEFA



LOS EPISODIOS REGIONALES DE MOVIMIENTOS DE LADERA EN LOS PIRINEOS

LOS EPISODIOS REGIONALES DE MOVIMIENTOS DE LADERA EN LOS PIRINEOS

BARCELONA
2022



Proyecto cofinanciado por el fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER)
Project cofinancé par le fonds Européen de Développement (FEDER)



Els Episodis regionals d'esllavissades als Pirineus = Los episodios regionales de deslizamientos de ladera en los Pirineos. – 1a edició. – (Monografies tècniques ; 10)

Text capiculat en català i castellà. – Bibliografia

ISBN 9788418986956

I. Buxó, Pere, editor literari II. Berenguer i Ferrer, Marc III. Catalunya. Departament de Territori i Sostenibilitat. IV. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya. V. Títol: Episodis regionals d'esllavissades als Pirineus VI. Títol: Episodios regionales de deslizamientos de ladera en los Pirineos. Castellà VII. Títol: Episodios regionales de deslizamientos de ladera en los Pirineos VIII. Col·lecció: Monografies tècniques (Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya) ; 10

1. Esllavissades – Catalunya – Pirineu català.

551.578.48(234.12:460.23

Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya

Dirección del ICGC

Jaume Massó

Subdirección General de Ingeniería y Recursos Geológicos

Joan Palau

Coordinación:

Pere Buxó

Autores:

Marc Berenguer^{2,3}

Pere Buxó¹

Anna Echeverria⁵

Ivan Fabregat¹

Marcel Hürlimann²

Jordi Marturià¹

José Moya²

Pere Oller⁴

Joan Palau¹

Daniel Sempere^{2,3}

Laura Trapero⁵

Daniel Xifre⁴

1 Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC)

2 Universitat Politècnica de Catalunya

3 Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia de la Universitat Politècnica de Catalunya

4 GeoNeu Risk SLU

5 Andorra Recerca + Innovació

Preimpresión:

Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya

Corrección de los textos:

Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya

Impresión:

Digital Screen S.L.

Cubierta: El deslizamiento de la Coma de noviembre de 1982. Foto: Jordi Coromines

Referencia bibliográfica de la obra:

Buxó, P. (coord.) 2022: *Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos*, 122 pág.

Colección: Monografies tècniques 10

Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya

Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, 2022

www.icgc.cat

1a edició: mayo 2022

D.L.: B. 9 546-2022

ISBN: 978-84-18986-95-6

Índice

Autores por capítulos	9
Prólogo	11
Preparando el futuro a partir de lo que nos enseña el pasado	13
1. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera: definición y consecuencias. Recopilación de episodios mundiales	17
1.1 Los episodios de movimientos de ladera múltiples	17
1.2 Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en el mundo	21
1.3 Referencias	44
2. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos	47
2.1 Episodios identificados y causas	47
2.2 Descripción de los principales Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos	55
2.3 El aguacero del 1982	63
2.4 El episodio de la Val d’Aran de 2013	85
2.5 Referencias	93
3. Las causas de los ERML; análisis de los factores y de su previsión	95
3.1 Introducción	95
3.2 Análisis de susceptibilidad a escala de cuenca: el ejemplo de la Val d’Aran	96
3.3 Umbrales de lluvias en los Pirineos catalanes deducidos del análisis de movimientos de ladera del registro histórico	99
3.4 Reconstrucción de la precipitación desencadenante de los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos catalanes desde 1962 hasta la actualidad	106
3.5 Referencias	114
4. El riesgo de movimientos de ladera en los Pirineos y herramientas para su prevención	115
4.1 Introducción	115
4.2 Evolución de la peligrosidad en relación al cambio climático	115
4.3 Evolución de la vulnerabilidad y la exposición en los próximos años	116
4.4 El riesgo y su prevención	119
4.5 Referencias	122

Autores por capítulos

Capítulo 1.	<i>Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera: definición y consecuencias. Recopilación de episodios mundiales</i>	Pere Oller, Daniel Xifre, Pere Buxó, José Moya, Jordi Marturià, Anna Echeverria e Ivan Fabregat
Capítulo 2.	<i>Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos</i>	Laura Trapero, Anna Echeverria, Pere Buxó, Pere Oller y Daniel Xifre
Capítulo 3.	<i>Las causas de los ERML; análisis de los factores y de su previsión</i>	Marcel Hürlimann, José Moya, Marc Berenguer y Daniel Sempere
Capítulo 4.	<i>El riesgo de movimientos de ladera en los Pirineos y herramientas para su prevención</i>	Joan Palau y Pere Buxó

Autores

Marc Berenguer	Doctor en Ingeniería Civil. Profesor titular de universidad del Departament d'Enginyeria Civil i Ambiental de la UPC. Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia de la Universitat Politècnica de Catalunya
Pere Buxó	Ingeniero Geólogo y Geólogo. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya
Anna Echeverria	Doctora en Ciencias de la Tierra. Andorra Recerca + Innovació
Ivan Fabregat	Doctor en Ciencias Geológicas. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya
Marcel Hürlimann	Doctor en Geología. Profesor asociado al Departament d'Enginyeria Civil i Ambiental de la UPC
Jordi Marturià	Geólogo. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya
José Moya	Doctor en Ciencias Geológicas. Profesor agregado del Departament d'Enginyeria Civil i Ambiental de la UPC
Pere Oller	Doctor en Ciencias de la Tierra. GeoNeu Risk
Joan Palau	Doctor en Ciencias Geológicas. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya
Daniel Sempere	Doctor en Hidrología. Catedrático del Departament d'Enginyeria Civil i Ambiental de la UPC. Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia de la Universitat Politècnica de Catalunya
Laura Trapero	Doctora en Ciencias Físicas. Andorra Recerca + Innovació
Daniel Xifre	Ingeniero Geólogo. GeoNeu Risk

Prólogo

En 2022 hace 40 años de los aguaceros de 1982, cuyas consecuencias fueron tan extensas y profundas que supusieron el inicio de una nueva etapa en el estudio de los movimientos de ladera en Cataluña. De ese episodio, el Servei Geològic de Catalunya (que actualmente está integrado al Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya), realizó un trabajo exhaustivo de recogida de datos postevento que, en 1983, se plasmó en la publicación *Efectes geomorfològics dels aiguats del novembre de 1982*.

La movilización del Instituto se ha ido repitiendo en otros desastres naturales en los que se han producido centenares de movimientos de vertiente. Destacamos los aguaceros de Montserrat de junio de 2000, los aguaceros de la Val d’Aran de 2013 y, más recientemente, en 2020, el temporal Gloria.

Resultado del esfuerzo continuado de la institución a lo largo de los años, hoy es posible disponer de una información muy valiosa que permite plantear las estrategias de futuro.

La monografía que les presento da una visión de los movimientos de ladera más allá del fenómeno aislado y remarca el carácter global de los episodios en los que se producen de centenares a miles de estos movimientos naturales en una corta franja de tiempo en un determinado territorio, lo que hemos denominado Episodio Regional de Movimientos de Ladera.

Los trabajos que se reflejan en esta monografía han sido parcialmente financiados, en el marco del proyecto Pymove, por los fondos europeos interregionales POCTEFA, gestionados por la Comunidad de Trabajo de los Pirineos. El proyecto Pymove, orientado a la gestión y prevención de los movimientos de vertiente en los Pirineos, se alinea con las políticas y acciones impulsadas por la Unión Europea que tienen como objetivo reducir el impacto de eventos adversos e incrementar la resiliencia de las infraestructuras, de los ecosistemas y del espacio socioeconómico, objetivos que son compartidos por el ICGC en el marco territorial de sus competencias. Bajo esta perspectiva no podemos obviar reflexionar sobre los futuros escenarios que se pueden presentar a causa de los efectos del cambio climático, el cual está provocando el aumento y la frecuencia de fenómenos meteorológicos de alta intensidad.

Desde el ICGC somos conscientes que para conseguir los objetivos que tenemos planteados en este campo de la geología, es fundamental la colaboración y la investigación de sinergias entre los organismos homónimos. La cooperación transfronteriza que se ha establecido en el marco del proyecto Pymove es un buen ejemplo de cómo el trabajo en línea permite avanzar en la investigación de metodologías innovadoras y transformadoras.

Asimismo, sabemos que la difusión de los trabajos efectuados es esencial para impulsar políticas y estrategias que permitan reducir los impactos adversos de los fenómenos. Por esta razón, nos complace especialmente esta publicación destinada a los gestores, científicos y técnicos que trabajan en el estudio y la mitigación de los riesgos naturales, y destinada también a la ciudadanía en general.

Finalmente, agradezco a todos los socios del proyecto: la Universitat Politècnica de Catalunya, el Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Andorra Recerca + Innovació y el Centre d’études et d’expertise sur les risques, l’environnement, la mobilité et l’aménagement, sus aportaciones y colaboraciones, las cuales han hecho posible esta publicación.

Jaume Massó

*Director del Institut Cartogràfic
i Geològic de Catalunya*

Preparando el futuro a partir de lo que nos enseña el pasado

Los movimientos de ladera son fenómenos naturales a menudo ligados a la aparición de lluvias intensas y forman parte del funcionamiento natural de las zonas de montaña. Este hecho es bien conocido por los habitantes de estas zonas.

El temporal más impactante del que se tiene constancia se produjo el 7 de agosto de 1996 en Biescas (Huesca), cuando una torrentada de sedimentos con agua arrasó un camping que se encontraba en el pie de un barranco y causó 87 muertes y 187 heridos. Las pérdidas económicas directas por la destrucción de un tramo de carretera nacional y de un puente, y el coste de las indemnizaciones fue, respectivamente, de 14 y de 11,2 millones de euros.

Aunque este incidente de Biescas es excepcional (con un período de retorno del orden de 270 años o más en este caso concreto), demuestra la necesidad del análisis y la previsión de los movimientos de ladera.

No tan excepcionales son, desgraciadamente, los grandes temporales de lluvia que además de provocar inundaciones catastróficas causan de centenares a algunos miles de desprendimientos. Ejemplos extremos de episodios regionales de movimientos de ladera (que llamaremos ERML) son los de octubre de 1907 (que afectó desde el valle de Éssera hasta el valle del Llobregat, en los Pirineos centrales y orientales); de agosto de 1937 (valles de la Noguera Ribagorçana, la Noguera Pallaresa y el Segre); de octubre de 1940 (que afectó todos los Pirineos orientales); de noviembre de 1982 (que afectó buena parte de los Pirineos orientales y centrales); de agosto de 1983 (que afectó los Pirineos occidentales) y, más recientemente, el episodio de enero de 2020 ligado al temporal Gloria, que afectó a los Pirineos orientales y, particularmente, la franja litoral catalana. Los deslizamientos de estos episodios afectaron a miles de kilómetros cuadrados y causaron cortes de carreteras y de vías férreas. Todo ello agravó el impacto de las inundaciones.

La recurrencia de estos ERML de gran magnitud es del orden de 30-40 años en los Pirineos, aunque parece que se agrupan en ciertos periodos de tiempo donde la frecuencia es mayor, como pasó entre el 1937 y el 1940 o entre el 1982 y el 1983, como también pasa con las grandes inundaciones que coincidieron con todos estos ERML.

Las referencias en archivos municipales y en la prensa dejan constancia de la existencia de episodios de deslizamientos de menor extensión y con un número más reducido de deslizamientos que los citados anteriormente, pero que se presentan con mayor frecuencia. Son episodios que quedan registrados porque afectan propiedades municipales o vías de comunicación y se encuentran ligados a lluvias o nevadas intensas. Algunos ejemplos de estos episodios son los ocurridos durante la década de los años 1990 en diversas zonas de los Pirineos orientales, cuando se concatenaron seis episodios en diciembre de 1991, septiembre de 1992, enero de 1996 (dos episodios en 8 días), enero de 1997 y diciembre de 1997 (Figuras 1 y 2).

Como para cualquier otro tipo de fenómeno natural peligroso, la previsión de los deslizamientos pasa por el conocimiento de los procesos físicos que intervienen en su formación y por la observación de las variables ambientales que condicionan o desencadenan el fenómeno. Este tipo de análisis es la base de la prevención a largo plazo y de la planificación del territorio.

Esta es la estrategia seguida por el proyecto PyrMove (pyrmove.eu), en el que la previsión de ERML es uno de los objetivos principales. La presente monografía es uno de los resultados de la Acción de Comunicación del proyecto, que pretende la sensibilización social sobre el riesgo de movimientos de ladera.

El proyecto PyrMove (EFA 364/19) ha sido cofinanciado el 65% por el Programa Interreg POCTEFA 2014-2020, programa que tiene por objetivo reforzar la integración económica y social entre España, Francia y Andorra.

Jean Vaunat
Coordinador del proyecto PyrMove

José Moya
Secretario ejecutivo del proyecto PyrMove

TEMA DEL DIA: CONSEQÜÈNCIES DEL TEMPORAL

Una esllavissada aïlla Gósol en un dia de neu i despreniments a la zona de muntanya

Els 150 veïns de Gósol van estar gairebé tot un dia sense poder sortir del poble a causa d'un esfondrament a la carretera. A última hora es va poder obrir un pas alternatiu

L. CALDERA
Berga

La segona nit consecutiva de pluja i neu va provocar força problemes a la xarxa viària, sobretot a les comarques de muntanya. Una important esllavissada a la carretera de Gósol, que va deixar incomunicades les 150 persones del poble durant una vintena d'hores, va ser la conseqüència més greu de les inclemències meteorològiques. El trànsit va quedar restablert de manera provisional a última hora de la tarda.

Al matí hi va haver talls parcials de carreteres en força punts. Entre Navàs i Puig-reig, a la C-1411, per un despreniment de roques, i al problemàtic balç del Lladó de Súrria (C-1.410), per la mateixa causa; es va haver de circular amb cadenes per les vies d'accés a la Masella, La Molina, els Rasos i la collada de Toses; i es va tallar el pas des de Bagà a coll de Pal.

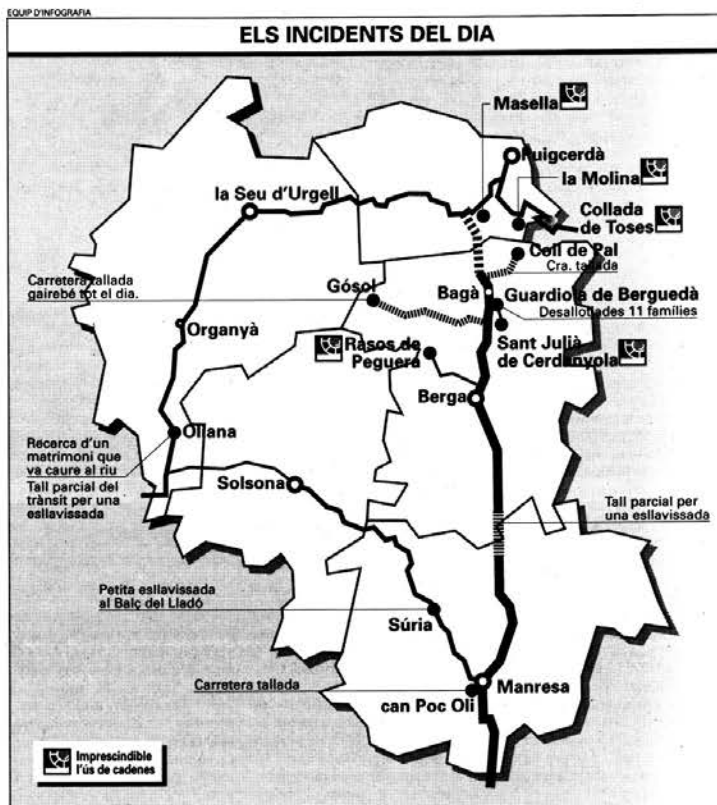
A la carretera de Saldes a Gósol, la B-400, es va obrir un esvoranc de prop de 200 metres. El forat, que es va produir a l'alçada de coll de la Trapa i del mirador de l'Espà, va deixar els veïns de Gósol incomunicats fins a última hora de la tarda en aquesta direcció, i la neu els va barrar el pas pel camí de Josa del Cadí cap a Tuixent. Durant tot el dia d'ahir, treballadors del servei de manteniment de carreteres de la Generalitat van treballar en la creació d'un pas alternatiu, a la vora de la B-400. Els treballs van

resultar complicats ahir al matí per la nevada, que va deixar un gruix de trenta centímetres. El nou pas és provisional, segons ha explicat l'alcalde del municipi, Josep Tomàs, perquè «aquesta zona continua en moviment i pot ser que el pas alternatiu que s'ha obert avui baixi demà mateix». L'alcalde vol que s'arrangi la carretera fent un nou traçat recte entre el coll de la Trapa i el mirador de l'Espà.

Es desallotgen tots els afectats de Guardiola

D'altra banda, ahir es va accelerar el procés de desallotjament de les onze famílies de Guardiola de Berguedà els habitatges de les quals han estat afectats per una esllavissada de terra.

La delegada de Governació, Mercè Terradellas, que dimarts va visitar la zona, es va posar en contacte ahir amb l'Ajuntament de Guardiola per tal de recomanar que el procés de desallotjament s'accelerés el màxim i que no s'esgotés el termini de 48 hores que inicialment s'havia estipulat. La nit de dimarts a ahir, dimecres, només tres de les onze famílies van dormir als habitatges de protecció oficial del barri de l'Estació, que l'Ajuntament va posar a disposició dels afectats. Ahir a la nit ja era previst que totes les famílies s'haguessin traslladats als nous habitatges. Segons va explicar Josep Puga, tinent d'alcalde, «les obres



d'arranjament als habitatges desallotjats aniran per llarg i comptem que com a mínim es necessitaran tres mesos». Puga va afegir que «els veïns disposaran dels nous habitatges durant el temps que sigui necessari».

Les carreteres del Pirineu paguen les conseqüències de dues nits de tempesta

L. C.
Berga

La neu i les esllavissades van dificultar ahir el trànsit per diferents carreteres de casa nostra. L'accés a coll de Pal des de Bagà, a la BV-4.024, estava tallat com a conseqüència dels importants gruixos de neu. També estava tancada al trànsit la carretera de la Seu a Tuixent. Ahir a la tarda es treballava per restablir la circulació en aquesta carretera, ja que la caiguda d'un roure hi impedia el pas de vehicles des de primera hora del matí.

A l'eix del Llobregat, en el tram comprès entre Puig-reig i Navàs, una esllavissada va provocar ahir al matí durant unes hores que la circulació es fes de manera

alternativa per un sol carril. A més a més, la neu obligava a circular amb cadenes a la BV-4.021, entre Guardiola de Berguedà i Sant Julià de Cerdanyola, i també a la BV-4.223, entre Berga i els Rasos de Peguera. En la mateixa situació es trobava la B-4.031, entre Castellar de

L'accés a coll de Pal i la carretera de la Seu a Tuixent estaven ahir tallats a causa del temporal

N'Hug i la Molina. En aquesta carretera, durant el matí, la circulació es va limitar a un sol carril a causa d'una esllavissada. També calien cadenes a la B-401, d'accés a Vallecbre, i a la B-400, en un camí rural a Saldes. Una esllavissada també va obligar a circular de manera alternativa els vehicles a la comarcal I.313, a Oliana.

Els problemes que dimarts van mantenir aïllats diversos nuclis de Pont de Bar van quedar solucionats ahir. Tot i això, les esllavissades i la neu van afectar el transport escolar a l'Alt Urgell. L'autocar que cobreix la línia de Castellbò només podia fer el trajecte fins a Aravell. A la Cerdanya calia circular amb cadenes a la collada de Toses.

Figura 1. Noticias del ERMIL del 23 al 30 de enero de 1996 que afectó tres comarcas (Alt Urgell, Cerdanya y Berguedà). Un episodio mixto de nieve y lluvia provocó deslizamientos en cinco carreteras (la peor aisló el pueblo de Gósol durante todo un día) y una vía férrea (de Ripoll a Puigcerdà). La nieve acumulada también provocó el corte de casi 20 carreteras. Cabecera: "Un deslizamiento aísla Gósol en un día de nieve y caídas de piedras en la zona de montaña". Fuente: Diari Regio 7 (25/1/1996).



SUCESOS
Las filtraciones hacen peligrar un segundo golpe contra el cartel de Cali

25

Sociedad

Y C I U D A D E S

UNIVERSIDADES
La UE premia a la UOC por su proyecto telemático 21

SANIDAD
Los nuevos fármacos contra el sida complican el tratamiento 26

METEOROLOGÍA: *Los efectos del temporal*

La carretera que une Andorra con la Cerdanya permanecerá cortada al menos una semana

■ La situación de la N-260 afecta directamente al turismo, transporte escolar, al abastecimiento de mercancías, las urgencias médicas y al transporte de forraje para los animales en la Cerdanya

PAU ECHAUZ

LLEIDA. — Los desprendimientos de tierras y rocas continuaron provocando ayer numerosos problemas de tráfico en al menos una veintena de carreteras y caminos del Pirineo de Lleida, con especial incidencia en las comarcas del Alt Urgell y la Cerdanya. Sus habitantes no creen que la situación actual de sus vías de comunicación provoque un colapso aunque, de momento y como mínimo, afecta directa o indirectamente al turismo, transporte escolar, al abastecimiento de mercancías, las urgencias médicas y al transporte de forraje para los animales, además de comportar una notable inseguridad en el tráfico.

El caso más grave se registra entre Martinet y Prullans donde la carretera N-260, que une La Seu d'Urgell y Puigcerdà, permanecerá cortada al menos una semana por los trabajos de estabilización de la montaña que el domingo por la mañana se desplomó sobre el asfalto y el río Segre. Ayer por la mañana técnicos del Ministerio de Fomento inspeccionaron el lugar para iniciar los primeros trabajos. Según los expertos será necesario rebajar la altura de una montaña en unos cien metros para evitar futuros desprendimientos sobre la carretera.

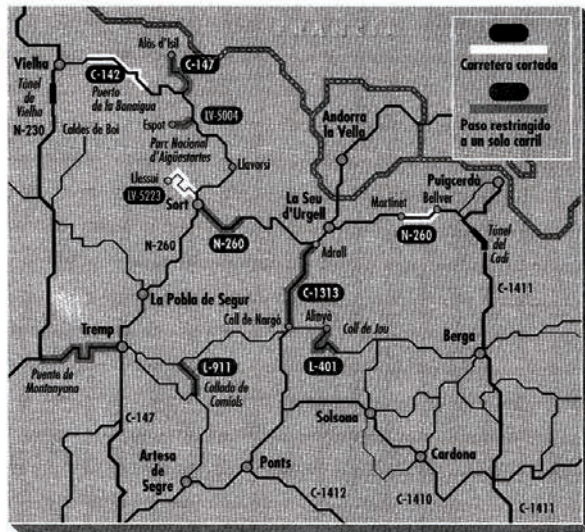
Se calcula que las máquinas deberán remover entre 50.000 y 100.000 metros cúbicos de tierra, rocas y especies vegetales para garantizar la seguridad del tramo. Los técnicos estudiaron también ayer la posibilidad de desviar el río Segre para así poder habilitar un carril provisional entre la montaña y el lecho del río, pero mientras no se lleve a cabo, la comunicación entre las dos comarcas sólo puede llevarse a cabo por dos caminos forestales situados respectivamente al norte y al sur del tramo accidentado.

Se trata de dos pistas forestales que salen de Martinet, al oeste, para enlazar con Prullans y Belver de Cerdanya, al este y se recomienda que se usen tan sólo en caso de urgencia. Este tramo de la N-260, uno de los más importantes del Eje Pirenaico, que enlaza Puigcerdà con La Seu d'Urgell, Sort, La Pobla de Segur y el Pont de Suert, acostumbra a tener un elevado



MARCE GAI

El tráfico entre la Seu y Puigcerdà sólo se puede realizar por dos caminos de montaña



volumen de tráfico por ser la principal vía de acceso a Andorra desde Barcelona.

Los problemas en el tráfico se reproducen también en el puerto de la Bonaigua —que permanece cerrado por los aludes de nieve— y en los alrededores de Sort —donde sólo puede usarse un sólo carril en varios tramos por avalanchas parecidas— y entre Coll de Nargó y Adrail, en la C-1313, por citar los más importantes. En las carreteras de acceso a los pequeños núcleos de montaña se recomienda circular con precaución. Las principales carreteras de la zona que están cortadas o que registran cortes alternativos se indican en el plano adjunto a esta información.

Ayer, los desprendimientos seguían produciéndose en pequeñas cantidades en la localidad de Pallerols de Cantó, en el puerto del mismo nombre, un núcleo del municipio de

Los desprendimientos de tierra provocan numerosos cortes de circulación y problemas de tráfico en una veintena de carreteras del Pirineo catalán

Montferrer-Castellbó. Un prado de cien metros de largo ubicado encima mismo de varias casas de Pallerols se ha desplazado como una placa unos 60 centímetros respecto a su posición inicial. La tierra y las piedras van cayendo poco a poco, lo que ha obligado a evacuar a dos familias del pueblo.

Los desprendimientos han provocado inquietud en la comarca. En Cava, la tierra caída de una montaña ha arrasado todo un barranco arrastrando árboles, rocas y fango, ha abierto una nueva pared rocosa y se ha formado un nuevo torrente. La erosión de la montaña por la acción del agua ha cambiado el paisaje. Otras situaciones conflictivas se dan en los pueblos de Castellà del Cantó, en el municipio de Valls d'Aguilar, y en Castellà de Tost, de Ribera d'Urgellet.

En este último, las rocas caídas encima del único camino que conduce al pueblo pesan más de 50 toneladas y está provocando sobre todo problemas en el abastecimiento de pienso a las granjas de vacuno. Maria Dolors Majoral, presidenta del Consell comarcal del Alt Urgell, espera un informe geológico para empezar a actuar en estos puntos conflictivos. En Castellà de Tost no se descarta que tengan que dinamitarse las rocas caídas para poder restablecer la comunicación. ●

Figura 2. Noticias del ERM de enero de 1997, que afectó a los Pirineos centrales y orientales, además de veinte carreteras. El caso más grave fue un deslizamiento de unos 100 000 metros cúbicos que cortó la N-260 cerca de Martinet durante dos semanas, impidiendo la comunicación entre las comarcas de la Cerdanya y el Alt Urgell. Fuente: El Periódico (28/1/1997).

1. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera: definición y consecuencias. Recopilación de episodios mundiales

En este capítulo se introducirá el concepto de *Episodios Regionales de Movimientos de Ladera*, así como el estado de conocimiento de sus consecuencias mediante breves resúmenes de los principales ERML conocidos a nivel global. Asimismo, se propone una nueva clasificación de magnitud de estos episodios aplicando la escala de magnitud para movimientos de ladera elaborada por el ICGC (2021) y teniendo en cuenta el área afectada y el evento mayor, lo que permitirá cuantificar y contextualizar cualitativamente los episodios regionales entre los ocurridos a nivel global, en línea con unos de los objetivos del proyecto PyrMove.

La extensa revisión bibliográfica que aporta este capítulo resulta fundamental y permitirá, en los siguientes capítulos, profundizar tanto en el estudio como en la previsión y la gestión de estos episodios de deslizamientos múltiples a nivel local siendo de utilidad para la toma de decisiones de las Protecciones Civiles.

1.1 Los episodios de movimientos de ladera múltiples

El término movimiento de ladera tiene diferentes acepciones; pero en su sentido más amplio se define como un “fenómeno erosivo masivo que tiene lugar en vertientes naturales o excavadas y que consiste en el movimiento de una masa de roca, de derrumbes o de tierra vertiente abajo bajo la influencia de la gravedad” (Cruden y Varnes, 1996; Hungr *et al.*, 2014). En esta definición se incluyen un conjunto de fenómenos gravitacionales de vertiente que presentan un comportamiento físico y dinámicas muy variadas pero que en una visión amplia se pueden agrupar en tres grupos: (1) las caídas de rocas, donde predomina la dinámica de fractura y de rebote; (2) los flujos, que están gobernados por la dinámica de fluidos, y (3) los deslizamientos, los cuales se caracterizan por la física del medio elástico y plástico. Los deslizamientos afectan a poblaciones de todo el mundo, causando daños, muertes y heridos.

En los Pirineos los movimientos de ladera son un fenómeno bastante frecuente y han sido responsables de importantes daños en vías de comunicación y núcleos habitados a lo largo de la historia. A menudo los movimientos de ladera tienen lugar de forma simultánea ligados a la existencia de un relieve abrupto, de materiales propensos a la inestabilidad y de unas condiciones que los activan. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera (ERML) describen las situaciones en las cuales se producen un gran número de movimientos de ladera ligados a un desencadenante único. El fenómeno como tal se definió en Nueva Zelanda (Crozier, 2005) con el nombre de MORLE que es el acrónimo de *Multiple-Occurrence Regional Landslide Events* haciendo referencia a un tipo muy concreto de movimientos de ladera. Sin embargo estos episodios son bastante frecuentes en todo el planeta y generan todo tipo de movimientos de ladera. Durante un ERML se producen de centenares a decenas de miles de movimientos de ladera sobre territorios que se pueden extender hasta miles de km², que tienen lugar de forma sincrónica (o dentro de un intervalo concreto de tiempo) y que se pueden asociar a un único episodio desencadenante.

El desencadenante más habitual de los ERML son los temporales de lluvia que alcanzan acumulaciones de precipitación o de intensidad críticas en relación a factores del terreno que conducen a roturas generalizadas de diferentes magnitudes y tipologías. No obstante, los ERML de mayores dimensiones y más catastróficos son los que se activan por la acción de terremotos de fuerte magnitud, que pueden provocar movimientos de ladera que alcanzan millones de metros cúbicos de material movilizado.

En cuanto a la duración de los ERML, y sin profundizar en este aspecto teniendo en cuenta el alcance de la presente monografía, se aportan algunas cuestiones que quedan abiertas al debate. Se han descrito episodios inducidos por terremotos que provocan un incremento notorio en la frecuencia de los movimientos

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

de ladera que persiste durante años hasta que no se alcanza una frecuencia normal. Se podría razonar que la finalización del episodio se produce cuando la cadencia de ocurrencia de estos fenómenos vuelve a la situación anterior al terremoto. No obstante, el pico de movimientos de ladera posterremoto se produce después de episodios de lluvias. Por lo tanto, cada uno de estos episodios de lluvias podría considerarse un episodio múltiple en sí mismo. Este comportamiento se puso de manifiesto en el terremoto del Kashmir de 2005 donde el número de movimientos de ladera se aceleró un 250% en el primer monzón de verano del año siguiente al terremoto y fue necesario del orden de 13 años aproximadamente para llegar al nivel de actividad previo a la ocurrencia del terremoto (Shafique, 2020). De este ejemplo se deduce que la historia reciente del territorio en relación a las condiciones del terreno modulan la magnitud de los ERML.

En los Pirineos esta cuestión se concreta en otros aspectos; se ha observado que en las mismas condiciones de lluvia y en los mismos lugares, la activación de los movimientos de ladera no es siempre homogénea. Se trabaja con la hipótesis de que la variación de la susceptibilidad del terreno a deslizarse depende del historial cercano del terreno (de 20 a 50 años). Un ejemplo de esta cuestión lo tenemos en el comportamiento de las lluvias que afectaron al macizo de Montserrat en el año 2001. Durante aquel episodio, debido a la intensidad de la lluvia, se produjo una fuerte remoción de los depósitos que se habían acumulado en las canales y en las paredes del macizo fruto de la dinámica erosiva habitual durante un largo periodo de tiempo, de forma que se generó una fuerte actividad de desprendimientos y algunos conos de deyección. El episodio del 2001 provocó una limpieza y una purga del material disponible para ser removido y por lo tanto un episodio de lluvia de las mismas características posterior a este probablemente movilizaría una cantidad de material sensiblemente inferior.

Clasificación de la magnitud

Uno de los objetivos del proyecto PyrMove era describir los episodios de ERML pirenaicos que han afectado a Cataluña, a Andorra y a Francia durante el siglo XX y XXI. Por eso una de las primeras tareas fue contextualizar los ERML pirenaicos en relación a los ERML mundiales. En este apartado se revisan algunos episodios regionales de movimientos de ladera a escala global recopilados de artículos científicos, periodísticos y de las redes sociales. La finalidad es establecer una propuesta de clasificación del tamaño o magnitud de los ERML que permita situar los episodios reconocidos en Cataluña y en los Pirineos en relación a los que tienen lugar a escala mundial.

La ciencia ha establecido algunas parametrizaciones para describir y establecer la magnitud de los fenómenos regionales en los cuales se producen movimientos de ladera debidos a un solo desencadenante. Malamud *et al.* (2004) considera que la magnitud de un episodio (mLS) se puede definir en función de la superficie total de terreno deslizado. Esta definición está enfocada sobre todo a deslizamientos superficiales y flujos pronosticados a partir de una determinada distribución de probabilidad para la cual es necesario disponer de una buena cartografía de inventario. Posteriormente Tanyas *et al.* (2018) estableció una definición de la magnitud de los ERML generados por terremotos (EQIL) relacionada con la magnitud del sismo.

Las clasificaciones basadas en distribuciones de tamaño de movimientos de ladera son aplicables cuando se dispone de una buena cartografía o inventario de los fenómenos asociados a un episodio y por un determinado tipo de movimientos de ladera, principalmente flujos y deslizamientos poco profundos, por el contrario son difícilmente aplicables cuando hay poca información cartográfica como es el caso de los episodios anteriores a 1982 en los Pirineos.

El concepto de magnitud de un movimiento de ladera único

Definimos la magnitud de un movimiento de ladera como la cantidad de energía involucrada en un evento. Esta energía se puede calcular conociendo la masa de terreno movilizada y el movimiento que experimenta. Pese a todo, conocer la magnitud exacta de este tipo de fenómenos es difícil, ya que en su caracterización siempre quedan algunas incógnitas por determinar, tales como el volumen total, el área fuente, la profundidad de la cicatriz, etc. Para simplificar esta cuestión desde el ICGC se propuso valorar la magnitud del movimiento de ladera con el daño potencial que pueden generar (ICGC, 2021) (Tabla 1.1). Esta forma de proceder, si bien es generalista, tiene dos ventajas claras: (i) se puede utilizar para valorar la magnitud de movimientos de ladera de los cuales se dispone de poca información, tales como las descritas en documentos históricos y (ii) permite una comunicación mucho más simple del riesgo de los movimientos de ladera a una persona no experta.

1. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera: definición y consecuencias

TABLA 1.1. Escala de magnitud en base al potencial destructivo o daño que potencialmente podría crear sobre unos elementos tipo. Extraída del ICGC (2021) (*) Aplicable predominantemente a fenómenos rápidos y de efecto limitado en fenómenos lentos, en la medida en que dan un margen de reacción a elementos móviles (personas y vehículos).

Magnitud	Potencial destructivo			
	Edificios	Infraestructuras	Personas (*)	Medio natural
M1	Efectos negligibles; puntualmente puede causar daños leves no estructurales.	Obstáculo de fácil retirada y daño mínimo en viales. Puede causar un daño puntual a vehículos circulantes ligeros (*).	Puede herir a una persona en espacio abierto (*).	Puede dejar una huella puntual y poco perceptible en el entorno natural.
M2	Puede causar daños funcionales y algún daño estructural leve.	Puede obstruir temporalmente el paso por un vial o parte y causar daños leves al vial. Puede causar daños importantes a vehículos circulantes ligeros (*).	Puede herir mortalmente a personas en espacio abierto (*). Las personas están a resguardo dentro de las edificaciones.	Deja una huella poco perdurable en el entorno natural.
M3	Puede causar daños funcionales graves y estructurales moderados, o destruir construcciones ligeras.	Puede causar daños reparables a la infraestructura que limiten su funcionalidad temporalmente. Puede destruir vehículos circulantes ligeros y dañar los pesados (*).	Las personas dentro de los edificios están en riesgo, aunque pueden tener un cierto resguardo (*).	Deja una huella en toda su extensión en el entorno natural, en general de corta duración.
M4	Puede causar daños estructurales graves en múltiples construcciones y destruir parcialmente.	Puede causar daños que inutilicen la infraestructura con necesidad de reparaciones costosas. Puede destruir todo tipo de vehículos (*).	Las edificaciones no ofrecen una protección efectiva a los ocupantes (*).	Deja una huella clara y duradera. Puede destruir una porción de bosque y hacer modificaciones del terreno.
M5	Puede dañar amplias zonas edificadas y destruir múltiples construcciones.	Puede destruir la infraestructura o provocar daños no reparables que requieran reconstrucción o un nuevo trazado.	La supervivencia depende de circunstancias fortuitas (*).	Puede transformar el paisaje, con destrucción de bosques o nuevas morfologías del terreno.
>M5	Puede destruir pueblos, obliterar valles, los depósitos de movimiento de ladera pueden llegar a km ² , puede hacer represas de grandes ríos.			

La clasificación de la magnitud de los ERML históricos

Como se verá más adelante, los inventarios de movimientos de ladera son cada vez más frecuentes y completos sobre todo a raíz de la facilidad de acceso a las imágenes de satélite que se obtienen postevento. Desgraciadamente, para la reconstrucción de episodios históricos, es difícil disponer de estos inventarios completos, y hay que describirlos en base a otros parámetros disponibles. En la Tabla 1.2 se listan los parámetros cuantitativos que son más frecuentes de recopilar en los episodios antiguos o históricos.

TABLA 1.2. Completitud de los datos cuantitativos en los diferentes campos de cada ERML en base al trabajo realizado en el proyecto PyrMove.

	Escala Global	Cataluña
Extensión	95%	100%
Magnitud movimiento de ladera mayor	100%	100%
Número de movimientos de ladera	75%	40%
Pérdidas económicas incluyendo fenómeno disparador	75%	75%
Pérdidas económicas por movimientos de ladera	5%	20%
Víctimas mortales por episodio	80%	100%
Víctimas mortales por movimientos de ladera	80%	90%

La magnitud de los ERML no puede establecerse empleando variables que cuantifican el daño (pérdidas económicas y víctimas mortales), ya que requieren de la exposición de elementos vulnerables, por lo tanto, no son representativas del tamaño del episodio. A modo de ejemplo, uno de los episodios que se utiliza para definir los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera es el de Manawatu (Nueva Zelanda, 2004), que no produjo ninguna víctima y afectó a muy pocas infraestructuras por el hecho de que tuvo lugar en una zona despoblada.

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

Otros aspectos físicos de los episodios como la extensión del episodio (Ext) y la magnitud del evento mayor (Mmax) acostumbra a ser datos que se recogen habitualmente y que pueden ser un buen indicador de su magnitud. En los ERML antiguos los movimientos de ladera más destructivos, los de mayor magnitud, son los que han trascendido. Sin embargo, es difícil recuperar información de los movimientos de ladera menores. Por tanto, la magnitud del evento mayor y la extensión del episodio pueden ser las variables que permitan comparar los episodios antiguos con los actuales.

Teniendo en cuenta que el número de movimientos de ladera es, en general, un dato incompleto, especialmente con respecto a los ERML históricos, se ha considerado que la magnitud del evento mayor (Mmax) y la extensión del área afectada (Ext), son los parámetros que permiten definir tanto los episodios antiguos como los modernos para poder compararlos. Por eso para el proyecto PyrMove, para clasificar los ERML se ha utilizado una matriz de 2 entradas que incluye (Tabla 1.3): (a) la extensión del área afectada (Ext) y (b) la magnitud del evento mayor (Mmax) (Buxó *et al.*, 2021).

TABLA 1. 3. Matriz propuesta para establecer la magnitud de los ERML.

Mmax	>M5	3	4	5	6	6
	M5	3	3	4	5	5
	M4	3	3	3	4	5
	M3	2	3	3	3	4
	M2	1	2	3	3	3
	M1	1*	1*	2*	2*	3*
	E1	E2	E3	E4	E5	
Extensión (km ²)						

*Escenarios poco probables

De acuerdo con la distribución de la extensión observada en los ERML, ésta se ha categorizado en 5 clases (Tabla 1.4). La categorización de esta variable en una escala logarítmica reduce su imprecisión.

TABLA 1.4. Tabla de clasificación de la extensión de los ERML (Ext).

Clase	Extensión del ERML (km ²)
E1	0-100
E2	100-1 000
E3	1 000-10 000
E4	10 000-100 0000
E5	>100 0000

La magnitud de los movimientos de ladera (Mmax) se ha asignado en base a su potencial destructivo o daño (Tabla 1.1) (ICGC, 2020).

1. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera: definición y consecuencias

De esta forma se han definido 6 grados de magnitud (mRL) (Tabla 1.3) para los ERML, que se asignan por la doble matriz en que se tiene en cuenta la extensión asignada en km² (Ext), y las magnitudes máximas de los movimientos de ladera registrados (Mmax). En la matriz de asignación de la magnitud de los ERML tiene un peso mayor la magnitud de los eventos respecto a la extensión.

La primera fila de la tabla 1.3 (Mmax=M1) corresponde a escenarios poco probables de ser registrados ya que los fenómenos de magnitud 1 son poco destacables y a menudo no son reportados y por otro lado, a medida que va aumentando la extensión de la zona afectada, la probabilidad de ocurrencia de un evento de magnitud superior a M1 se va haciendo mayor. Las clases mayores, tanto de la magnitud máxima de los movimientos de ladera como de la extensión del ERML, están abiertas y en ellas se sitúan los casos que superan los umbrales definidos.

1.2 Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en el mundo

Este apartado recoge información de episodios ERML que han tenido lugar en todo el planeta y que se han estimado significativos, o bien por sus dimensiones o porque presentan unas características que los hacen comparables a las condiciones en las que se producen en los Pirineos. Se recopilan 17 episodios ordenados cronológicamente, que van desde el año 1920 hasta el año 2019. Las fechas de los episodios son precisas y las descripciones están bien documentadas por tratarse de episodios singulares de fuerte magnitud y con abundante documentación que los describen. En la Tabla 1.5 se proporciona un resumen de las principales características de los episodios recopilados.

La mayoría de los grandes terremotos catastróficos y episodios climatológicos extremos (el Niño, el huracán Mitch) tienen asociados episodios de movimientos de ladera. En general el catálogo de daños asociados al conjunto del fenómeno suelen estar bien documentados por los servicios de emergencia, pero desgraciadamente la información específica relacionada con los movimientos del terreno suele ser insuficiente y poco precisa. Los ERML incluidos en esta recopilación fueron desencadenados principalmente por terremotos, mientras que el resto tuvieron su origen a consecuencia de lluvias intensas que incluyeron tormentas tropicales y huracanes, pero también algunos temporales de lluvia en regiones templadas. Hay que tener presente que los datos de los ERML de los episodios anteriores al año 2001 presentan más incertidumbre y se consideran sólo aproximadas. En cambio en los episodios posteriores al año 2001 es frecuente disponer de inventarios detallados de movimientos de ladera gracias a la mayor facilidad de acceso a imágenes de satélite que permiten comparar el territorio antes y después del evento. Además, en los últimos años se han puesto a punto herramientas de interpretación automática de imágenes de satélite, como el HazMapper (Scheip y Wegmann, 2021), que pueden ayudar a la realización de los inventarios.

La extensión de los ERML

Para establecer la extensión de los ERML (Figura 1.1) se consultaron fuentes bibliográficas y se revisaron imágenes de satélite en caso de estar disponibles. En casos como el episodio de Wenchuan 2008, Nueva Zelanda 2015 o Suiza 2005 hay una diferencia importante en la extensión del episodio en función de las fuentes de datos. Esto puede ser debido a que la bibliografía se centra a menudo en zonas de estudio específicas, por lo tanto describe extensiones menores, o hace un estudio generalista que dictamina una extensión mayor. En todo caso no hay un criterio establecido para definir la extensión de un ERML, y en general no es un dato que se recoja explícitamente en la bibliografía y a menudo hay que inferirla a partir del resto de los datos. De algunos episodios hay muy poca información respecto a la distribución geográfica de los movimientos de ladera y por tanto la resolución de este punto es poco precisa, como por ejemplo los de Burundi 2019 y Honduras 1998.

Tabla 1.5. Tabla resumen de los ERMML a escala global. LS: deslizamientos. RF: caída de rocas. DF: flujos torrenciales.

ID	Año	País	Región	Desencadenante	Extensión (km ²)	Tipo de movimiento de ladera dominante	Número de movimientos de ladera	Tamaño mayor (Clase)	Pérdidas económicas (episodio)	Pérdidas económicas (movimientos de ladera)	Heridos (episodio)	Víctimas (episodio)	Heridas movimientos de ladera	Víctimas movimientos de ladera	mRL
1	1920	China	Haiyuan	Terremoto M8.5	67 500	LS	7 151	5	?	?	?	273 400	?	32 554	6
2	1972	Hong Kong	Sau Mau Ping	Tifó Rose	?	LS	?	5	?	?	80	?	80	209	4
3	1976	Guatemala	Pixcayá y Xaltayá	Terremoto M7.5	16 000	RF, DF, LS	10 000	5	2 147 M\$?	76 600	>23 000	?	Centenares	5
4	1997 1998	Kenya	Muranga Lakes	Lluvias (El Niño)	43 175	S	?	5	1 B \$?	?	?	?	>40	5
5	1998	Honduras, Nicaragua, El Salvador, Guatemala, Belize y México	Múltiples zonas	Huracán Mitch	15 430	LS, DF	?	5	10 000 M\$?	>12 000	17 000	?	?	?
6	2001	El Salvador, Guatemala y Nicaragua	Múltiples zonas	Terremoto M7.7	25 000	LS, RF	500	5	1 255 M\$?	5 565	944	?	>585	5
7	2001	El Salvador, Guatemala, Nicaragua	Múltiples zonas	Terremoto M6.6	2 500	LS	1 000	5	1 603,8 M\$?	3 299	315	?	?	5
8	2004	Nueva Zelanda	Manawatu	Lluvias	18 893	LS	80 000	4	?	?	?	No	?	No	4
9	2005	Nueva Zelanda	Taranaki-Manawatu-Manganui	Lluvias	10 800	LS	?	2	257 M\$?	?	No	3	No	3
10	2005	Pakistán e India	Kashmir	Terremoto M7.6	103	LS, DF	51 460	5	5 B \$?	?	90 000	?	25 000 aprox.	6
11	2005	Suiza	Suiza general	Lluvias	17 879	LS, DF	5 756	4	3 B CHF	92 M CHF	?	?	?	6	4
12	2008	China	Wenchuan	Terremoto M8.0	412 172	LS, DF	52 194	5	137 B \$?	374 000	87 150	?	20 000 aprox.	6
13	2010	Portugal	Madeira	Lluvias	754	LS	8 463	5	1.4 B€	?	100	45	250	45	3
14	2015	Nepal	Himalaya	Terremoto M7.8	30 751	LS	47 200	5	B \$?	21 900	9 000	?	>250	6
15	2016	Nueva Zelanda	South Island	Terremoto M7.8	20 000	LS	29 557	4	2 B\$?	57	2	?	?	6
16	2018	Japón	Hokkaido	Terremoto 6.6 + Tsunami	278	LS, RF	7 837	4	2 B\$?	>660	44	?	36	3
17	2019	Burundi	Bujumbura Rural, Mairie, Cibitoke, Buzanza, Muyinga, Cankuzo y Muramya	Lluvias	25	LS	?	4	?	?	40	43	40	36	3

1. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera: definición y consecuencias

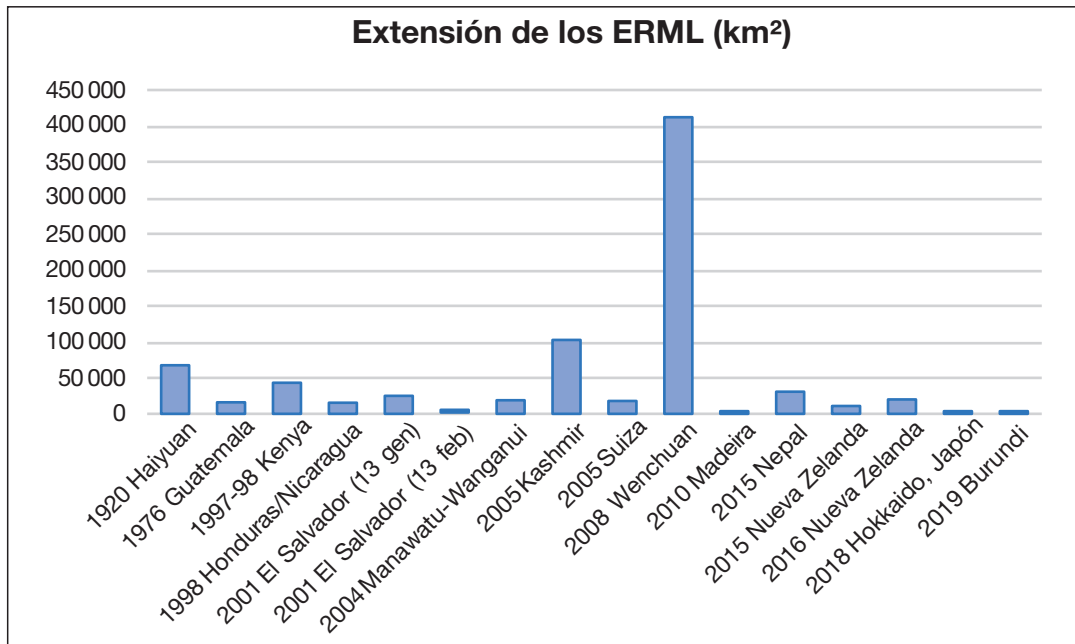


Figura 1.1. Extensión (en km²) de los ERML de escala mundial.

Tipos y número de movimientos de ladera

En los ERML recopilados predominan los movimientos de ladera del tipo deslizamientos, aunque también se han encontrado numerosas referencias a flujos torrenciales y caídas de rocas. Por ejemplo en los episodios de Guatemala 1976, El Salvador 2001, Wenchuan 2008 y Hokkaido 2018 se produjeron numerosas caídas de rocas. En el caso de los episodios de Honduras 1998 y Kashmir 2005 se reportaron muchos flujos torrenciales. Tanto en Suiza 2005 como en Madeira 2010 se han encontrado referencias a *flash floods* asociados a los episodios regionales.

En cuanto al número de movimientos de ladera, los valores que se pueden extraer de la documentación existente a menudo son aproximados o estimados y, sobretudo en los episodios anteriores al 2001 (Figura 1.2). En los episodios más recientes, y gracias a las técnicas y metodologías de inventario más precisas, sí

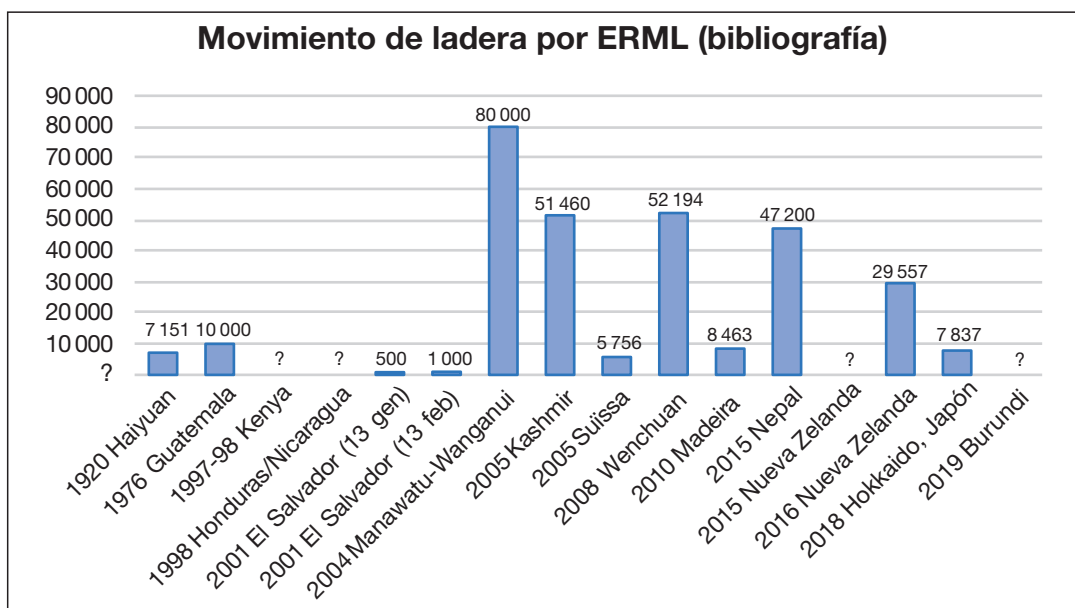


Figura 1.2. Número de fenómenos inventariados por ERML a escala mundial.

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

que se cuantifican el número de movimientos de ladera producidos para cada episodio, y se pueden consultar en diversas referencias bibliográficas. En este aspecto destaca la descripción del ERML de Nueva Zelanda 2004, donde se produjeron centenares de movimientos de ladera por km², y el de Madeira 2010 y de Hokkaido 2018 en los cuales se produjeron decenas de fenómenos por km².

Globalmente, los episodios que registran más datos son aquellos más catastróficos e importantes, por lo tanto, es normal que la mayoría de los ERML recopilados en la bibliografía sean de magnitud 3 o superior mientras que no se encuentre prácticamente información de episodios de magnitud inferior a 2 (Figura 1.3). La magnitud de los sismos que han provocado los ERML estudiados oscila entre una magnitud de momento sísmico (Mw) de 6,6 (El Salvador 2001) y un máximo de 8,5 (Haiyuan 1920). La magnitud establecida por los ERML analizados es alta (Figura 1.4), ya que la magnitud de los movimientos de ladera mayores (Mmax) alcanza valores superiores a 4, y la extensión de estos episodios suele ser muy grande.

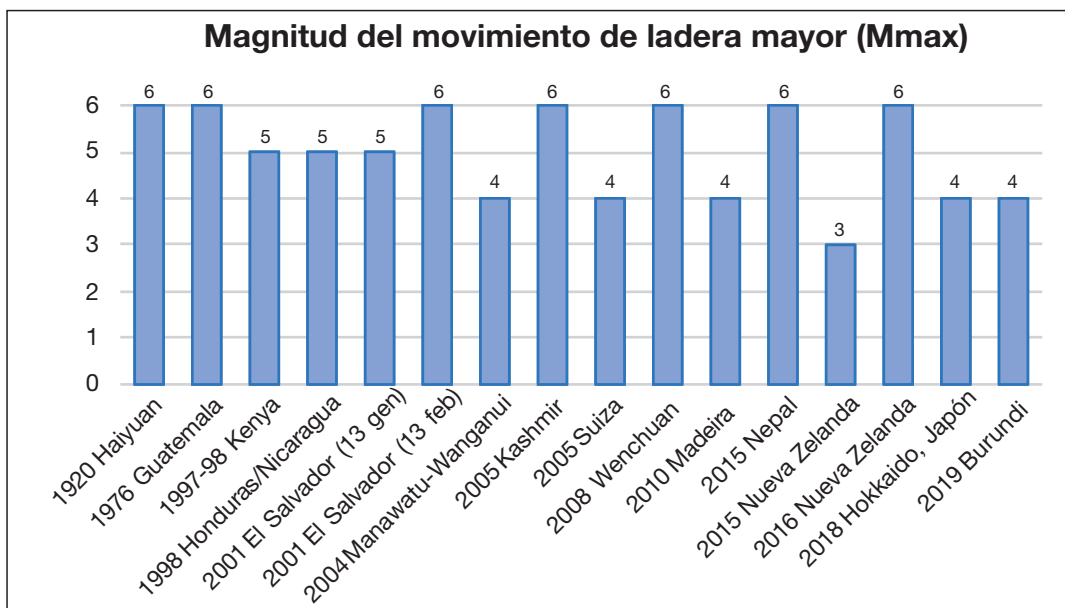


Figura 1.3. Magnitud de los movimientos de ladera mayores (Mmax) en los ERLM a escala mundial.

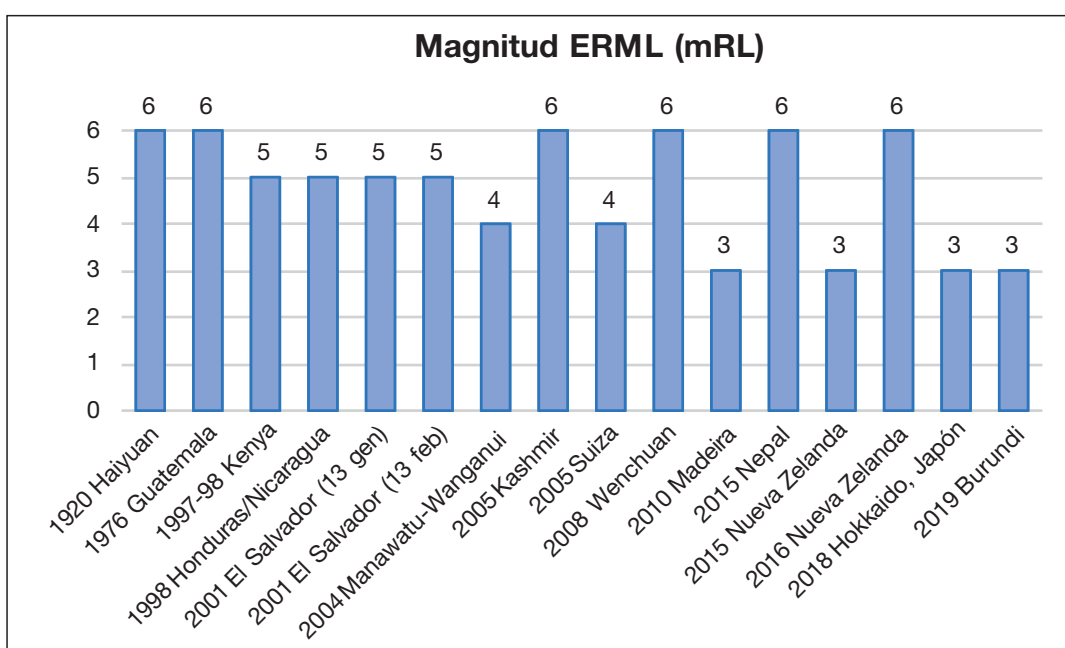


Figura 1.4. Magnitud establecida para los ERML mundiales recogidos.

1. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera: definición y consecuencias

Daños causados

En cuanto a los daños, ya sea por recuento de víctimas o pérdidas económicas, los datos son muy variables. En general, el dato más disponible hace referencia al número de víctimas mortales y de personas heridas (Figura 1.5). En este sentido, destacan 3 episodios por el número de víctimas mortales: Haiyuan 1920, Kashmir 2005 y Wenchuan 2008. Por otro lado, destacan los casos de Nueva Zelanda 2004 y 2015 que, a pesar de ser de magnitud muy alta, no produjeron víctimas. En cuanto a las pérdidas económicas, no se dispone en muchos casos de las pérdidas específicas generadas por los movimientos de ladera.

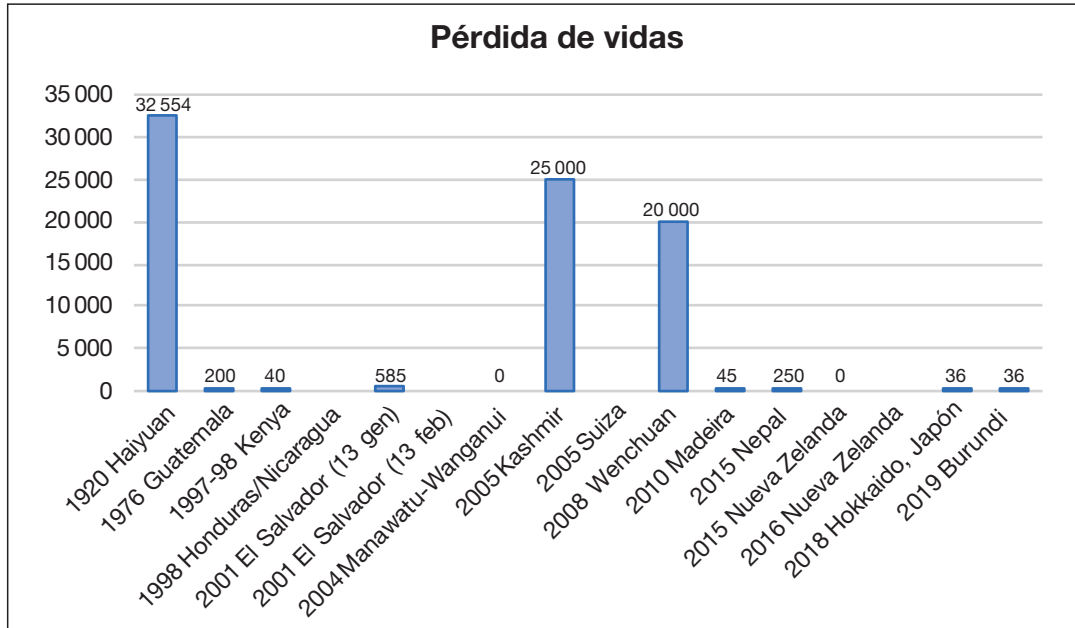


Figura 1.5. Víctimas mortales causadas por los ERML recogidos.

1.2.1 Haiyuan (1920), mRL=6

Este es el episodio más antiguo que se recoge en el presente trabajo. El 16 de diciembre de 1920 se produjo un terremoto de magnitud 7,8 en la región de Haiyuan situada al noroeste de la China a unos 500 km de la ciudad de Xian. Se estima que el terremoto de Taiyuan ha sido uno de los más letales de la China ya que se le atribuyen 234 000 víctimas mortales, de las cuales 32 000 se imputan a efectos relacionados con los movimientos de ladera (Figura 1.6) (Ou *et al.*, 2020). Hay registrados más de 7 150 fenómenos distribuidos en una extensión de territorio de 67 500 km² (Zhang y Wang, 2007). Los movimientos de ladera destruyeron numerosos edificios e infraestructuras pero el efecto más importante fue el del taponamiento de los cursos fluviales que provocó que se formasen 50 represas (Zhuang *et al.*, 2018). Aunque no se dispone de información precisa de las dimensiones de los movimientos de ladera mayores, se ha considerado que debían superar ampliamente la magnitud >5 (Mmax) lo que asigna una magnitud mRL 6 al episodio.

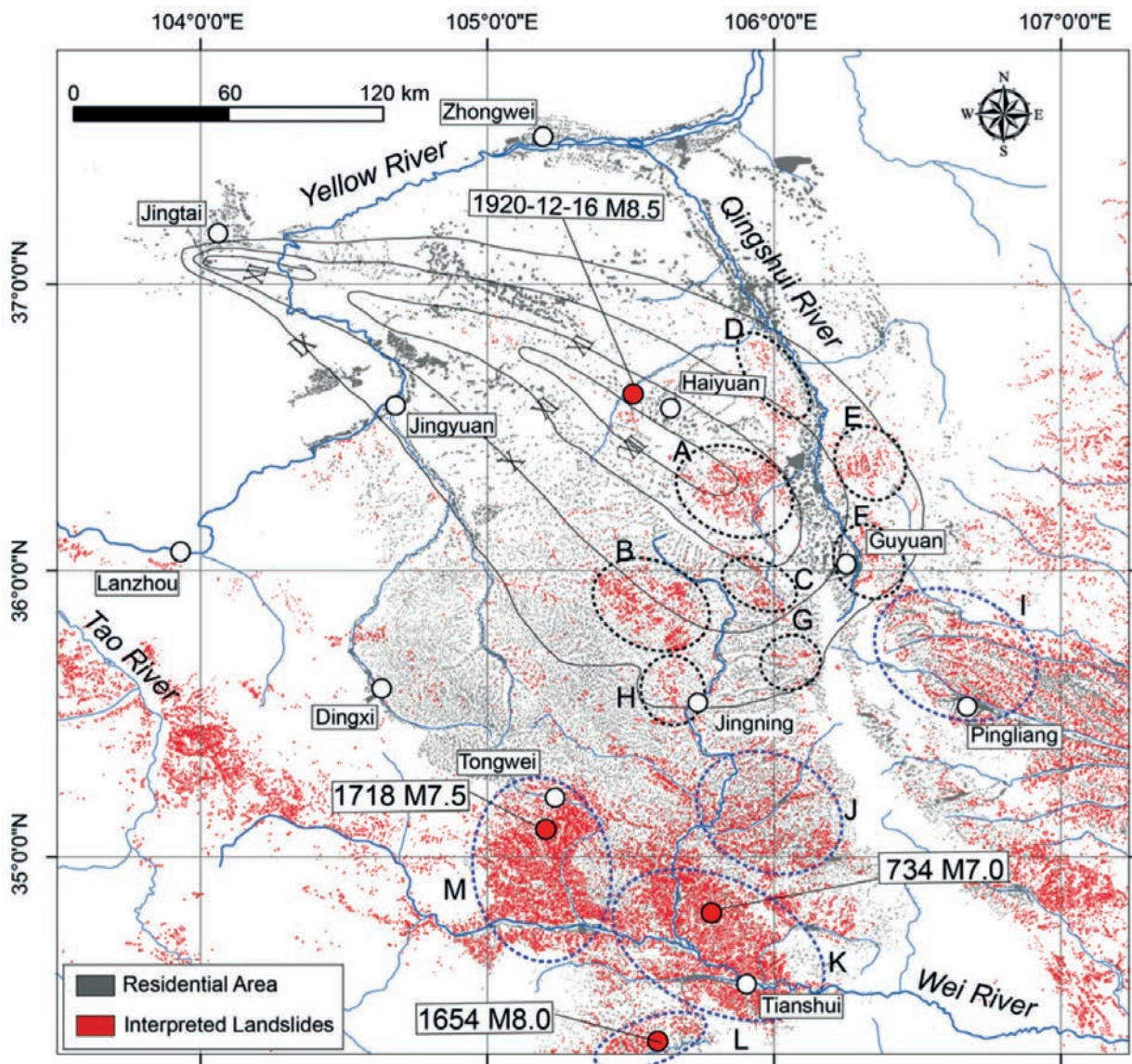


Figura 1.6. Mapa de distribución de los movimientos de ladera provocados por el terremoto. Las regiones con mayor concentración de estos fenómenos se perfilan con líneas discontinuas de espesor negro. Extraída de Ou *et al.* (2020).

1.2.2 Hong Kong (1972), mRL=4

Entre el 9 y el 17 de agosto de 1972 una tormenta tropical llamada tifón Rose afectó a Hong Kong y las Filipinas. La tormenta llevaba asociadas ráfagas de viento de más de 220 km/h, equivalente a un huracán de categoría 4, y precipitaciones por encima de 161 mm.

En Hong Kong, las continuas lluvias provocadas por el tifón más episodios posteriores de precipitación, causaron la saturación del suelo, lo que desencadenó un importante episodio de movimientos de ladera. Aunque se dispone de mucha información del tifón Rose, hay poca información referente a los movimientos de masa. Los datos necesarios para determinar la magnitud del ERML, la extensión total afectada, el número de movimientos de ladera o las pérdidas económicas no se han podido establecer. No obstante, sí que está documentado que los movimientos de ladera afectaron edificaciones, provocaron el taponamiento de ríos y causaron 209 muertos y 80 heridos.

Relacionado con este episodio destaca el movimiento de ladera producido en la carretera de Po Shan, donde tras aparecer grietas y signos de desgaste en las estructuras de apoyo del vial, finalmente el 17 de junio de 1972, un gran movimiento de tierras destruyó la carretera y dañó múltiples construcciones, causando la muerte de 67 personas (Yang *et al.*, 2008) (Figura 1. 7).

El evento mayor se ha estimado de magnitud 5 (Mmax), y aunque no se pudo determinar la extensión general del ERML, se ha considerado que como mínimo tendría una extensión de más de 100 km², por consiguiente se le ha asignado una magnitud mRL 4 en el episodio.

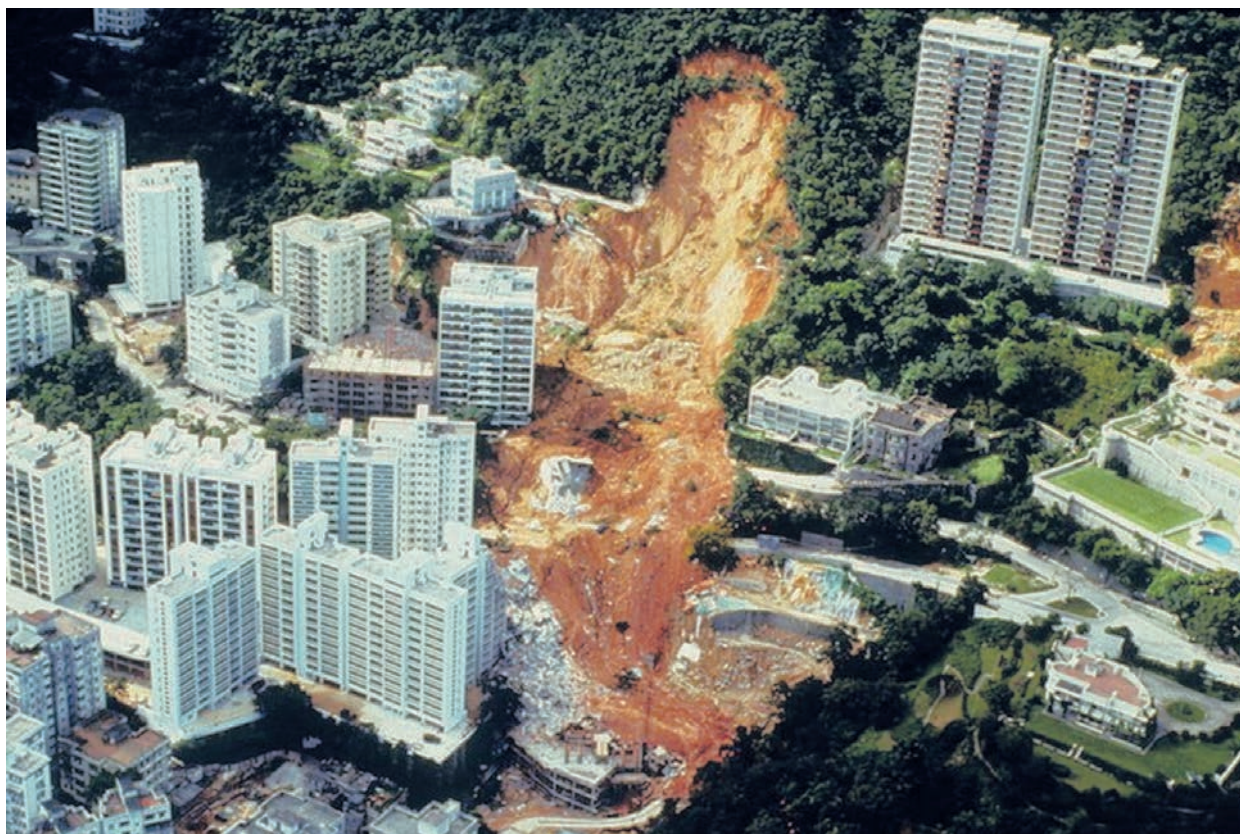


Figura 1.7. Movimiento de ladera de Po Shan (1972).
Fotografía de la Geotechnical Control Office, Hong Kong Government. Extraída de Schuster *et al.* (2007).

1.2.3 Guatemala (1976), mRL=5

El 4 de febrero de 1976 un terremoto de magnitud 7,5 sacudió Guatemala, lo que desencadenó un episodio de deslizamientos y desprendimientos generalizados. Hay poca información respecto a los movimientos de ladera relacionados con este episodio pero hay información genérica de desastres naturales en Guatemala, donde se cita los fenómenos del año 1976. Por ejemplo, en el documento "Identificación de amenazas, revisión histórica y análisis probabilista, CAPRA" o en el artículo de Harp *et al.* (1981), se estudian específicamente los movimientos de ladera producidos por el terremoto de febrero de 1976.

Se registraron más de 10 000 movimientos de ladera en una extensión de territorio de más de 16 000 km² (Figura 1.8). La mayor parte de eventos eran de dimensiones medias, inferiores a 15 000 m³, pero se produjeron 11 movimientos de ladera con un volumen superior a los 100 000 m³. Los daños materiales fueron estimados en 2.15x10⁶ US \$, por las afectaciones en vías de comunicación (trenes y carreteras), zonas residenciales y taponaron varios cursos fluviales que causaron inundaciones importantes.

El fenómeno mayor registrado alcanzó un volumen superior al 1x10⁵ m³, por lo tanto se considera de una magnitud 5 (mMax). Teniendo en cuenta la extensión del territorio afectada (Ext=4), el resultado es una magnitud mRL 6 en el episodio.

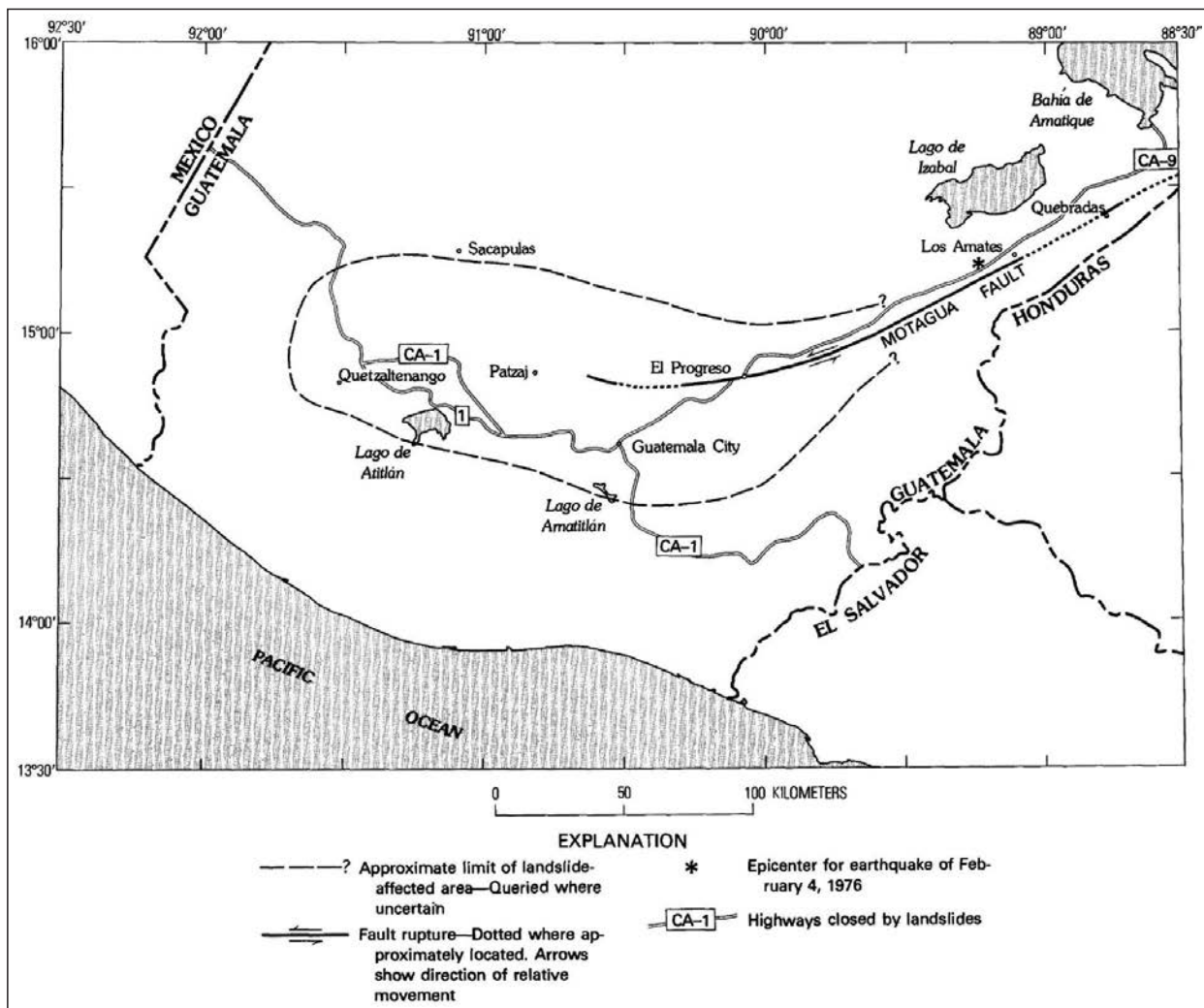


Figura 1.8. Epicentro, falla y límites aproximados de la zona afectada por movimientos de ladera del terremoto de Guatemala, el 4 de febrero de 1976, y las carreteras cerradas por estos fenómenos. Extraída de Harp *et al.* (1981).

1.2.4 Kenya (1997-1998), mRL=5

Entre mayo de 1997 y febrero de 1998, un periodo de lluvias extraordinarias, relacionadas con el fenómeno meteorológico de El Niño, afectó a Kenya. Durante este periodo, que tuvo una duración aproximada de 10 meses, las lluvias continuadas provocaron la saturación del suelo, que en las zonas de relieve y litología susceptibles generó un gran número de movimientos de ladera, sobre todo en el sector de los Lagos Muranga.

No se dispone de información detallada respecto del número de víctimas mortales y heridos, ni de las pérdidas económicas originadas por los movimientos de ladera. No obstante, se conoce que estos fenómenos ocasionaron destrozos en edificaciones y zonas residenciales, en zonas agrícolas, en vías de comunicación (trenes y carreteras) y servicios. Un efecto asociado al episodio fue el fuerte aumento de la carga sólida en los ríos debido al incremento de la erosión, lo que contribuyó a obstruir las turbinas para generación de energía en los embalses, que tuvieron que ser paradas. Según Gichaba *et al.* (2013) este episodio tan largo afectó a la parte occidental del país y el este del lago Victoria (Figura 1.9) con una extensión de 43 175 km².

La dimensión del evento mayor considerado es de 5 (Mmax) y la extensión del episodio (Ext=4) hace que este ERML se considere de magnitud mRL 5.

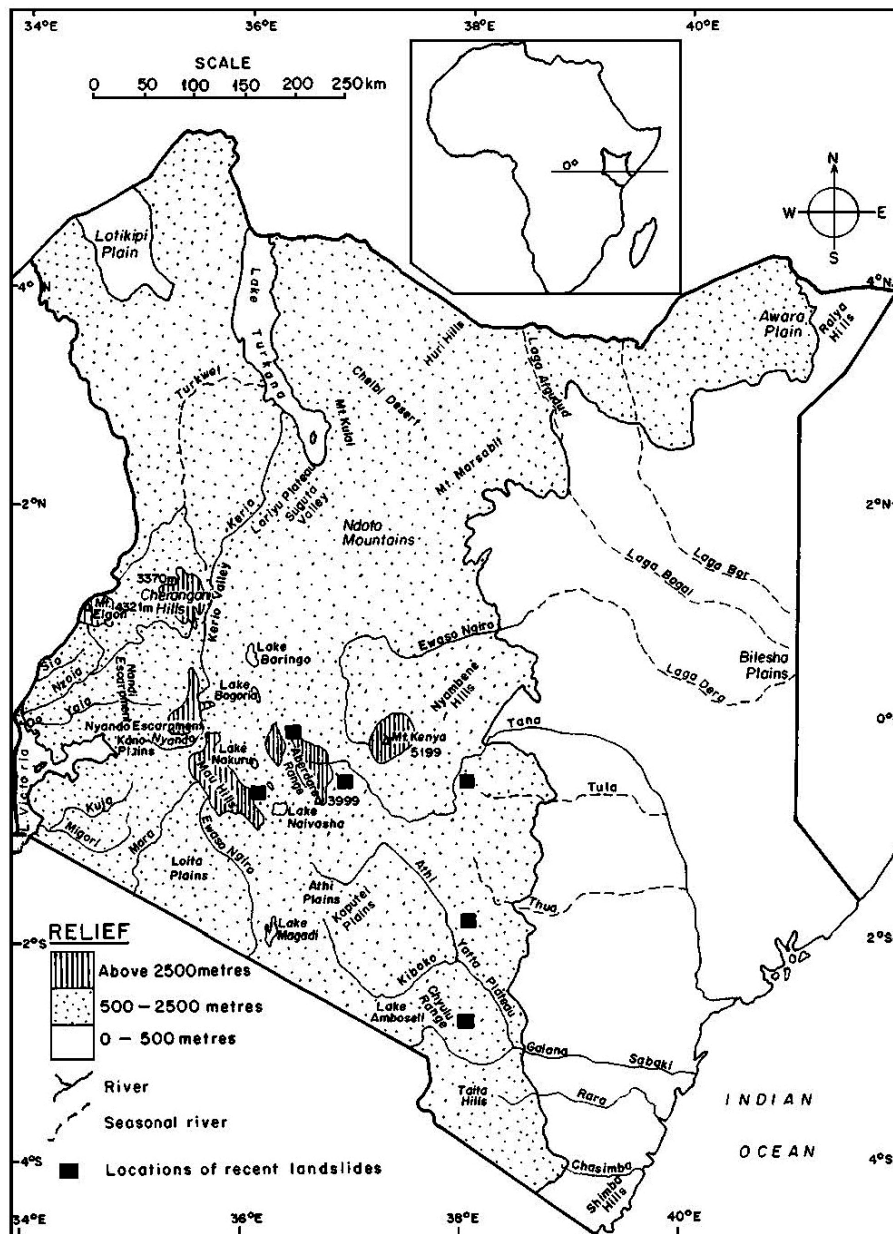


Figura 1.9. Mapa de la zona indicando la red hídrica y la ubicación de los movimientos de ladera. Extraída de Ngecu y Mathu (1999).

1.2.5 Honduras-Nicaragua (1998), mRL=6

Entre octubre de 1997 y febrero de 1998 tuvo lugar un periodo de lluvias extraordinarias asociadas al fenómeno meteorológico de El Niño que afectó a América Central. Dentro de este fenómeno destaca el episodio del huracán Mitch que afectó a Honduras, Nicaragua, El Salvador, Guatemala, Belize y sureste de México. Durante 5 días consecutivos el Mitch generó vientos superiores 250 km/h y lluvias de más de 600 mm, lo que provocó desbordamientos de ríos y la activación de un gran número de movimientos de ladera.

El huracán Mitch se considera uno de los peores desastres naturales que ha asolado América Central, provocando más de 17 000 víctimas mortales, 12 000 heridos y unas pérdidas económicas estimadas de 10×10^9 US \$. Aunque hay una extensa bibliografía referente al fenómeno meteorológico, hay pocos documentos concretos con respecto a los movimientos de ladera. Harp *et al.* (2002) cartografiaron las zonas con una mayor concentración de movimientos del terreno y describieron en detalle dos eventos de grandes proporciones que provocaron la destrucción de múltiples viviendas, vías de comunicación y servicios básicos. El primero, en El Berrinche (Tegucigalpa) movilizó un volumen de tierras superior a 6×10^6 m³ y provocó la reanudación del río Choluteca (Figura 1.10). El segundo, en la Colonia del Reparto, movilizaron un volumen de tierras de 4×10^5 m³. Pese a todo, no se ha encontrado documentación referente al número de víctimas mortales, ni heridos, ni la valoración económica de los daños producidos específicamente por los movimientos de ladera.

El evento mayor documentado es el deslizamiento de El Berrinche con una magnitud $M_{max} > 5$, que considerando la extensión del episodio de 15 430 km² ($Ext=4$) hace que se le asigne una magnitud mRL 6.



Figura 1.10. Vista aérea del movimientos de ladera de El Berrinche. Un flujo de tierra cerró el río Choluteca en Tegucigalpa. La flecha indica la dirección del movimiento de la lengua de barro. La "T" muestra el pie del movimiento de tierras que cerró el río, la "L" indica el embalse provocado, "DT" indica una zona de alta deformación donde se encontraba ubicada la Colonia del Reparto y "SB" indica la cicatriz superior del movimiento. Extraída de Harp *et al.* (2002).

1.2.6 El Salvador (13 enero del 2001), mRL=5

El día 13 de enero de 2001 un terremoto de magnitud 7,7 afectó a El Salvador, Guatemala y Nicaragua y desencadenó más de 500 movimientos de ladera en una extensión de territorio superior a 25 000 km² (Figura 1.11). Algunos de los fenómenos afectaron zonas residenciales y vías de comunicación causando más de 585 muertes. El movimiento de ladera que causó más daños tuvo lugar en la ciudad de Santa Tecla, conocida como el deslizamiento de Las Colinas (Figura 1.12), que arrasó parte de una barriada provocando centenares de muertos. Pese a todo, el evento mayor se produjo en la autopista de San Vicente y movilizó un volumen de tierra superior a 7×10^5 m³. El evento mayor documentado se considera de magnitud $M_{max}=5$, que considerando la extensión del episodio ($Ext=4$) hace que se le asigne una magnitud mRL 5.

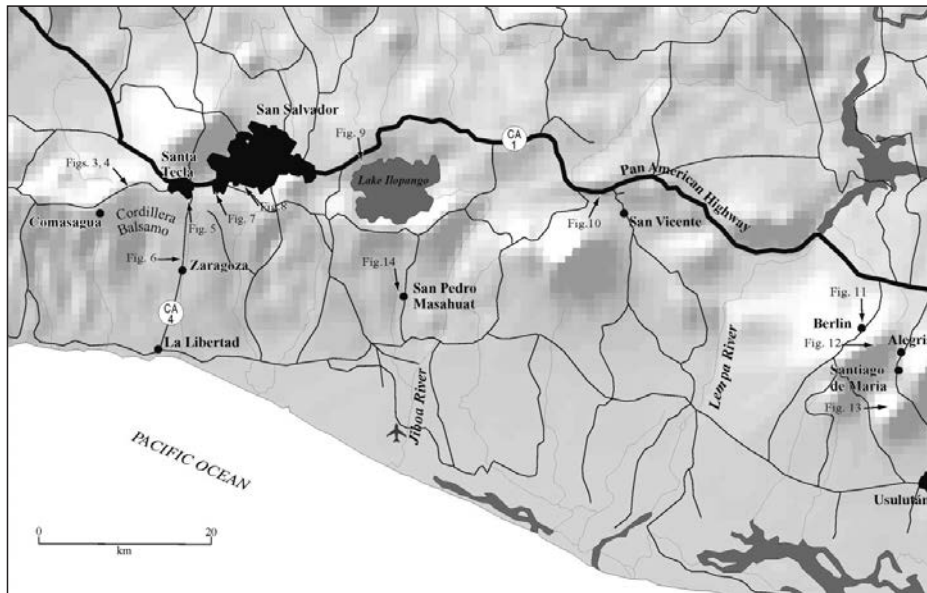


Figura 1.11. Mapa que muestra la zona de mayor concentración de movimientos de ladera del terremoto del 13 de enero. Las líneas negras son carreteras; las líneas grises son ríos y arroyos. Extraída de Jibson *et al.* (2004).



Figura 1.12. Imagen del movimiento de ladera de Las Colina en Santa Tecla. Extraída de USGS (2001).

1.2.7 El Salvador (13 febrero de 2001), mRL=5

El 13 de febrero de 2001 un terremoto de magnitud 6,6 afectó nuevamente a El Salvador, Guatemala y Nicaragua. Este terremoto reactivó miles de movimientos de ladera en un territorio de 2 500 km² (Figura 1.13).

Los daños producidos por el terremoto incluyen 315 víctimas mortales, 3 299 heridos y unas pérdidas económicas de 1,6x10⁹ US \$. No se ha encontrado información específica sobre los daños producidos por los movimientos del terreno. No obstante, se conoce que éstos fenómenos ocasionaron importantes destrozos en zonas residenciales, zonas de cultivo, vías de comunicación y servicios. Cabe destacar un evento de grandes dimensiones junto al río Jiboa, que se estima que movilizó más de 15x10⁶ m³ de sedimentos, que taponó el curso fluvial formando una presa de 600 m de longitud (Bommer *et al.*, 2002). Este evento es el mayor documentado y se le asigna una magnitud M_{max}>5, que considerando la extensión del episodio (Ext=3) y hace que se le asigne una magnitud mRL 5.

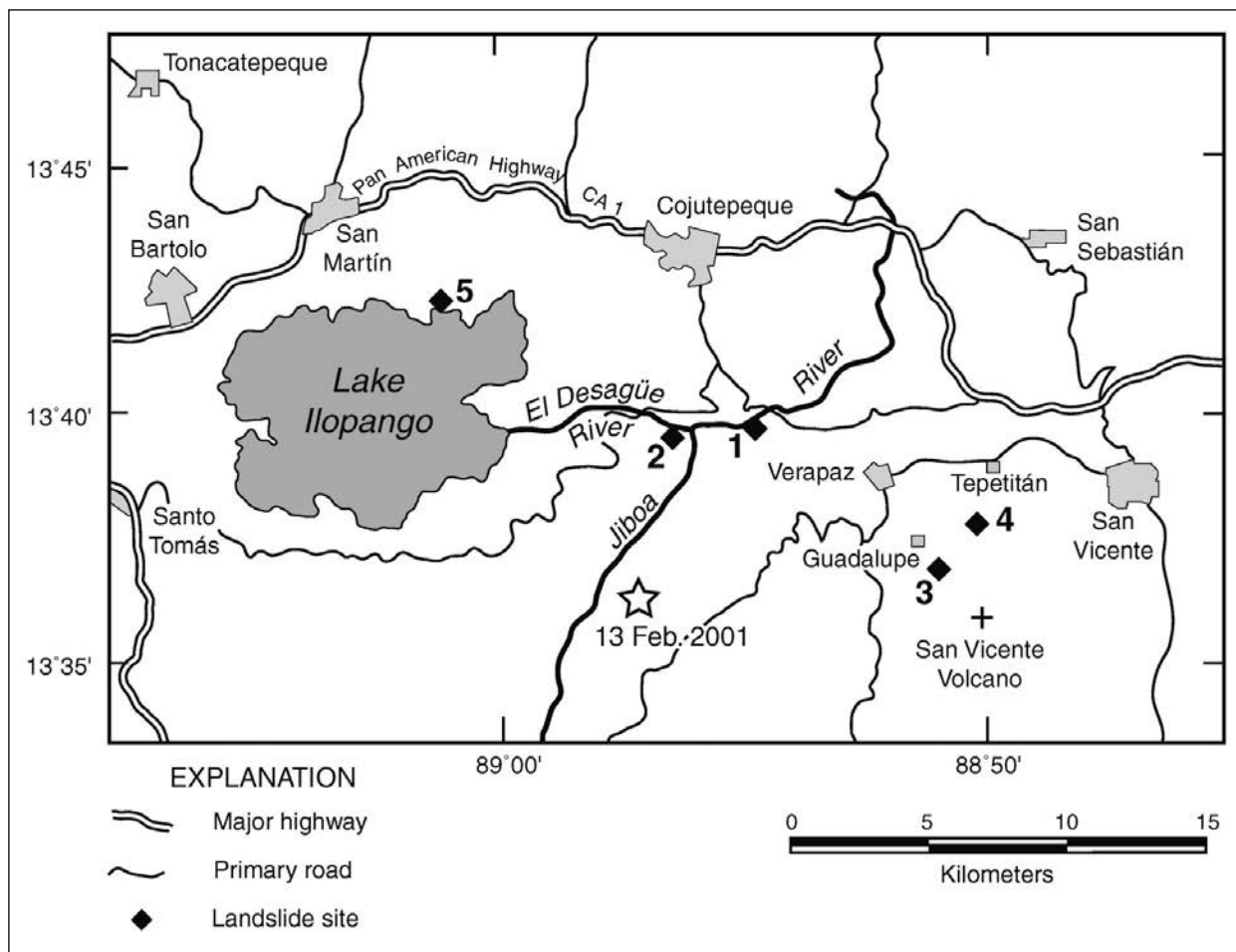


Figura 1.13. Mapa que muestra la zona de mayor concentración de movimientos de ladera provocados por el terremoto del 13 de febrero de 2001. Extraída de Jibson *et al.* (2004).

1.2.8 Nueva Zelanda (2004), mRL=4

Durante los días 15 y 17 de febrero de 2004 un episodio de lluvias, que superó los 180 mm en 72 horas, afectó a la región de Wanganui-Manawatu en la isla norte de Nueva Zelanda. Estas lluvias activaron un episodio de más de 80 000 movimientos de ladera en una extensión de más de 18 800 km² (Hancox y Wright, 2005) (Figura 1.14). Los fenómenos afectaron a numerosas carreteras y vías de comunicación, que permanecieron cortadas durante varios días. La afectación fue, en general, en el medio natural y zonas agrícolas y no se ha encontrado la valoración económica global de los daños. Aunque el episodio no provocó ninguna muerte ni herido, más de 400 personas fueron evacuadas de la región. El evento mayor reportado tiene unas dimensiones superiores a los 1 000 m³, y se le asigna una magnitud de Mmax=3, que considerando la extensión del episodio (Ext=4) hace que se le asigne una magnitud mRL 4.

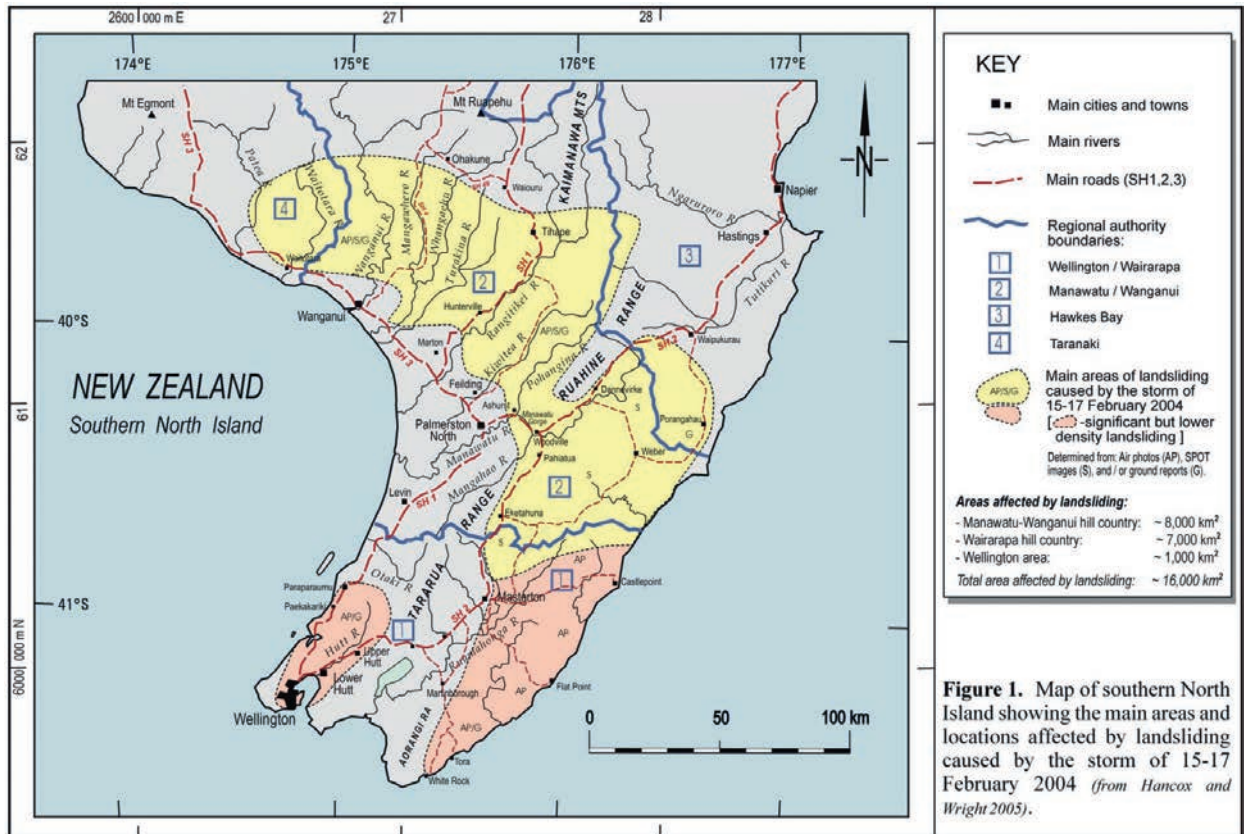


Figura 1.14. Mapa con las principales zonas de movimientos de ladera causados por las tormentas de febrero de 2004. Extraída de Hancox y Wright (2005).

1.2.9 Kashmir (2005), mRL=6

El 8 de octubre de 2005 un terremoto de magnitud 7,6, con epicentro en el norte de Pakistán, sacudió el Kashmir. El sismo también afectó a la India, Pakistán y Afganistán, provocando más de 90 000 muertos y 106 000 heridos. Este sismo generó más de 50 000 movimientos de ladera distribuidos en una extensión de 103 000 km² (Zeeshan *et al.*, 2019) (Figura 1.15).

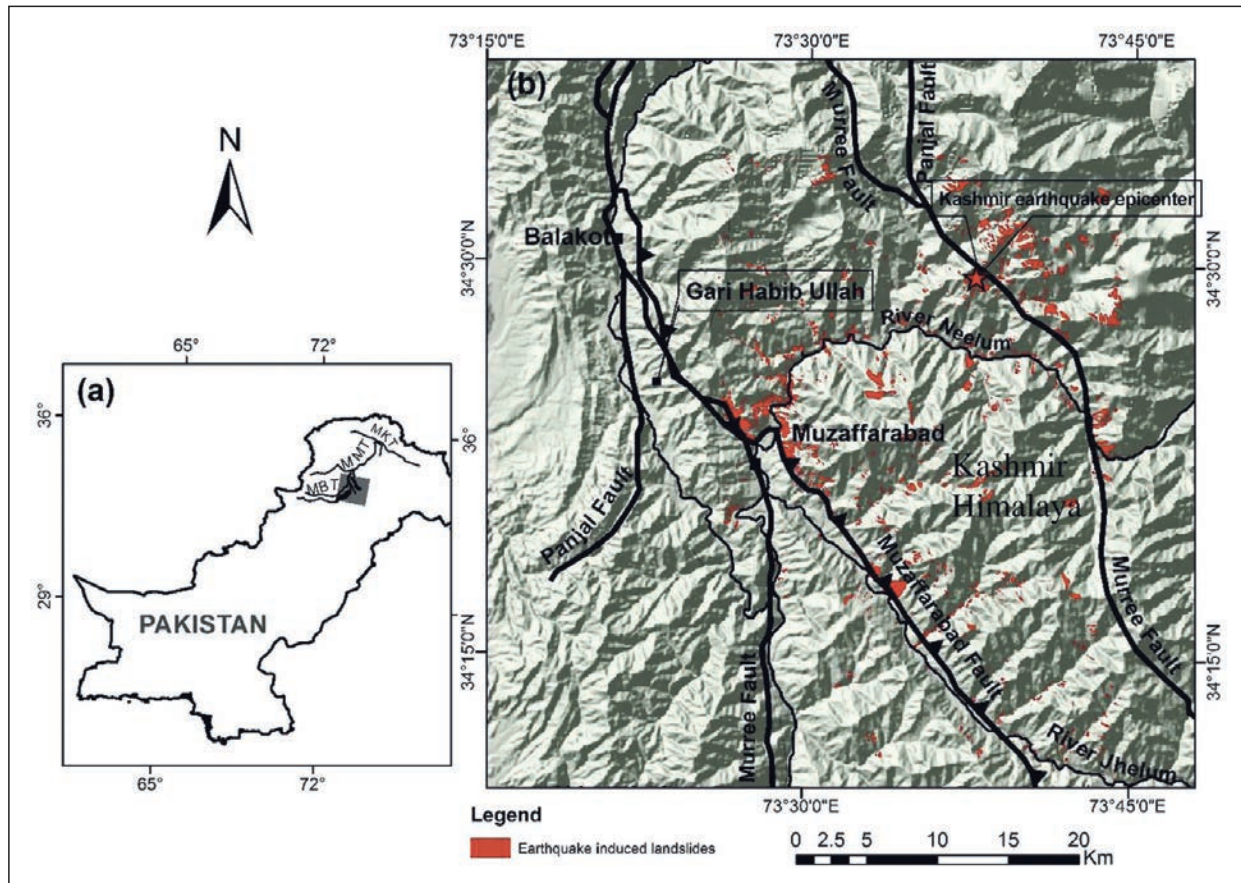


Figura 1.15. Cartografía de los principales movimientos de ladera en la zona del Kashmir provocadas por el terremoto. Extraída de Shafique *et al.* (2016).

Las imágenes de satélite, de antes y de después del terremoto, permitieron generar inventarios de movimientos de ladera precisos y determinar los factores de susceptibilidad del terreno (Shafique *et al.*, 2016). Los movimientos de ladera causaron más de 25 000 muertos y dejaron centenares de heridos. También fueron destruidos edificios, se interrumpió la circulación en algunas de las vías de comunicación más importantes, afectó a servicios básicos.

La mayor parte de los movimientos de ladera cartografiados tienen una superficie cartográfica inferior a los 1 000 m². No obstante en el distrito de Hattian Bala se produjo un deslizamiento de tamaño extraordinario que movilizó más de $6,8 \times 10^7$ m³, con una cicatriz de más de 1 km de largo (Figura 1.16) (Harp *et al.*, 2006). Este movimiento de ladera sepultó varios asentamientos, causando al menos 1 000 víctimas mortales. Las tierras movilizadas provocaron una represa de un afluente del río Jhelum con una altura superior a los 130 m, con el consiguiente riesgo de inundaciones. Al evento mayor reportado se le asigna una magnitud de $M_{max} > 5$, que considerando la extensión del episodio (Ext=5) hace que se le asigne una magnitud mRL 6.

1. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera: definición y consecuencias

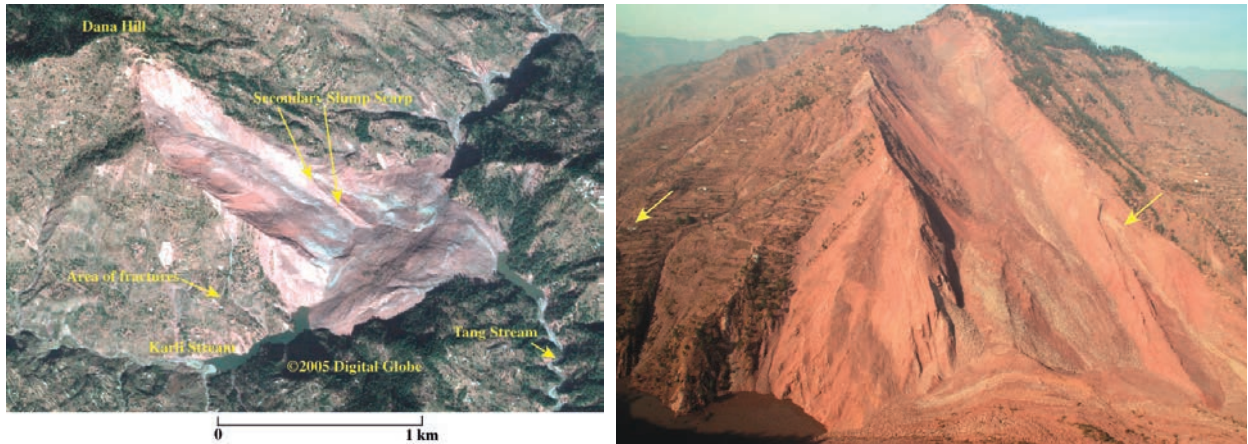


Figura 1.16. Deslizamiento de Dana Hill. Extraída de Harp *et al.* (2006).

1.2.10 Suiza (2005), mRL=4

Durante los días 20 y 22 de agosto de 2005 un episodio de fuertes lluvias afectó al centro de Europa y especialmente a Suiza. Las lluvias caídas en 48 h, que equivalieron a las de un periodo de retorno superior a los 100 años, originaron centenares de movimientos de ladera. Según Nicolet *et al.* (2013) se registraron 5 756 eventos que afectaron a gran parte del territorio suizo, con una extensión total superior a los 12 000 km² (Figura 1.17). Este episodio de lluvias causó 6 víctimas mortales y dañó edificaciones, vías de comunicación y servicios. Las pérdidas económicas, ocasionadas por las lluvias, se estimaron en 3x10⁹ CHF. En cuanto a los daños específicos por los movimientos de ladera supusieron unas pérdidas valoradas en 92x10⁶ CHF. No obstante, no se ha encontrado información específica del evento mayor, pero teniendo en cuenta el nivel de daños producidos es probable que tuviera una magnitud Mmax=4, que considerando la extensión (Ext=4) hace que se le asigne una magnitud mRL 4 al episodio.

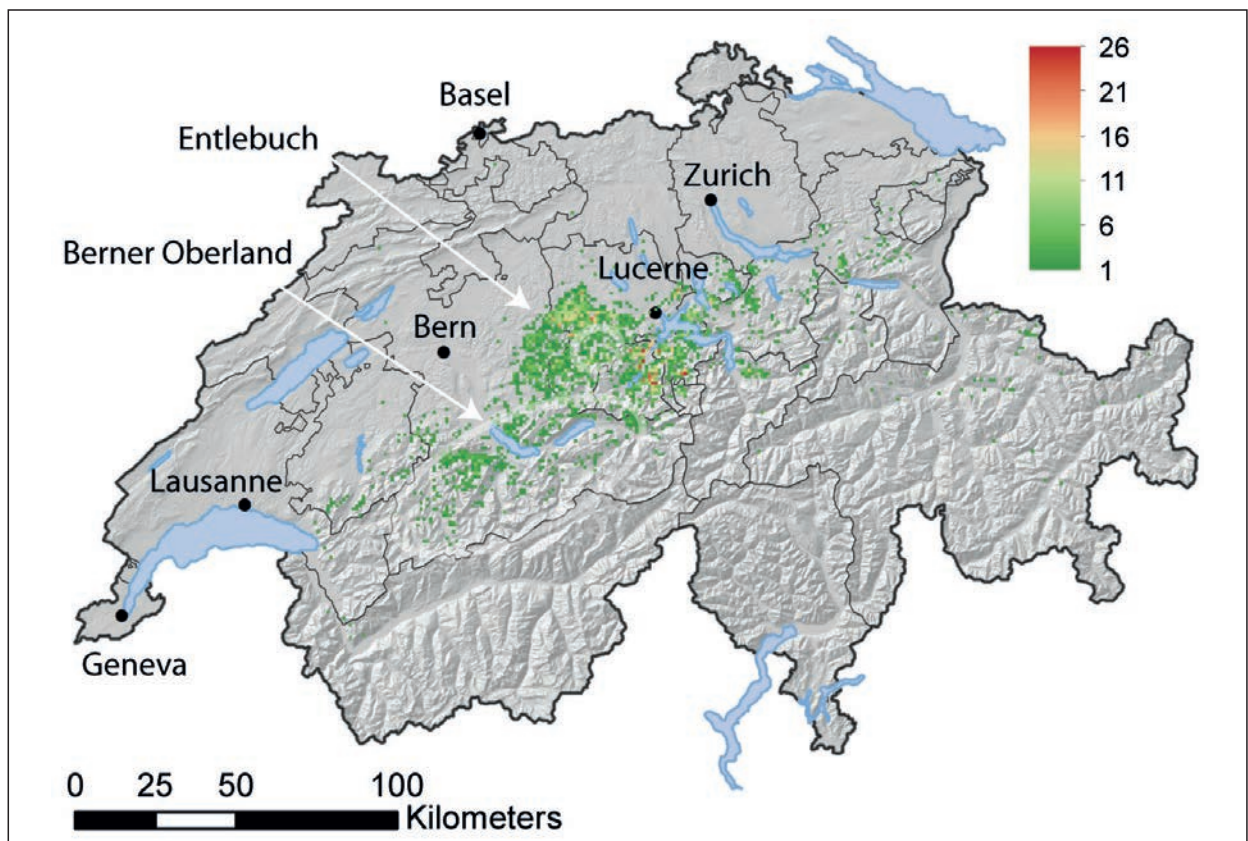


Figura 1.17. Número de movimientos de ladera por km². Extraída de Nicolet *et al.* (2013).

1.2.11 Wenchuan (2008), mRL=6

El 12 de mayo de 2008 un terremoto de magnitud 8,0 afectó a la región de Wenchuan en el centro de la China provocando más de 87 000 víctimas y 374 000 heridos y generando daños valorados en 137×10^9 US \$.

Los movimientos de ladera dañaron y destruyeron edificaciones, inhabilitaron vías de comunicación y sobre todo provocó el taponamiento de ríos, originando represas de grandes dimensiones que provocaron inundaciones aguas arriba. Se calcula que los movimientos de masa y fenómenos relacionados causaron aproximadamente 20 000 víctimas mortales. Pese a todo, no se dispone de documentación referente a personas heridas ni de la valoración económica específica de los daños que produjeron el episodio de movimientos de ladera.

Este terremoto indujo un número muy importante de movimientos del terreno, se registraron 52 194 fenómenos que afectaron a una extensión de más de 410 000 km² (Figura 1.18a). De todos los episodios estudiados este es el que presenta una afectación territorial mayor. Los movimientos de ladera incluyeron flujos torrenciales de derrubios como fenómeno más frecuente pero también caídas de rocas y deslizamientos. El evento mayor registrado sucedió en Tangjiashan, concretamente en el río Jian, en el condado de Beichuan. Según Xu *et al.* (2009) y Liu (2008) este movimiento colmató el río, creando una presa de entre 82 y 124 m de altura y se calculó el volumen movilizado fue superior a 24×10^6 m³ (Figura 1.18b).

Este evento es el mayor documentado y se le asigna una magnitud $M_{max} > 5$, que considerando la extensión del episodio (Ext=5) hace que se estime una magnitud mRL 6.

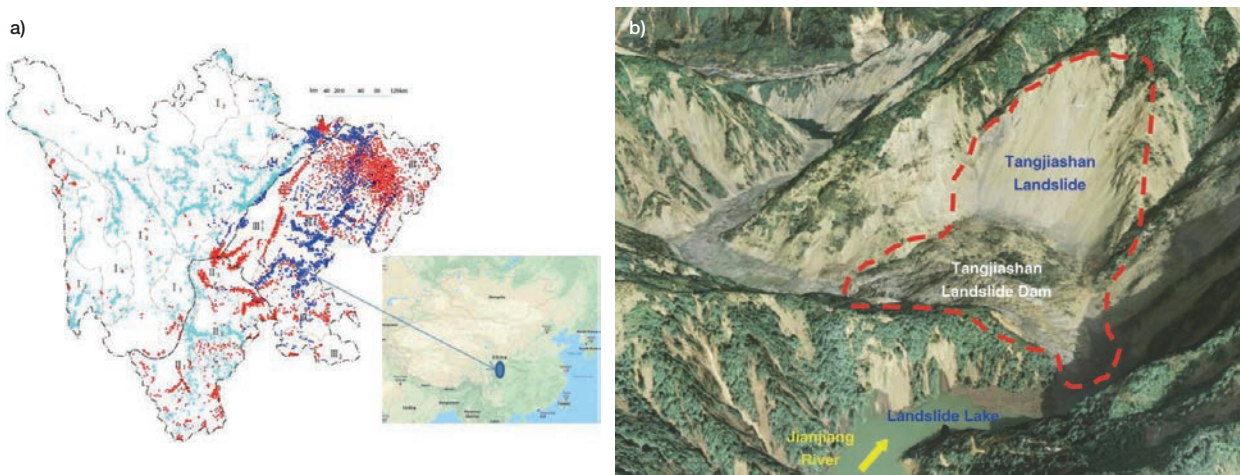


Figura 1.18. a) Movimientos del terreno provocados por el terremoto de 2008 de Wenchuan en la provincia de Sichuan, la China (los movimientos de ladera se muestran en rojo; los depósitos de colapso se muestran en azul; los *debris flow* se muestran en azul claro). Extraída de Gan y Zhang (2019). b) Modelo en 3D del deslizamiento de Tangjiashan. Extraída de Liu (2008).

1.2.12 Madeira (2010), mRL=3

El 20 de febrero de 2010 un fuerte episodio de lluvias, causado por un frente frío muy activo, afectó a la isla de Madeira. En pocas horas la precipitación acumulada superó los 300 mm lo que provocó la formación de *flash floods* y activó movimientos de ladera en las colinas circundantes de Funchal, ocasionando 46 muertos y más de 100 personas heridas. Este evento está muy bien documentado; Lira *et al.* (2011) reportaron 8 463 movimientos de ladera entre el área de Funchal y la Ribeira Brava. La mayor parte de los eventos reportados eran de dimensiones pequeñas mientras que la extensión de la zona afectada fue aproximadamente de 750 km² (Figura 1.19).

1. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera: definición y consecuencias

Los movimientos de tierra afectaron a numerosas carreteras y vías de comunicación, varias edificaciones fueron destruidas y otras gravemente dañadas y causaron la interrupción de servicios básicos (Figura 1.20). No se ha documentado, en la bibliografía consultada, un evento mayor, pero observando las imágenes, el trabajo de Lourenço y Rodrigues (2015), y los daños originados por éstas, a la mayor se podría asignar una magnitud de M_{max} 4. Consecuentemente, considerando esta M_{max} como la magnitud del movimiento de ladera mayor y la extensión del episodio ($Ext=2$) se le asigna una magnitud m_{RL} 3 al episodio.

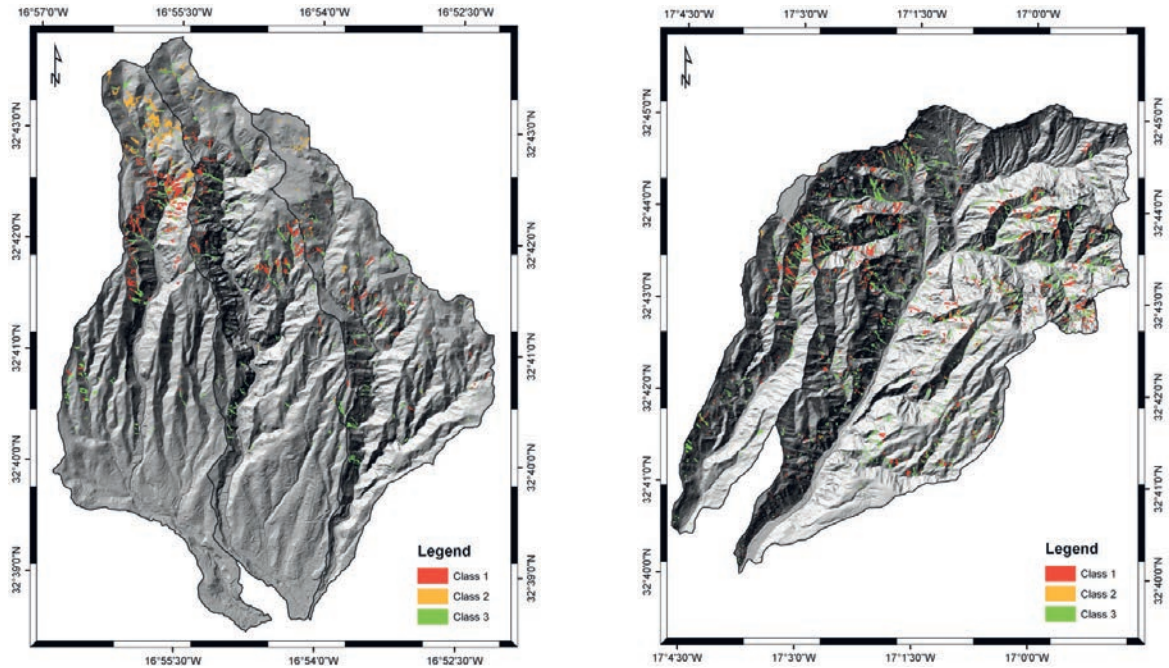


Figura 1.19. Inventario de movimientos de ladera en el área de Funchal y la Ribeira Brava. Extraída de Lira *et al.* (2011).



Figura 1.20. Afectación a edificaciones por los movimientos de ladera. Extraída de ©Nelson d'Aires/2010.

1.2.13 Nepal (2015), mRL=6

El 25 de abril de 2015 tuvo lugar en Nepal un terremoto de magnitud 7,8 con epicentro situado en el este de Gorkha y una réplica posterior de magnitud 7,3. Según Tian *et al.* (2020) el terremoto y la réplica posterior indujeron un episodio de 47 200 deslizamientos en una extensión de territorio de 30 750 km² (Figura 1.21).

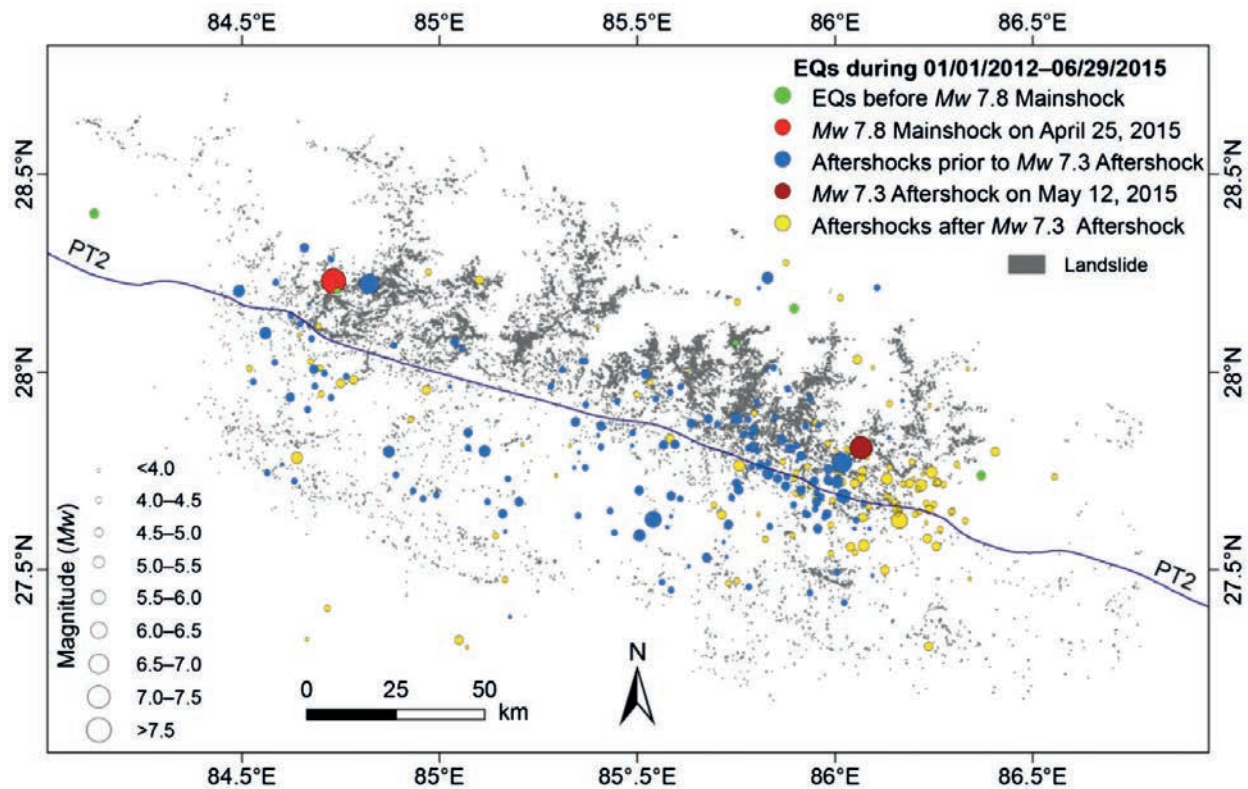


Figura 1.21. Deslizamientos producidos por terremotos y localización de los terremotos. Extraída de Tian *et al.* (2020).

En cuanto a los daños producidos por movimientos de ladera destaca la destrucción de viviendas, vías de comunicación (principalmente carreteras), servicios y la afección a cursos fluviales. De acuerdo con estos autores la mayoría de los movimientos de ladera superaban una superficie cartografiada de 500 m² y una longitud de 20 m, no obstante, el evento mayor reportado es el que tuvo lugar en el valle de Langtang, donde toda una vertiente se precipitó hacia el valle, arrastrando rocas de grandes dimensiones. Se estima que más de 40x10⁶ t de material se precipitaron, taponando el río, afectando a un pequeño pueblo donde perdieron la vida 243 personas (Figura 1.22).

Este evento es el mayor documentado y se le estima una magnitud Mmax>5, que considerando la extensión del episodio (Ext=4) hace que se le asigne una magnitud mRL 6.

1. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera: definición y consecuencias



Figura 1.22. Valle de Lantang, antes y después del episodio del Nepal de 2015.
Extraída de *Langtang village, before and after the avalanche* (David Breashears/Glacierworks), Turbinas *et al.* (2018).

1.2.14 Nueva Zelanda (2015), mRL=3

Entre el 19 y el 20 de junio de 2015 un episodio muy importante de lluvias afectó a la región de Taranaky-Manawatu-Manganui, en la isla Norte de Nueva Zelanda. Este temporal generó un número importante de movimientos de ladera, en general de pequeñas dimensiones, inferiores a los 1 000 m³, que afectaron a una extensión de más de 10 800 km² (Figura 1.23). Los daños causados por los movimientos de ladera provocaron la destrucción parcial de vías de comunicación, servicios básicos y el taponamiento de cursos fluviales de poca importancia. Las pérdidas económicas estimadas del episodio de lluvias ascendieron a 257x10⁶ US \$.

El episodio de movimientos de ladera no causó víctimas mortales ni heridos, y se desconoce la valoración de las pérdidas económicas ocasionadas específicamente por estos fenómenos. El fenómeno mayor registrado tenía unas dimensiones superiores a los 1 000 m³.

Este movimiento de ladera es el mayor documentado y se le asigna una magnitud Mmax=3, que considerando la extensión del episodio (Ext=4) hace que se le asigne una magnitud mRL 3.

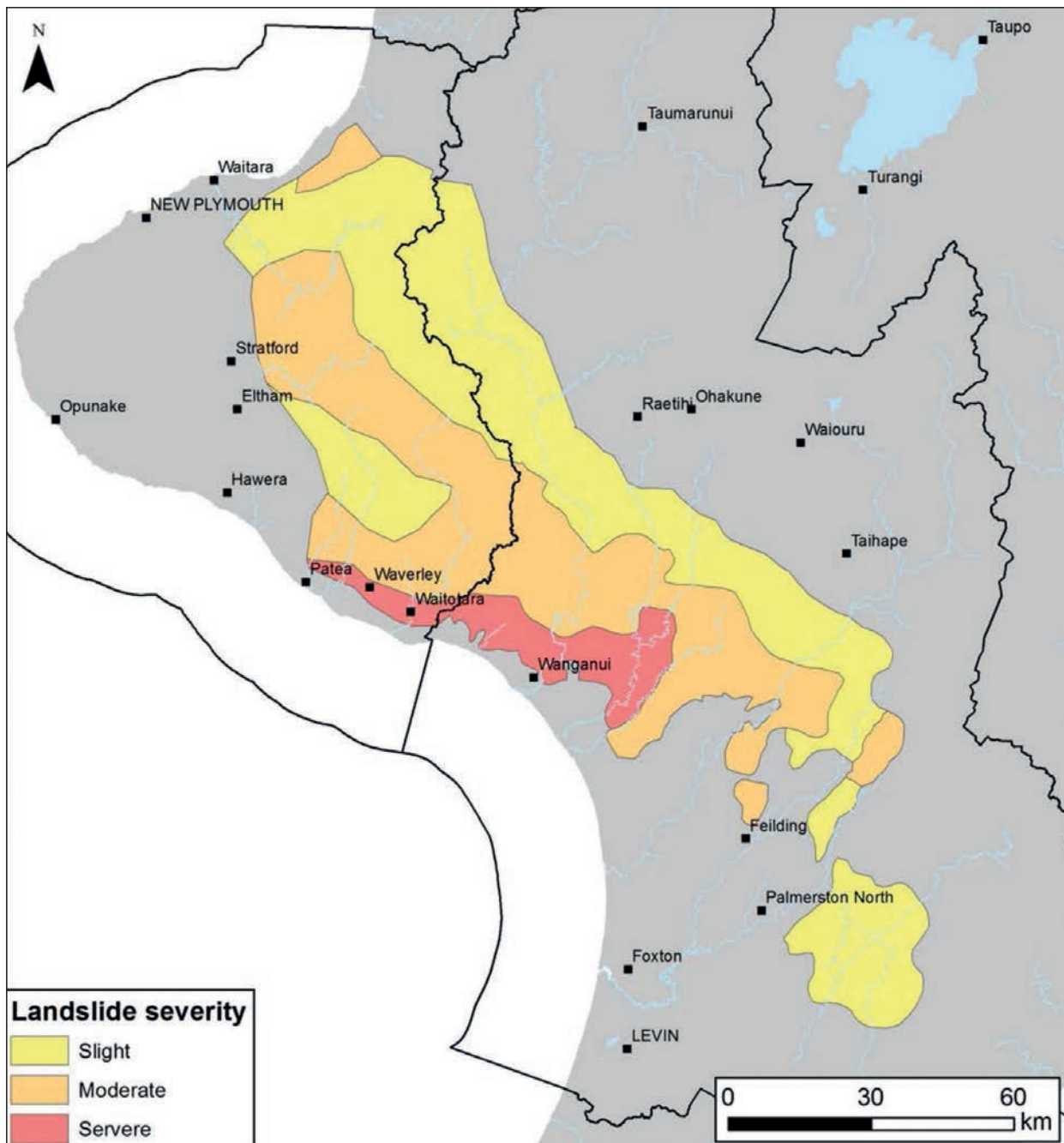


Figura 1.23. Mapa que indica la distribución de movimientos de ladera en junio de 2015. Extraída de Page *et al.* (2015).

1.2.15 Nueva Zelanda (2016) mRL=6

El terremoto de Kaikoura (Nueva Zelanda) de 14 de noviembre de 2016 de magnitud de 7,8 llevó asociado la generación de numerosos movimientos de ladera. El inventario de movimientos de ladera, realizado con fotointerpretación y trabajos de campo por Masey *et al.* (2018), permitió identificar más de 29 500 deslizamientos en una extensión de territorio cercana a los 20 000 km². La mayor parte de los movimientos de ladera se concentró en el norte de Canterbury y Marlborough con una distribución en forma alargada que seguía la lineación de las fallas (Figura 1.24).

Los movimientos de ladera causaron daños importantes en las principales vías de comunicación, como carreteras y transporte ferroviario, y produjo el taponamiento de varios cursos fluviales. También provocaron la destrucción parcial de otras vías de comunicación, servicios básicos y la reanudación de cursos fluviales de poca importancia. En cuanto a las víctimas mortales, se reportaron 57 atribuidas a los movimientos de ladera.

1. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera: definición y consecuencias

Los fenómenos en general tuvieron dimensiones inferiores a los 1 000 m³, pero se registró un gran movimiento de 20x10⁶m³. Este deslizamiento es el mayor documentado y se le estima una magnitud M_{max}>5, que considerando la extensión del episodio (Ext=4) hace que se le asigne una magnitud m_{RL} 6.

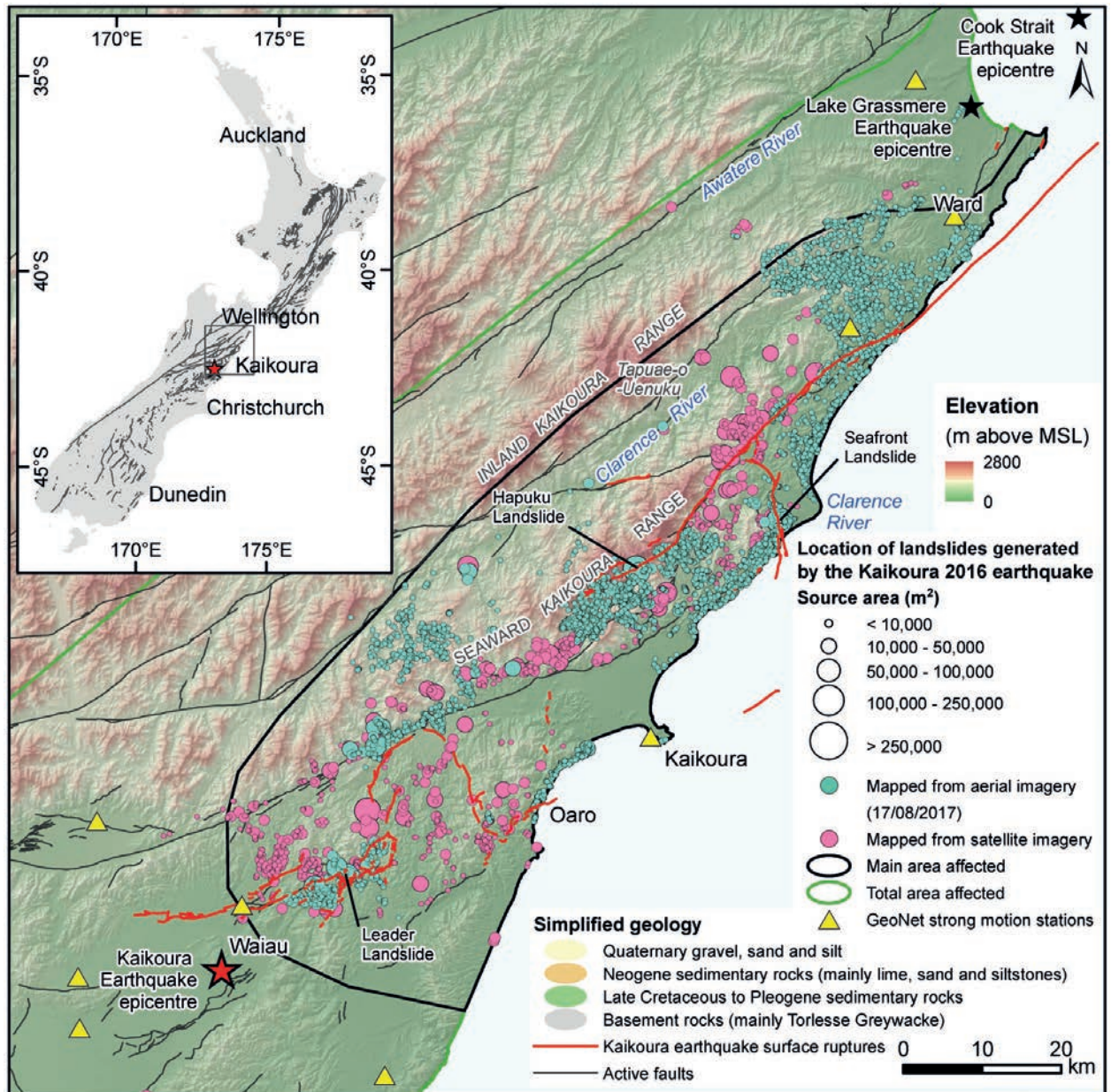


Figura 1.24. Mapa de distribución de los movimientos de ladera producidos por el terremoto de 2016. Extraída de Masey *et al.* (2018).

1.2.16 Hokkaido (2018), mRL=3

El 6 de septiembre de 2018 un terremoto de magnitud 7,6 sacudió el área de Hokkaido Iburi-Tobu. Los daños causados por el terremoto ascienden a 2×10^9 US \$, y ocasionaron 44 víctimas mortales y centenares de heridos.

Según Wang *et al.* (2019) se contabilizaron hasta 7 837 movimientos de ladera favorecidos por factores topográficos, litológicos y sismológicos. Estos movimientos se extendieron por un sector de 278 km² (Figura 1.25). La mayor parte de los eventos fueron superficiales movilizand los materiales piroclásticos del volcán Tarumai (Yamagishi *et al.* 2018).

En cuanto a los daños causados directamente por los deslizamientos se les atribuyen centenares de casas destruidas, afectaciones en vías de comunicación principales y 36 víctimas mortales. Se desconoce la magnitud del evento mayor en este episodio, pero en base a la información disponible y las fotografías catastróficas de los deslizamientos, se puede considerar una magnitud de M4. Considerando la extensión del episodio (Ext=2) hace que se le asigne una magnitud mRL 3 al episodio.

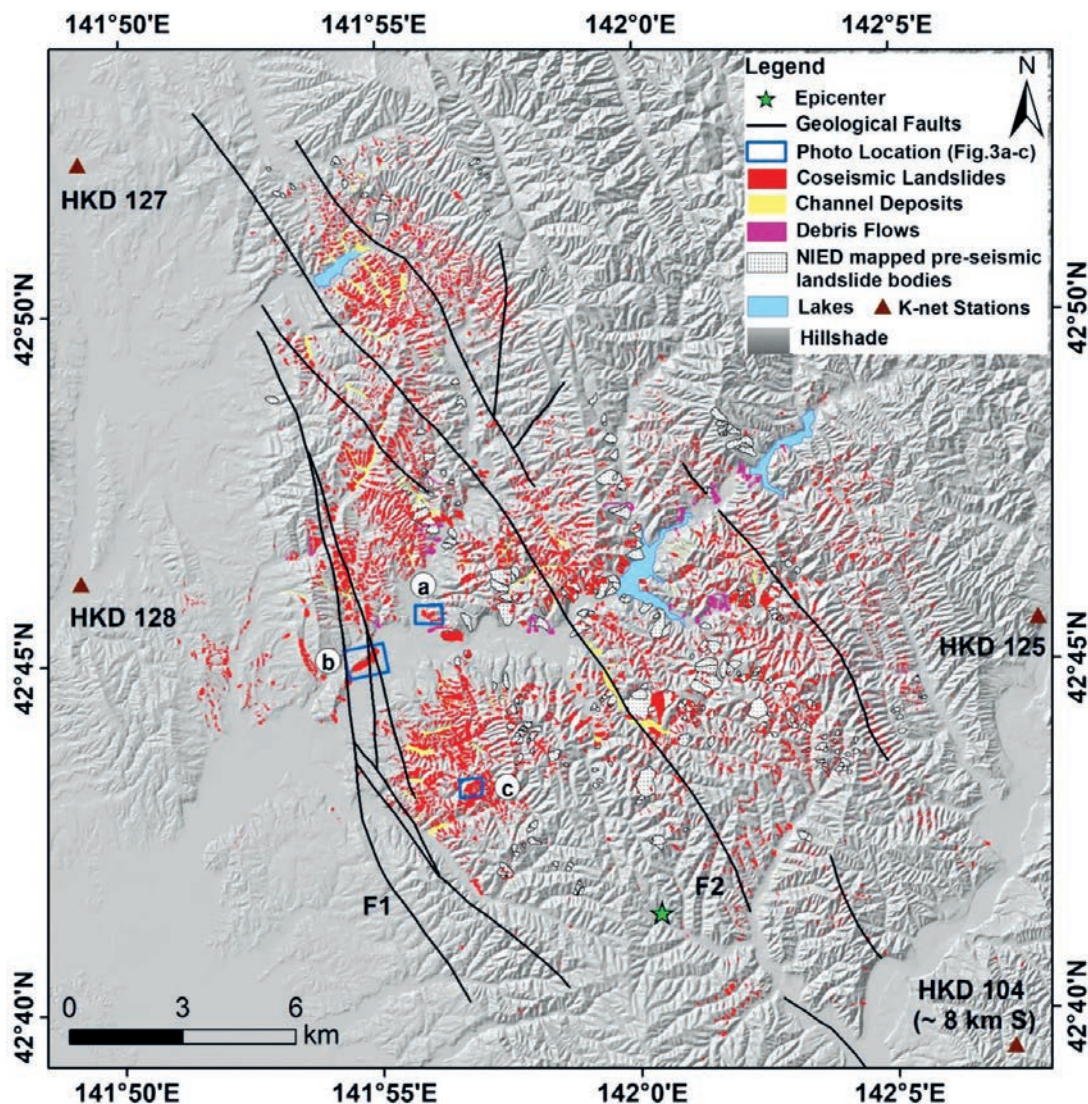


Figura 1.25. Movimientos de ladera cartografiados en la zona y fallas geológicas importantes. Extraída de Wang *et al.* (2019)

1.2.17 Burundi (2019), mRL=3

Durante la noche del 4 al 5 de diciembre de 2019 un episodio de lluvias afectó a la provincia de Cibitoke, al norte de Burundi. De este episodio, a pesar de tratarse de un acontecimiento muy reciente y conocerse su ubicación y dimensiones, se dispone de poca documentación relacionada. Los movimientos de ladera provocaron la devastación de zonas de cultivos en las laderas montañosas, daños a numerosas construcciones y el corte de vías de comunicación importantes. El ERML causó la muerte de 26 personas, la desaparición de 10 y heridas en 10 más. No se tiene constancia de la valoración económica de los daños, ni en el caso de las lluvias ni en el caso específico de los movimientos de ladera.

El área afectada ha sido calculada por el Hazmapper (Scheip y Wegmann, 2021) y por la comparación de las imágenes de satélite de la zona de antes y de después del episodio, donde en la mayoría de los casos se podía visualizar las zonas afectadas por los movimientos de ladera, pudiendo observar los cambios de color por pérdida de vegetación (Figura 1.26). En total el área afectada asciende a unos 25 km².

Se desconoce las dimensiones del evento mayor en este episodio, pero consultando la documentación existente y las fotografías catastróficas de los deslizamientos, se puede considerar una magnitud del episodio mayor (Mmax) de 4, que dada su extensión (Ext=1) hace que se le asigne una magnitud mRL 3 en el episodio.

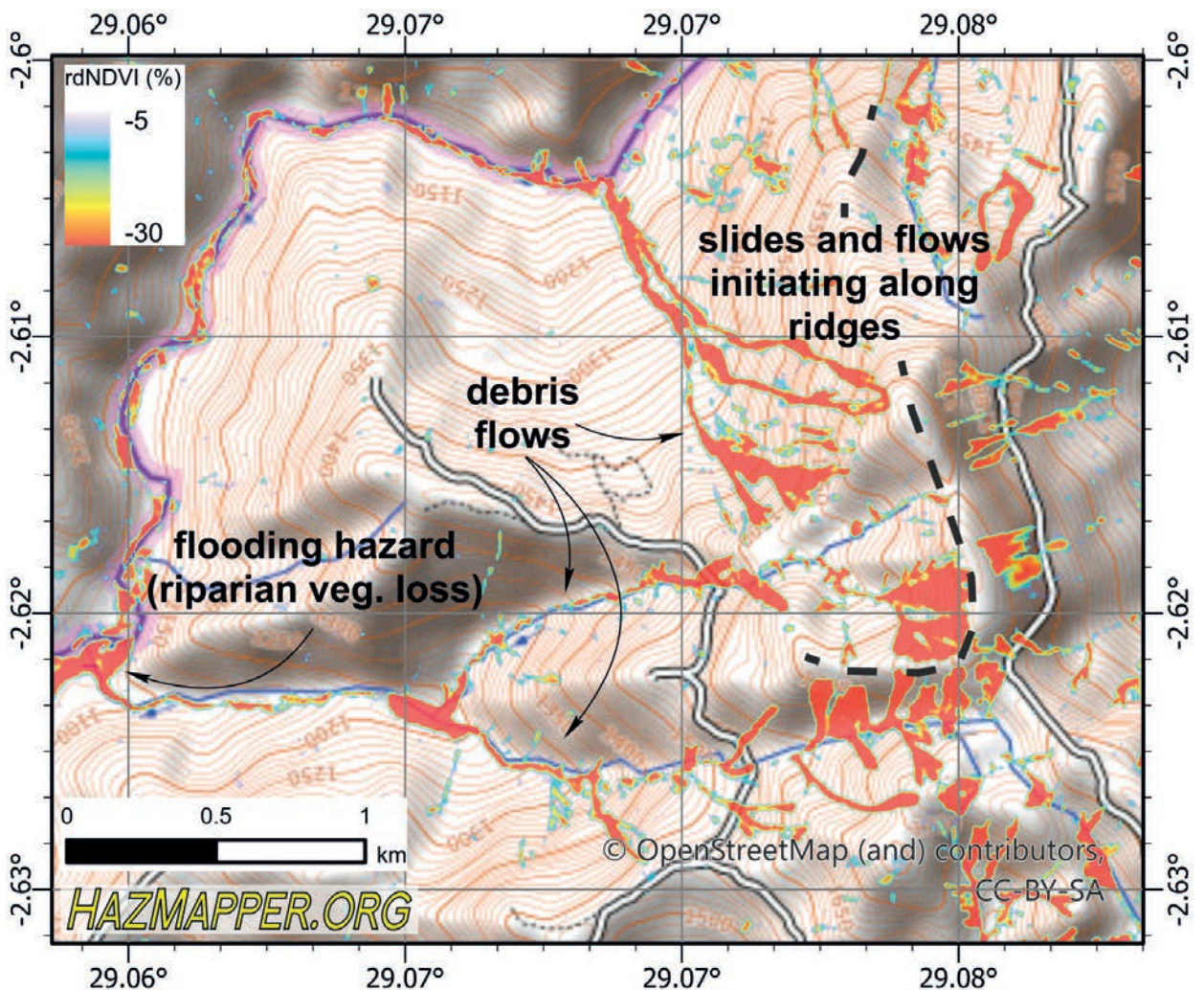


Figura 1.26. Pérdida de vegetación reportada en la zona de Burundi por las lluvias de diciembre de 2019. Extraída de Scheip y Wegmann (2021).

1.3 Referencias

- Ali, M. Z., Chu, H. J., Ullah, S., Shafique, M., & Ali, A. (2019). Utilization of fine resolution satellite data for landslide susceptibility modelling: A case study of Kashmir earthquake induced landslides. *The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 42, 25-30.
- Bommer, J. J., & Rodríguez, C. E. (2002). Earthquake-induced landslides in central America. *Engineering Geology*, 63(3), 189-220.
- Buxó, P., Oller, P., Xifré, D., Fabregat, I., Marturià, J., & Janeras, M. (2021). Identification, validation and assessment of Multiple Occurrence Regional Landslide Events (MORLE) in Catalonia (Spain) during the last one hundred years. *EGU General Assembly Conference Abstracts* (pp. EGU21-6171).
- Crozier, M. J. (2005). Multiple-occurrence regional landslide events in New Zealand: hazard management issues. *Landslides*, 2(4), 247-256.
- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). Landslide types and processes. In: Turner, A. K., Schuster, R. L. (ed.): *Landslides, Investigation and Mitigation*, Special Report 247. Transportation Research Board, Washington D.C., pp. 36-75. ISSN: 0360-859X, ISBN: 030906208X.
- Gan, J., & Zhang, Y. X. (2019). Failure modes of loose landslide deposits in 2008 Wenchuan earthquake area in China. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 1-27.
- Hancox, G. T., & Wright, K. (2005). Analysis of landsliding caused by the 15-17 February 2004 rainstorm in the Wanganui-Manawatu hill country, southern North Island, New Zealand. Institute of Geological & Nuclear Sciences.
- Harp, E. L., Castañeda, M., & Held, M. D. (2002). Landslides triggered by Hurricane Mitch in Tegucigalpa, Honduras. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Harp, E. L., Wilson, R. C., & Wiczorek, G. F. (1981). Landslides from the February 4, 1976, Guatemala earthquake (No. 551.3 HAR). Washington, DC: US Government Printing Office.
- Harp E. L., & Crone A. J. (2006). Landslides Triggered by the October 8, 2005, Pakistan Earthquake and Associated Landslide-Dammed Reservoirs. U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey. Open-File Report 2006-105.
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167-194.
- ICGC (2021). Guia per a l'elaboració d'Estudis d'Identificació de Riscos Geològics per a urbanisme (EIRG), AP-0001/21. Barcelona.
- Jibson, R., Crone, A., Harp, E., Baum, R., Major, J., Pullinger, C., Escobar, D., Martinez, M., & Smith, M. (2004). Landslides triggered by the 13 January and 13 February 2001 earthquakes in El Salvador. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 375, 69-88.
- Kaiser, A., Balfour, N., Fry, B., Holden, C., Litchfield, N., Gerstenberger, M., D'Anastasio, E., Horspool, N., McVerry, G., Ristau, J., Bannister, S., Christophersen, A., Clark, K., Power, W., Rhoades, D., Massey, C., Hamling, I., Wallace, L., Mountjoy, J., & Gledhill, K. (2017). The 2016 Kaik ūra, New Zealand, Earthquake: Preliminary Seismological Report. *Seismological Research Letters*, 88(3), 727-739.
- Lira, C., Lousada, M., Falcão, A. P., Gonçalves, A., Heleno, S., Matias, M., de Sousa, A. J., Pina, P., Oliveira, R., & Almeida, A. B. (2011, July). Automatic detection of landslide features with remote sensing techniques: Application to Madeira Island. In 2011 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (pp. 1997-2000). IEEE.
- Liu, N. (2008). Landslide dams in Wenchuan earthquake and risk mitigation measures. Keynote lecture, forum on earthquake relief vs. science and technology, Chinese Academy of Sciences, 25 July 2008, Chengdu, China (in Chinese).
- Lourenço, S. D. N., & Rodrigues, D. M. M. (2015). The 2010 flash floods in Madeira Island: characteristics and the role of soil water repellency in future events.
- Maina-Gichaba, C., Kipseba, E. K., & Masibo, M. (2013). Overview of landslide occurrences in Kenya: causes, mitigation, and challenges. *Developments in Earth Surface Processes* (Vol. 16, pp. 293-314).
- Malamud, B. D., Turcotte, D. L., Guzzetti, F., & Reichenbach, P. (2004). Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 687-71.
- Massey, C., Townsend, D., Rathje, E., Allstadt, K., Lukovic, B., Kaneko, Y., Bradley, B., Wartman, J., Jibson, R., Petley, D., Horspool, N., Hamling, I., Carey, J., Cox, S., Davidson, J., Dellow, S., Godt, J., Holden, C., Jones, K. D., Kaiser, A., Little, M., Lyndsell, B., McColl, S., Morgenstern, R., Rengers, F., Rhoades, D., Rosser, B., Strong, D., Singeisen, C., & Villeneuve, M., (2018). Landslides Triggered by the 14 November 2016 Mw 7.8 Kaik ūra Earthquake, New Zealand. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(3B), 1630-1648.
- Ngecu, W. M., & Mathu, E. M. (1999). The El Nino triggered landslides and their socio-economic impacts on Kenya. *Episodes*, 22(4), 284-288.
- Nicolet, P., Foresti, L., Caspar, O., & Jaboyedoff, M. (2013). Shallow landslide's stochastic risk modelling based on the precipitation event of August 2005 in Switzerland: results and implications. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(12), 3169-3184.
- Ou, Q., Kulikova, G., Yu, J., Elliott, A., Parsons, B., & Walker, R. (2020). Magnitude of the 1920 Haiyuan earthquake re-estimated using seismological and geomorphological methods. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(8), e2019JB019244.
- Page, M. J., Carey, J. M., Rosser, B. J., Ries, W., & Townsend, D. B. (2015). Reconnaissance report on landsliding caused by the 19-20 June 2015 rainstorm in the Taranaki-Wanganui-Manawatu region GNS Science Report 2015/47.
- Scheip, C. M., & Wegmann, K. W. (2021). HazMapper: a global open-source natural hazard mapping application in Google Earth Engine. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 21(5), 1495-1511.
- Schuster, R. L., & Highland, L. M. (2007). The third Hans Cloos lecture. Urban landslides: Socioeconomic impacts and overview of mitigative strategies. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 66(1), 1-27.
- Shafique, M. (2020). Spatial and temporal evolution of co-seismic landslides after the 2005 Kashmir earthquake. *Geomorphology*, 362, 107228.
- Shafique, M., van der Meijde, M., & Khan, M. A. (2016). A review of the 2005 Kashmir earthquake-induced landslides; from a remote sensing prospective. *Journal of Asian Earth Sciences*, 118, 68-80.
- Tanya, H., van Westen, C. J., Persello, C., & Alvioli, M. (2019). Rapid prediction of the magnitude scale of landslide events triggered by an earthquake. *Landslides*, 16(4), 661-676.
- Tian, Y., Owen, L. A., Xu, C., Ma, S., Li, K., Xu, X., & Maharjan, S. B. (2020). Landslide development within 3 years after the 2015 Mw 7.8 Gorkha earthquake, Nepal. *Landslides*, 17(5), 1251-1267.
- Tian, Y., Owen, L. A., Xu, C., Shen, L., Zhou, Q., & Figueiredo, P. M. (2020). Geomorphometry and statistical analyses of landslides triggered by the 2015 Mw 7.8 Gorkha Earthquake and the Mw 7.3 Aftershock, Nepal. *Frontiers in Earth Science*, 407.

1. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera: definición y consecuencias

- Turbines, L., & Dams, B. (2018). Humility and Hubris in Hydro-power.
- Wang, F., Fan, X., Yunus, A. P., Siva Subramanian, S., Alonso-Rodriguez, A., Dai, L., Xu, Q., & Huang, R. (2019). Coseismic landslides triggered by the 2018 Hokkaido, Japan (Mw 6.6), earthquake: spatial distribution, controlling factors, and possible failure mechanism. *Landslides*, 16(8), 1551–1566.
- Xu, X., Wen, X., Yu, G., Chen, G., Klinger, Y., Hubbard, J., & Shaw, J. (2009). Coseismic reverse-and oblique-slip surface faulting generated by the 2008 Mw 7.9 Wenchuan earthquake, China. *Geology*, 37(6), 515-518.
- Yamagishi, H., & Yamazaki, F. (2018). Landslides by the 2018 Hokkaido Iburi-Tobu Earthquake on September 6. *Landslides*, 15(12), 2521-2524.
- Yang, T. L., Mackey, S., & Cumine, E. (2008). Final report of the commission of inquiry into the rainstorm disasters 1972 (GEO report no. 229). Geotechnical Engineering Office, HKSAR Government.
- Zhang, D., & Wang, G. (2007). Study of the 1920 haiyuan earthquake-induced landslides in loess (China). *Engineering Geology*, 94(1), 76-88.
- Zhuang, J., Peng, J., Xu, C., Li, Z., Densmore, A., Milledge, D., & Cui, Y. (2018). Distribution and characteristics of loess landslides triggered by the 1920 Haiyuan earthquake, northwest of China. *Geomorphology*, 314, 1-12.

2. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

Este capítulo describe la información de los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera (ERML) que han afectado a los Pirineos y otras zonas de Cataluña entre el año 1907 y la actualidad. En el primer apartado se sintetiza la información más relevante de los ERML ocurridos en Cataluña a partir de la información de los ERML identificados y en los siguientes apartados se describen más ampliamente las causas y los efectos del episodio de los Pirineos orientales del año 1982 y el de la Val d’Aran del año 2013.

2.1 Episodios identificados y causas

2.1.1 Introducción

El presente apartado sintetiza la información de los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera (ERML) que han afectado a los Pirineos y otras zonas de Cataluña entre el año 1907 y la actualidad.

Algunos de los ERML están relacionados con episodios meteorológicos que quedan en la memoria popular y están relativamente bien documentados y otros están ligados a episodios menores y de los que se ha perdido prácticamente su rastro. Sin embargo, en todos los casos la información respecto a movimientos de ladera es más bien escasa y fragmentada y a menudo sólo se pueden referenciar los dos o tres acontecimientos mayores.

En general, los episodios anteriores a 1982 están poco documentados y es probable que los que se conocen sean únicamente los más catastróficos; aunque probablemente haya más temporales con Episodios Regionales de Movimientos de Ladera, a día de hoy no hay suficiente información para definirlos de forma fidedigna. Esta reflexión es especialmente importante en los episodios anteriores a 1907. No es hasta el episodio del año 1982 que los inventarios de movimientos de ladera se convierten en más completos, especialmente cuando estos superan la magnitud M2. A partir de esta fecha, la cartografía y el inventariado de movimientos de ladera se hace más habitual, lo que permite identificar y definir episodios de menor magnitud. Los inventarios de movimientos de ladera más completos en Cataluña desde el punto de vista metodológico son los de Montserrat de junio del año 2000, el de la Val d’Aran de junio de 2013, el del Vallès Oriental de noviembre de 2018 y el del temporal Gloria acaecido en enero de 2020 ya que fueron trabajados de forma sistemática de acuerdo con los recursos tecnológicos y económicos de cada momento. Por otro lado, la disponibilidad de series de fotografías aéreas y de imágenes de satélite con la irrupción de las redes sociales, hace que los inventarios actuales sean mucho más detallados.

La irregularidad de los inventarios afecta, posiblemente, a la estimación de la frecuencia en que se producen los episodios de manera que desde principio de 1900 y hasta el año 1982 sólo se han reconocido 5 episodios regionales mientras que desde 1982, incluido, hasta la actualidad se han reconocido 9. El Servei Meteorològic de Catalunya dispone de un inventario bastante completo de episodios de tiempo singular (SMC, 2020). En ellos se describe las principales lluvias del siglo XX. Por ejemplo: el aguacero de Sant Miquel de 28 y 29 de septiembre de 1913; el aguacero de Sant Ramon de 1 de septiembre de 1926; el aguacero de Sant Lluç de 1930 en la comarca Alt Camp; las lluvias de febrero de 1944 (nevada grande); las riadas de 1971 en el Llobregat; las lluvias del 7 de enero de 1977; las lluvias del 7 de noviembre de 1983; el 13 de octubre de 1986 (aguado de Sant Eduard), o la riada del Francolí en otoño de 2019 (Conca de Barberà). Muy probablemente algunos de estos episodios generaron movimientos del terreno, pero no se tiene constancia de ello.

2.1.2 Factores desencadenantes y magnitud

El factor desencadenante de todos los episodios regionales registrados en los Pirineos y en Cataluña han sido los temporales de lluvia. Mayoritariamente se han dado en condiciones de aguacero, con intensidades de lluvia fuerte, por lo que en algunos casos las lluvias se pueden considerar de tipo persistente asociadas a episodios de más de 2 días de duración. Habría que analizar bien los episodios conocidos y los umbrales de precipitación desencadenante de movimientos de ladera establecidos en la literatura para diferenciarlo correctamente, pero no es objeto del presente capítulo. Destaca el caso particular de 2013, en la Val d'Aran, donde aparte de las lluvias se añade la fusión rápida del manto nival.

Se ha investigado también la posibilidad de que algunos de los episodios de movimientos de ladera pudieran haber sido causados por terremotos. En la Tabla 2.1 se muestra la serie de terremotos ocurridos en el Ripollès y en el Berguedà en el siglo XX; también se muestra cuando ocurrieron los movimientos de ladera más cercanos en el tiempo, y en la Figura 2.1 se localizan los epicentros de estos terremotos. Se puede comprobar que no hay una relación causa efecto entre terremotos y los movimientos de ladera.

TABLA 2.1. Lista de terremotos percibidos en la zona de estudio en el siglo XX y fecha de los movimientos de ladera posteriores y más próximos en el tiempo.

Fenómeno	Fecha	Localización	Intensidad / Magnitud
Terremoto	10/7/1923	Ripoll	III / -
Movimiento de ladera	19/7/1923	Ripoll (precipitación de 120 mm)	
Terremoto	9/9/1923	Ripoll	III / -
Terremoto	19/9/1923	Ripoll	III - IV
Movimiento de ladera	30/3/1959	Entre Ripoll y Campdevàrol	
Terremoto	1/11/1959	Ripoll	III - IV
Terremoto	2/11/1962	Ripoll	V / -
Movimiento de ladera	9/5/1964	Llaers (en el SE de Ripoll)	
Terremoto	17/3/1970	Gósol	II / -
Movimiento de ladera	11/10/1970	Llaers (en el SE de Ripoll)	
Terremoto	26/9/1984	-	V / 4
Movimiento de ladera	17/5/1985	Campdevàrol (edificio)	
Terremoto	16/3/1988	Ribes de Freser	IV - V / 3.8
Movimiento de ladera	5/1988	Ogassa y Sant Joan de les Abadesses	
Terremoto	9/7/1990	Queralbs	- / 2.7
Movimiento de ladera	2/12/1991	Comarca del Ripollès	
Terremoto	20/3/1992	la Pobla de Lillet	V / -
Movimiento de ladera	2/6/1996	Ripoll (variante N-152)	

2. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

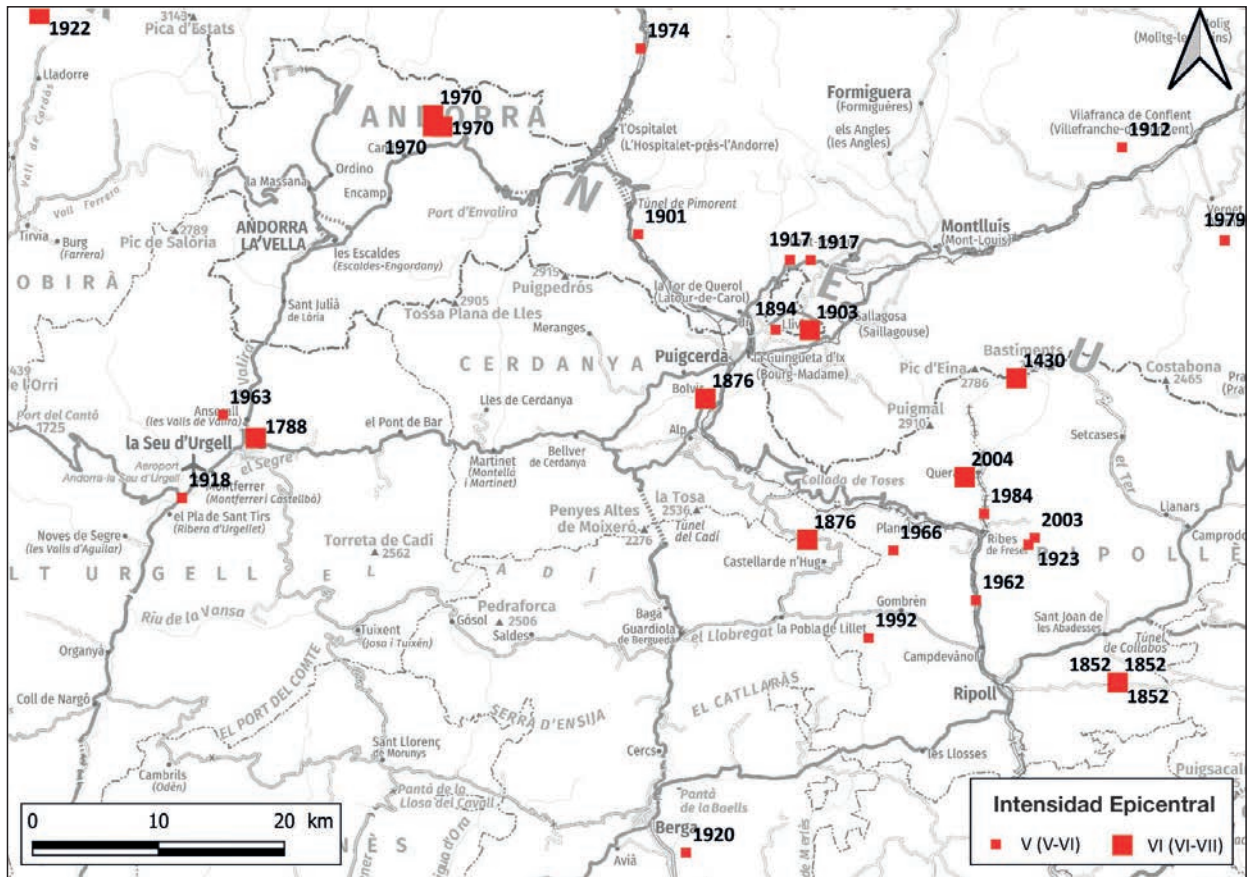


Figura 2.1. Mapa de sismos con intensidad igual o mayor a V ocurridos en los Pirineos orientales desde mediados del siglo XVIII. Elaborado a partir del catálogo de sismicidad histórica del Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya. Modificada de Moya (2002).

La conclusión que se extrae es que, en el área de estudio, durante el siglo XX los terremotos no han sido un mecanismo relevante como desencadenantes de movimientos de ladera. Los únicos terremotos de los que se tiene noticia que originaron movimientos de ladera son los ocurridos en 1427 y 1428, cuya intensidad epicentral alcanzó el grado XI (Fontserè i Iglésias, 1971).

Pese a todo, el sismo del 26 de febrero de 2003, con epicentro en Queralbs de magnitud $M_I=3,8$, y sus réplicas mayores del 2 y 3 de marzo se relacionaron con una secuencia de caída de rocas en el Cremallera de Núria que acabaron motivando la construcción del Túnel del Roc del Dui (3 de marzo: desprendimiento de 5 a 8 m^3 sobre falso túnel del Fenech, 4 de abril: desprendimiento de 70 m^3 de la Dent d'en Rossell, y 15 de junio: desprendimiento 17 m^3 del talud a boca norte del túnel del Fenech). Una situación similar se dió el 21 de septiembre de 2004 con un sismo de magnitud $M_I=4,0$ en el mismo Cremallera de Núria donde los operarios que estaban trabajando una obra de barreras de protección contra caída de rocas observaron un desprendimiento simultáneo al sismo, y en la carretera de Queralbs al día siguiente había varios bloques de roca provenientes de desprendimientos menores.

Los Episodios Regionales generan todo tipo de movimientos de ladera (deslizamientos superficiales, flujos y caída de rocas), en general destacan los eventos del tipo deslizamientos superficiales y flujos de derrubios, no obstante, el dominio de un tipo u otro es función del sustrato geológico y del relieve. La distribución del tipo de movimientos de ladera se relaciona con el factor de susceptibilidad territorial, así en las cadenas costeras suelen dominar los deslizamientos y en los Pirineos dominan sobre todo los flujos o los deslizamientos superficiales. Como es sabido, las caídas de rocas o desprendimientos son los eventos más frecuentes en Cataluña y en determinados casos también se pueden asociar, o bien estar presentes, en episodios regionales como el episodio del año 2001 que afectó a toda la Cataluña central. Respecto a los fenómenos que se producen en los barrancos, en muchos casos cuesta discernir entre avenidas torrenciales, flujos hiperconcentrados, flujos de derrubios y flujos de tierras, esta dificultad también se hizo muy evidente en el aguacero de Montserrat del año 2000.

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

Magnitud de los movimientos de ladera

Los ERML se asocian, en el ámbito territorial de los Pirineos, a episodios de precipitación intensa y llevan asociados acontecimientos de magnitud alta (Figura 2.2). A pesar de ello, hay documentados dos episodios en los cuales los movimientos de ladera individuales alcanzan el grado M5; el deslizamiento de Pont de Bar (Alt Urgell) del año 1982 y los movimientos de ladera de la Avellanosa (Prats de Molló) del año 1940. Los inventarios más acurados de movimientos de ladera a partir del año 1982 hacen que los eventos de menor magnitud ganen peso en el registro, obteniéndose una distribución más fiable de los tamaños de los movimientos de ladera (Figura 2.3).

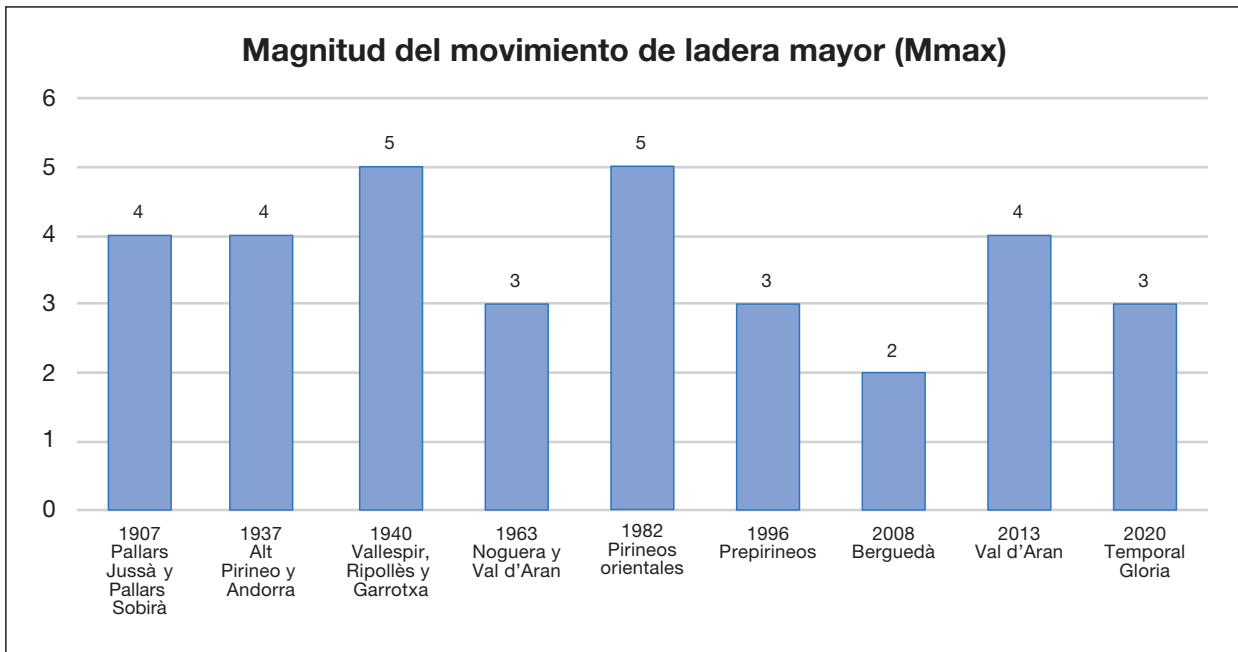


Figura 2.2. Magnitud máxima Mmax asignada a los movimientos de ladera.

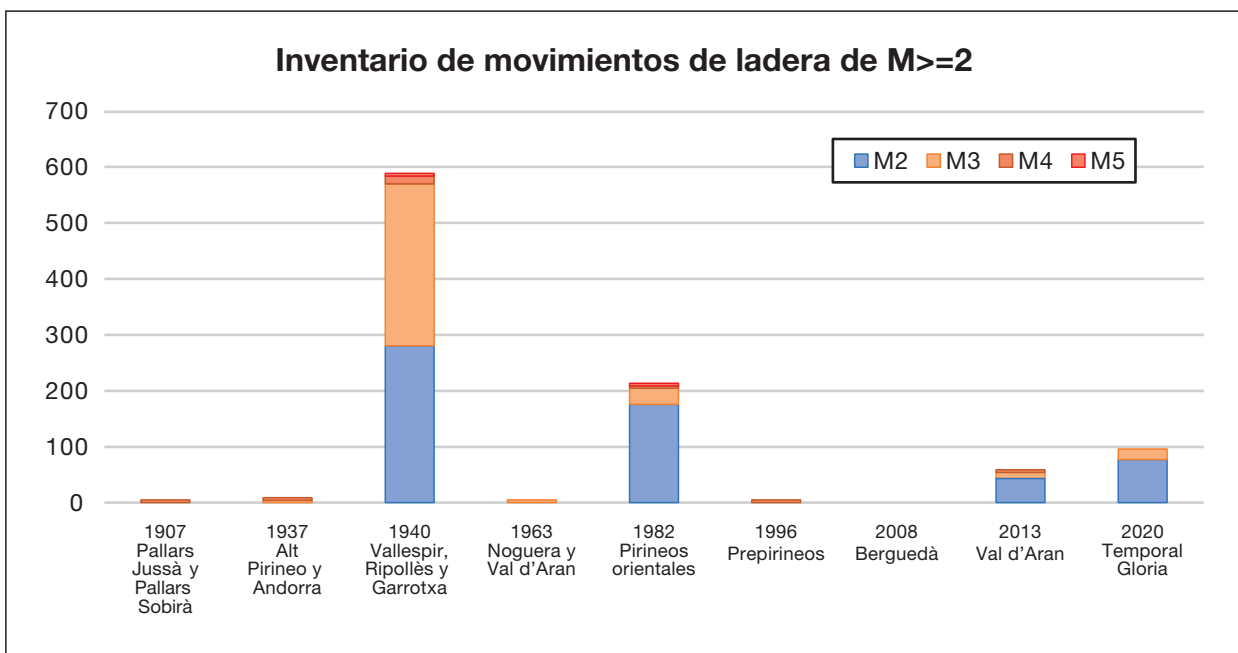


Figura 2.3. Número de movimientos de ladera registrados por episodio de magnitud superior a M2 (incluida).

2. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

Extensión de los episodios

La delimitación geográfica de los episodios múltiples y la asignación de su extensión debe realizarse teniendo en cuenta la distribución de las precipitaciones, la orografía y la recopilación de movimientos de ladera conocidos en cada episodio (Figura 2.4). Hacer el cálculo de la extensión de un ERML solamente con los datos de precipitación podría conducir a errores ya que podría darse el caso de que las precipitaciones afecten a áreas poco susceptibles a deslizarse, por ello el criterio utilizado para determinar la extensión ha sido en base a los movimientos de ladera conocidos. La distribución de los eventos inventariados en los episodios más antiguos es irregular, hecho que se atribuye principalmente a la discontinuidad de los inventarios y en segundo término a la variabilidad de la propensión a deslizarse del terreno. Por ejemplo, la zona de la llanura de Lérida que, por el relieve plano y las características de los materiales, es poco propensa a generar movimientos de ladera. La forma como se ha calculado la extensión del ERML hace que, para determinados episodios, sobre todo los más antiguos, su extensión pueda estar infravalorada, este podría ser claramente el caso del ERML de 1907.

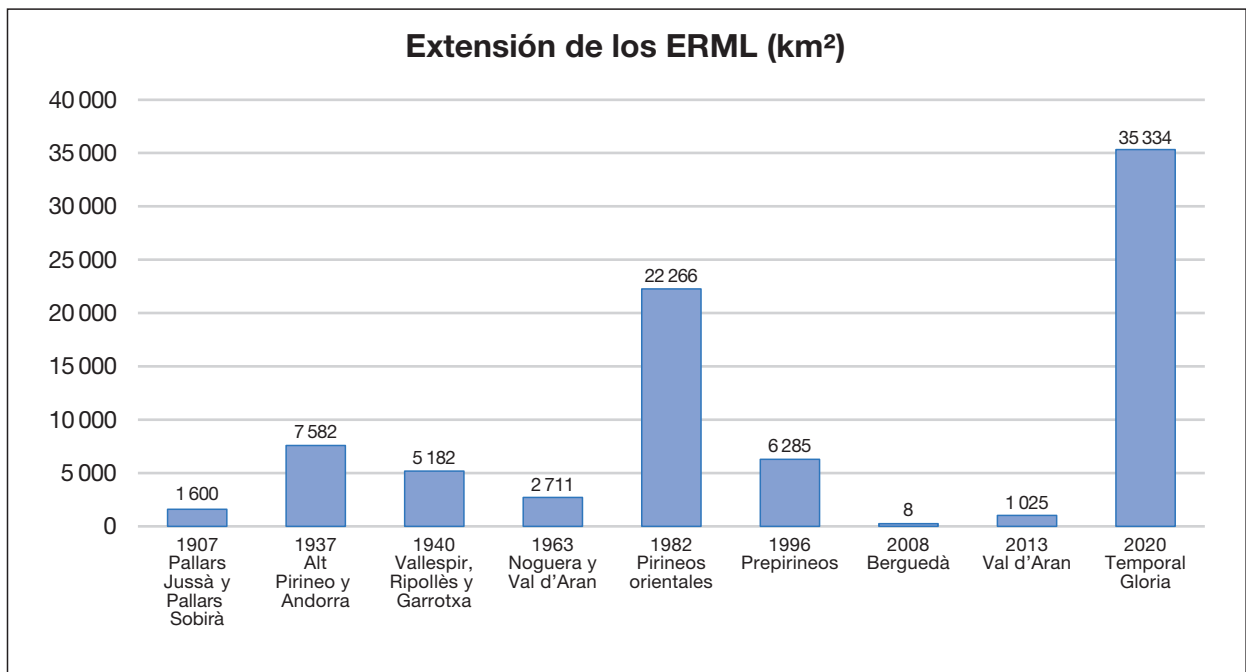


Figura 2.4. Extensión asignada a los ERML identificados en los Pirineos (en km²).

Magnitud de los ERML (mRI)

Teniendo en cuenta que con anterioridad al año 1982 probablemente han trascendido los ERML más importantes, la magnitud mRL para este periodo alcanza el grado de 3 y 4 (Figura 2.5). En cambio, a partir de este año en adelante, las magnitudes no superan el valor de mRL 3.

Tan solo se ha descrito un episodio regional múltiple de magnitud mRL 1: el episodio de 2008. Probablemente no corresponda a una rareza, sino al hecho de que estos episodios de baja intensidad son poco relevantes y por eso no tienen mucho o ninguna trascendencia y sólo se registran en condiciones especiales. En el caso del episodio de 2008, tuvo importancia porque el evento mayor, de magnitud M2, afectó a la boca norte del túnel de Berga bloqueando la C-16. Por otra parte, en Cataluña no se ha registrado ningún ERML de magnitud mRL 5, como sí se han descrito en el resto del mundo, escenario que correspondería a un episodio que afectara a todo el país en extensión, y en el que el evento mayor fuera de magnitud máxima (M5).

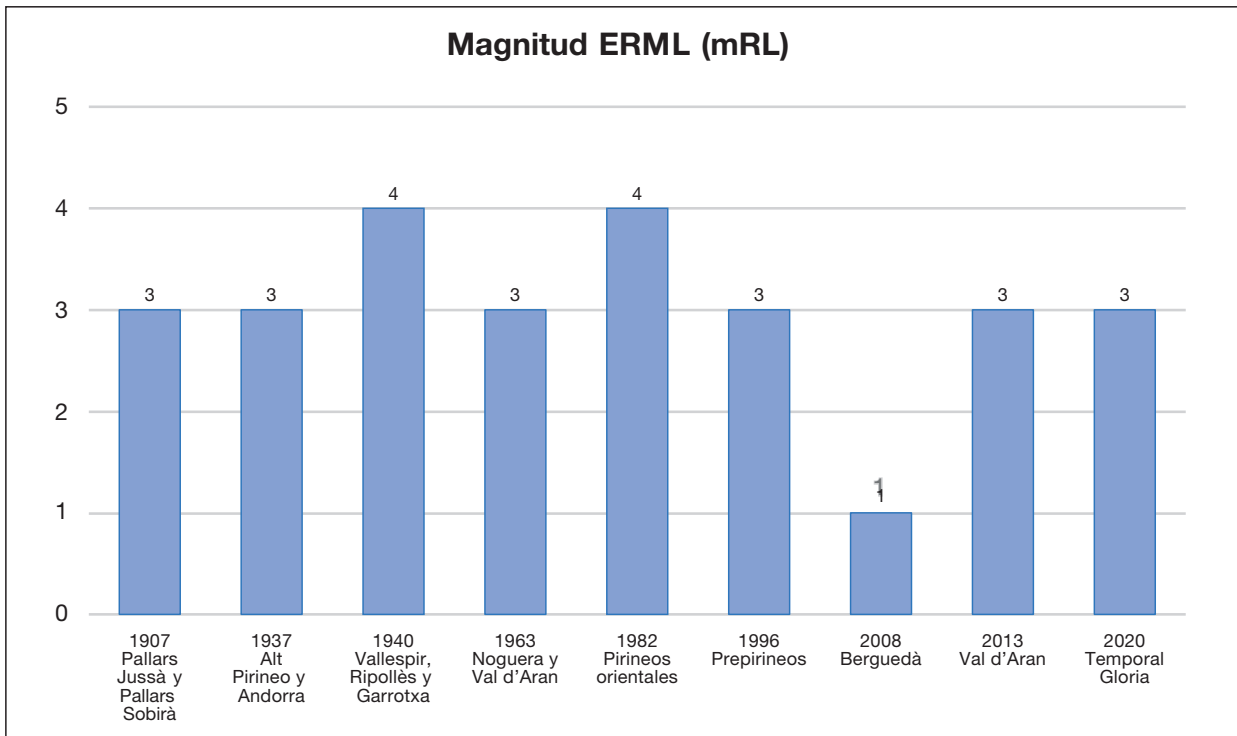


Figura 2.5. Magnitud de los ERML en Cataluña.

2.1.3 Frecuencia de los episodios de movimientos de ladera en los Prepirineos catalanes

Uno de los aspectos más relevantes en el estudio y la previsión de los movimientos de ladera es el de su predicción temporal. Este implica el conocimiento de su ocurrencia en el pasado. Cabe decir que los estudios sobre la ocurrencia temporal de los movimientos de ladera son más bien escasos, ya que se trata de fenómenos que afectan puntualmente al territorio y a menudo a lugares remotos, a diferencia de lo que pasa con los terremotos o las inundaciones, por lo que es difícil obtener información sobre cuándo han ocurrido.

A partir de información histórica, contenida principalmente en archivos municipales y prensa local, se ha podido reconstruir las series cronológicas de movimientos de ladera superficiales en dos zonas de los Pirineos catalanes, las cuencas altas de los ríos Ter y Llobregat (Moya, 2002; Figura 2.6). A continuación, se comentan las ventajas y limitaciones de estos registros y los resultados obtenidos.

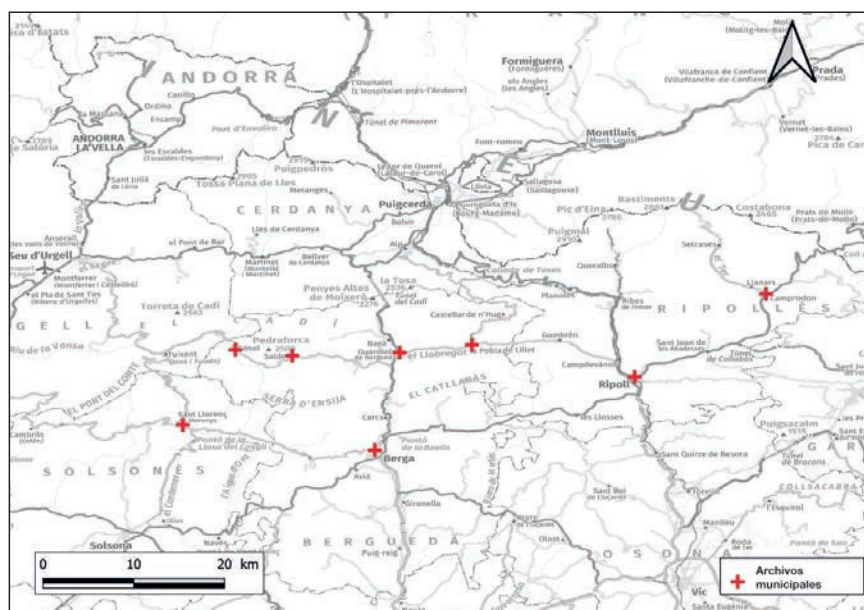


Figura 2.6. Situación de los archivos consultados para la búsqueda de documentos con referencias a movimientos de ladera. Modificada de Moya (2002).

2. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

Series temporales de movimientos de ladera históricos

La información histórica sobre movimientos de ladera, aunque es generalmente escasa, tiene la ventaja de su gran precisión temporal, lo que permite relacionar este fenómeno con sus posibles causas de una forma fiable. El principal inconveniente del registro histórico es su gran sesgo hacia los eventos que causan daños. En los Pirineos orientales, el sesgo es prácticamente absoluto. En los documentos consultados sólo excepcionalmente se hace mención de eventos sin consecuencias socioeconómicas.

Un claro ejemplo de lo expuesto anteriormente es el caso del episodio de noviembre de 1982. De este episodio se dispone de un inventario completo de 1 800 movimientos de ladera hecho mediante un reconocimiento sobre el terreno poco después del temporal de lluvias (Clotet y Gallart, 1984). La mayoría de los eventos inventariados fueron roturas en muros de campos y sólo la mitad se produjeron en vertientes naturales. De todos ellos, sólo un 5% quedaron registrados en los archivos. Muchos de los movimientos de ladera fueron probablemente atribuidos a los efectos de la gran inundación que ocasionó el temporal de lluvia.

Los movimientos de ladera que afectan vías de comunicación constituyen la gran mayoría de los registros (un 67%) (Figura 2.7). Dejando a un lado las roturas ocurridas durante obras o poco después de finalizadas, en muchas ocasiones no es posible distinguir en los documentos si la inestabilidad ha ocurrido como un fenómeno natural o si ha estado directamente condicionada por la construcción de la vía.

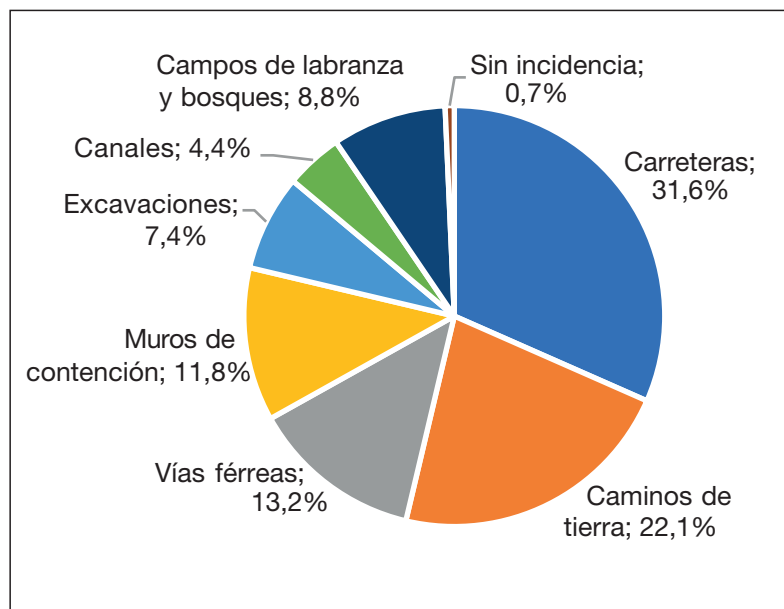


Figura 2.7. Daños ocasionados por los deslizamientos en los Prepirineos orientales catalanes. Número total de movimientos (incluidas roturas en obras): 190. Extraída de Moya (2002).

Cronología y frecuencia de los movimientos de ladera

Un análisis preliminar mostró que algunos de los movimientos de ladera no coinciden con lluvias recientes, o lo hacían con lluvias de poca intensidad. Se consideró razonable eliminar estos casos de las series obtenidas inicialmente, además de las correspondientes a muros de contención, a canales y a las conocidas en desmontes. Con ello se pretendía disminuir la incertidumbre sobre el origen de los movimientos de ladera y, de esta manera, obtener una idea más ajustada de su frecuencia en vertientes naturales. Tras este filtrado de las series se interpreta que buena parte de los movimientos correspondieron a flujos de derrubios y deslizamientos.

La Figura 2.8 muestra las series cronológicas de movimientos de ladera obtenidas en las dos zonas, una vez filtradas. La serie más completa es la de la cuenca alta del Ter. Entre los años 1881 y 2001 se registraron 20 episodios de inestabilidad, en los que se registraron al menos un movimiento de ladera. Destacan algunos episodios con al menos 4 eventos: el de octubre de 1907, el de junio de 1915, el de diciembre de 1932, el de octubre de 1940 (el más grande con diferencia), el de noviembre de 1982 y el

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

de diciembre de 1991. Teniendo en cuenta que, en la práctica, el inventario sólo incluye movimientos de ladera con daños, es probable que el número real de movimientos de ladera ocurridos en estos episodios (incluyendo también los acaecidos en vertientes naturales) sea significativamente mayor; por lo que se podría considerar estos episodios propiamente como regionales (ERML).

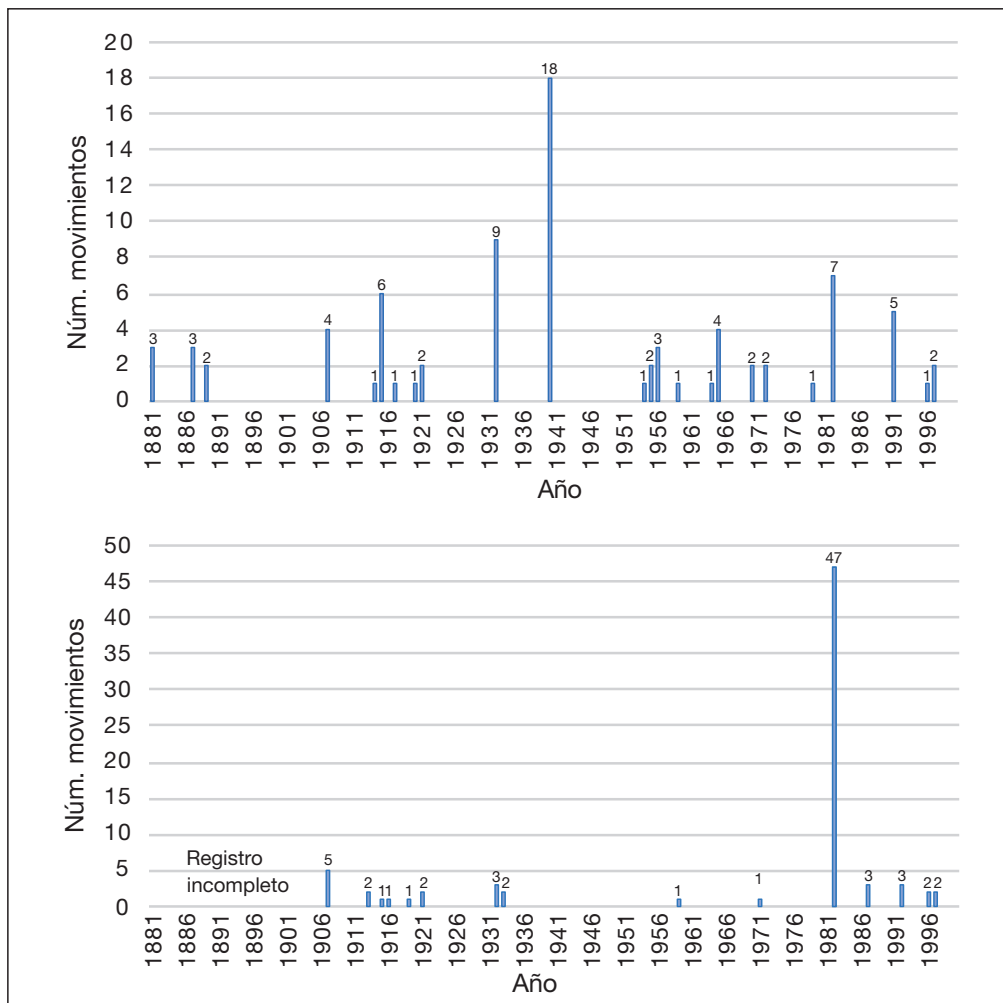


Figura 2.8. Cronología de los movimientos de ladera registrados históricamente en la cuenca alta del Ter y en la cuenca alta del Llobregat, Pirineos orientales catalanes. Sólo se muestran los movimientos relacionados cualitativamente con la precipitación. Tampoco se han incluido las roturas en muros de contención, canales y las conocidas en desmontes. Extraída de Moya (2002).

En la cuenca alta del Llobregat, la información disponible es más limitada. Hay registro de tan solo 8 episodios de inestabilidad, de entre los que destacan los de octubre de 1907 y el de noviembre de 1982.

2.1.4 Daños y pérdidas económicas

El cálculo o la estimación de daños y pérdidas económicas por temporales es bastante complejo, sobre todo en lo que se refiere a los episodios más antiguos. Las pérdidas económicas provocadas por los temporales de lluvia a menudo se mezclan con las pérdidas debidas a las inundaciones y fenómenos asociados, en pocos casos se encuentra información específica de pérdidas ocasionadas por los movimientos de ladera. En cuanto al número de víctimas posiblemente sólo deba considerarse de forma aproximada o como orden de magnitud, especialmente para los episodios más antiguos. En este caso también es difícil diferenciar entre las víctimas de las lluvias y de los movimientos de ladera. El episodio regional en el que se registran víctimas mortales debidas específicamente a los movimientos de ladera es el de 1982, con 5 víctimas, 3 por un flujo de derrubios en Capdella y 2 por un desprendimiento en Montserrat. De esta investigación se desprende la necesidad de recoger mejor los gastos producidos por los fenómenos de movimientos de ladera, sobre todo si se quiere concienciar a la población del perjuicio que causan.

2.2 Descripción de los principales Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

El presente apartado describe y establece la magnitud (mRL) de los 9 ERML que han afectado a los Pirineos y otras zonas de Cataluña entre el año 1907 y la actualidad. La clasificación se establece, tal y como se explica en el capítulo 1 de esta monografía, en función de su extensión (Ext) y la magnitud del evento mayor (Mmax).

2.2.1 Pallars Jussà y Pallars Sobirà (1907), mRL=3

Este episodio va asociado al temporal de lluvias que se produjo entre los días 12 y 23 de octubre de 1907, que está considerado uno de los temporales de lluvia más importantes que han afectado a Cataluña en los últimos siglos, especialmente por los efectos que tuvo en las cuencas de los ríos Ter, Cardener y Segre. Hay bastante información referente a las inundaciones que causó y que afectaron a prácticamente en toda

Cataluña, con fuerte incidencia en la Alta Pallaresa. Balasch *et al.* (2008) dan el valor de 152 mm de precipitación recogidos entre el 1 y el 19 de octubre de 1907 en Puigcerdà como único registro de hallazgo de este episodio (Figura 2.9).



Figura 2.9. Mapa de Cataluña con los tramos de los diversos ríos desbordados por las lluvias de octubre de 1907. Los distintos tramos afectados se han destacado de color lila para una mejor localización. Vemos que afecta al Cardener, Baix Llobregat, altos Muga y Fluvià, Segre, Noguera Pallaresa y Ebro. Extraída del Ministerio de Fomento (1908), número 1686 de la Revista de Obras Públicas, Publicación técnica del Cuerpo de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos.

A nivel de daños, se produjo la destrucción de edificios, puentes e infraestructuras, y hubo numerosos cortes en carreteras. Se ha encontrado la estimación de los costes generados por daños del episodio (1,1 millones pesetas de la época) pero no los costes específicos causados por los movimientos de ladera; también se desconoce la existencia de víctimas. Los eventos mayores, de tipo deslizamiento, se produjeron en Borén y en el Barranc de Boés. Ambos eventos son de grandes dimensiones y obturaron la Noguera Pallaresa, y se les ha asignado una magnitud de M4 (Figura 2.10).

A pesar de ser un episodio en el que se produjeron eventos de magnitud considerable, y que causó daños importantes, hay muy poca información de su alcance. Atendiendo a los eventos documentados, el episodio de movimientos de ladera afectó únicamente a las comarcas Pallars Sobirà y Pallars Jussà. Muy probablemente, de acuerdo a la distribución y al alcance de las lluvias, su extensión debía ser mayor, por lo tanto, se concluye que no se dispone de suficientes datos para estimar su extensión real. Aunque probablemente la extensión del episodio fue mayor, se estima una extensión (Ext) de 3.

En base a esta extensión y considerando que el evento mayor es de magnitud Mmax 4 hace que se le asigne una magnitud mRL 3 al episodio.

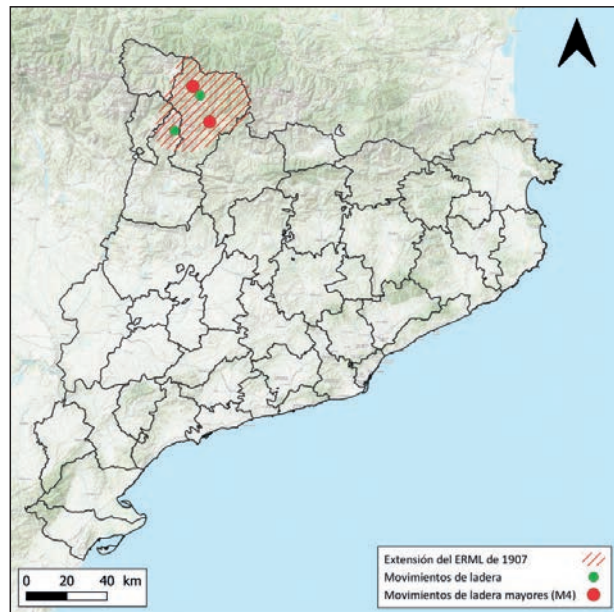


Figura 2.10. ERML correspondiente al episodio de octubre de 1907.

2.2.2 Alto Pirineo y Andorra (1937), mRL=3

Durante los días 26 y 28 de octubre de 1937 tuvo lugar un temporal de lluvias que registró un máximo de 430 mm en el Estany Gento y que afectó a los Pirineos occidentales, el valle del Éssera y a Andorra (Balasch *et al.*, 2008) (Figura 2.11). De este episodio se destaca un informe detallado y exhaustivo de las condiciones meteorológicas publicado por el SMC en 1938. La base de datos Lliscat (ICGC) tiene registro de un movimiento de ladera en la Torre d'Amargós (Sant Esteve de la Sarga) de manera que permite extender el episodio hacia el sector meridional prepirenaico correspondiente al Pallars Jussà. Es bastante probable, como ocurre con el episodio de 1907, que la extensión de este episodio quede subestimada.

En Cataluña los fenómenos registrados son deslizamientos y flujos. El evento mayor documentado fue el flujo que se produjo en Isil (Pallars Sobirà), en el que un probable flujo de derrubios descendió por el barranco de Airoto y destruyó un buen número de casas al llegar al pueblo. Pese a todo, no produjo víctimas, o al menos no se reportaron. A nivel de daños, se produjo destrucción de edificios, puentes e infraestructuras,

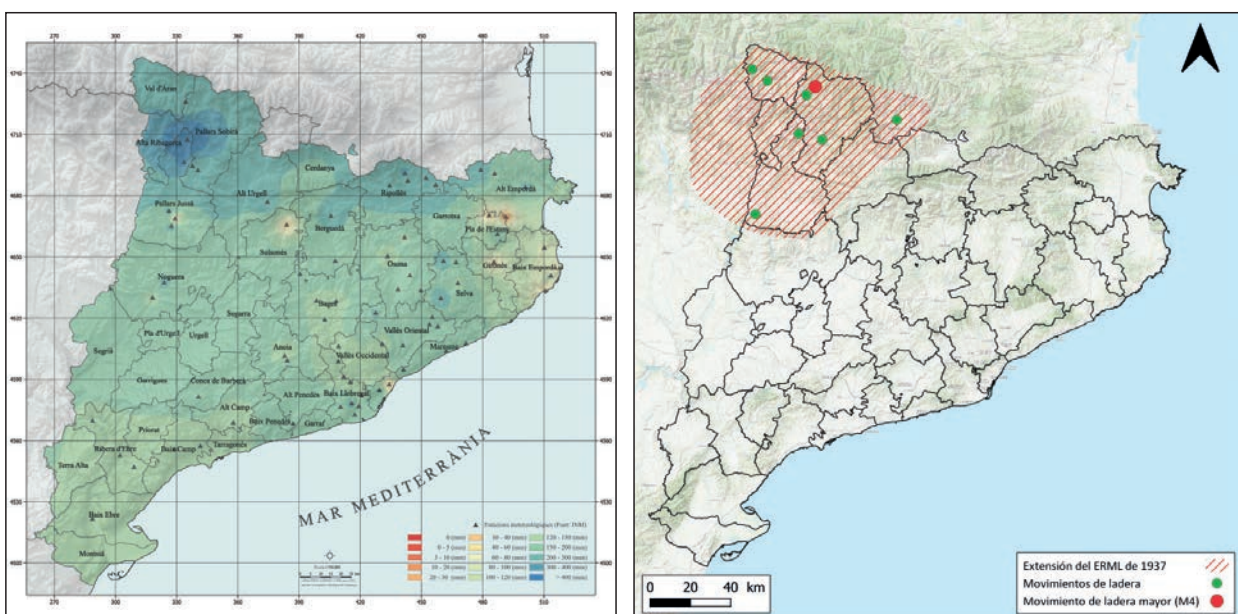
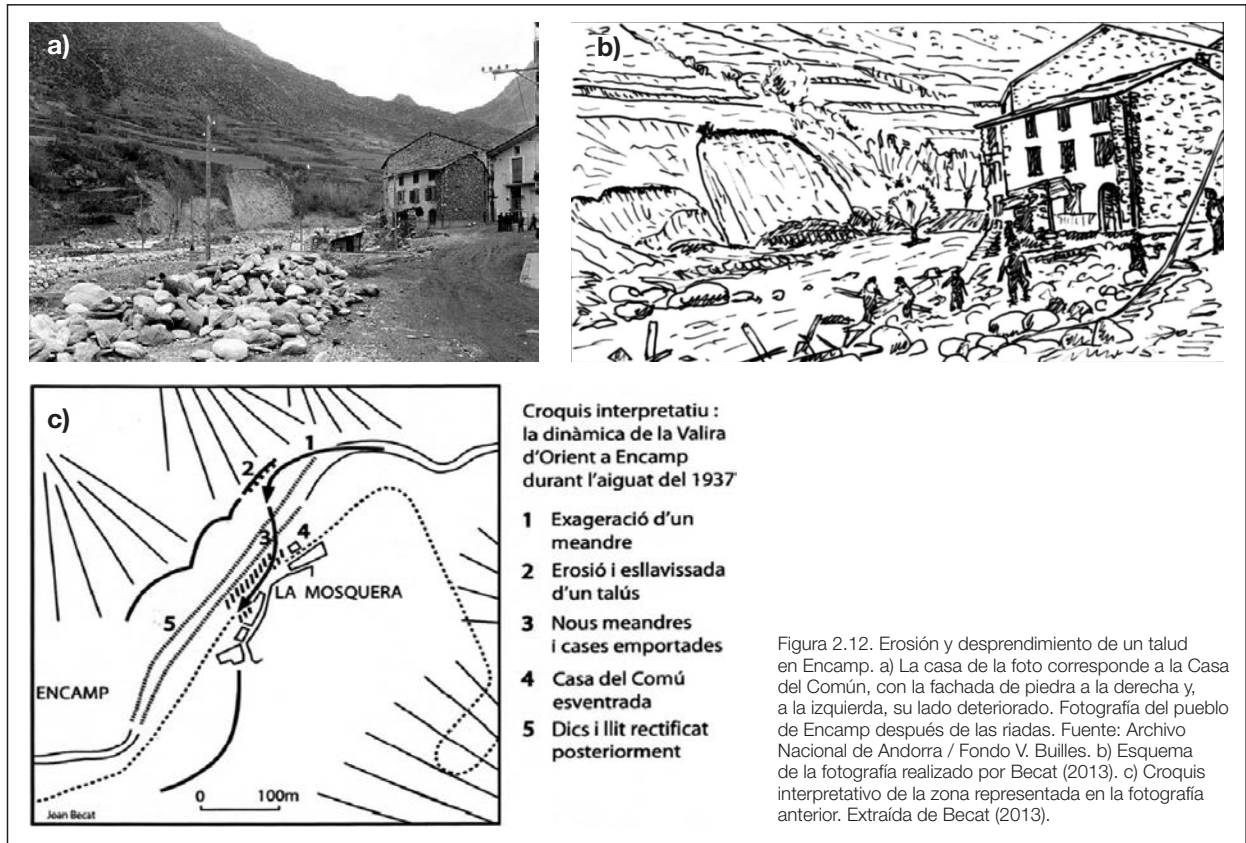


Figura 2.11. ERML de octubre de 1937. a) Precipitación mensual acumulada en el mes de octubre. Fuente: IGN, b) Extensión del ERML.

2. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos



y hubo cortes en carreteras. Se ha encontrado la estimación de los costes de los daños del episodio (4,2 millones de pesetas de la época) pero no los costes específicos causados por los movimientos de ladera.

Andorra también fue afectada por las inundaciones del 26, 27 y 28 de octubre de 1937, pero en menor grado que el Pallars. No se produjeron víctimas y solo se informó que algunas casas fueron arrasadas en Encamp y Escaldes. En el resto del valle y parroquias no se menciona ningún daño importante, salvo los daños habituales a la vegetación y las pérdidas agrícolas consecuencia de las inundaciones (Becat, 2013). Los caudales medios durante este episodio fueron de 90 m³/s en Ransol y 150 m³/s en Escaldes, con caudales punta de 1 205 y 1 013 m³/s (Llobet, 1947). Hay que tener como referencia, que el río Valira en la presa de Ransol tenía en aquella época un caudal medio anual de 2,8 m³/s y un caudal de estiaje de 0,8 m³/s (Becat, 2013).

En Encamp es donde el impacto fue mayor. El río Valira de Oriente, en su paso por la población de Encamp, socavó y erosionó la base de un meandro cóncavo, provocando el colapso de un terraplén (Figura 2.12). El río estableció un nuevo tren de meandros, más exagerados que los anteriores y arrasó toda una serie de casas construidas al borde de su lecho. La Casa Comunal fue medio destruida, junto con el Archivo Comunal, entre otros. Desde el aguacero de 1937 el Común arrastró un gran déficit público, sobre todo por la construcción de infraestructuras como la nueva Casa Comunal (Ayala, 2010).

En cuanto a movimientos de ladera relacionados con las lluvias de 1937 en territorio andorrano, existen numerosas cicatrices de desprendimientos y flujos de derrubios identificables sobre las fotografías aéreas del año 1948. Muchas de estas cicatrices y eventos están recogidos en los informes sobre los estudios de zonificación del terreno según la peligrosidad de los flujos de derrubios encargados por el Ministeri d'Ordenament Territorial del Govern d'Andorra y realizados por Euroconsult. Las cicatrices de los flujos presentan volúmenes entre 750 y 2 000 m³, pero también se observan otros pequeños flujos de derrubios de entre 100 y 200 m³. Estas se encuentran tanto en la ladera como en el fondo de las canales, donde en la mayoría de los casos se canalizó el flujo de derrubios. Algunos de ellos llegaron al cono de deyección (por ejemplo, en la cuenca del Torrent Tort, en Encamp).

En base a la extensión del episodio (EXT = 3) y que el evento mayor es de magnitud Mmax 4 se le asigna una magnitud de mRL 3 al episodio.

2.2.3 Vallespir, Ripollès y Garrotxa (1940), mRL=4

Este episodio tuvo lugar entre el 16 y el 18 de octubre de 1940. Afectó al sector más oriental de los Pirineos, concretamente las comarcas del Vallespir, Ripollès, Garrotxa y Osona. La coincidencia del episodio con el final de la Guerra Civil y el inicio de la 2ª Guerra Mundial probablemente contribuye a que haya poca información. El detonante fue un aguacero muy extenso, la precipitación oficial máxima registrada fue de 840 mm. Sin embargo, en Sant Llorenç de Cerdans se registraron 1 850 mm por los 3 días (1 000 mm para el día 17) y en Camprodon 866 mm. Estas son las precipitaciones acumuladas más grandes registradas en un ERML en Cataluña. Los efectos de la inundación en la vertiente francesa se describieron poco después de los hechos (Pardé, 1941). Una buena descripción del episodio de lluvia se puede encontrar en la monografía editada como resultado del congreso sobre las inundaciones de octubre de 1940 que tuvo lugar en Vernet (Francia) titulada “El Aguacero del 40: inundaciones catastróficas y políticas de prevención en el Mediterráneo noroccidental” (Becat, 1990). Más recientemente se ha descrito y analizado de nuevo este episodio en la vertiente francesa (Soutadé, 1993; Boudou, 2015).

En Cataluña se reportaron 320 personas ahogadas, y el coste del episodio fue de 100 millones de pesetas de la época, pero no hay gastos específicos causados por los movimientos de ladera.

De este episodio hay bastante documentación, sobre todo de la Cataluña norte (Balasch *et al.*, 2008). Sin embargo, del sur de Cataluña la información directa con relación a los movimientos de ladera es escasa. La información más detallada se encuentra en la tesis doctoral de Portilla Gamboa (2014) que incluye un importante inventario del sector de Molló-Querolbs y que recoge 620 eventos de diferentes magnitudes. Este inventario se realizó principalmente en base a la fotointerpretación del vuelo americano del año 1956, con todas las dificultades y limitaciones que conlleva.

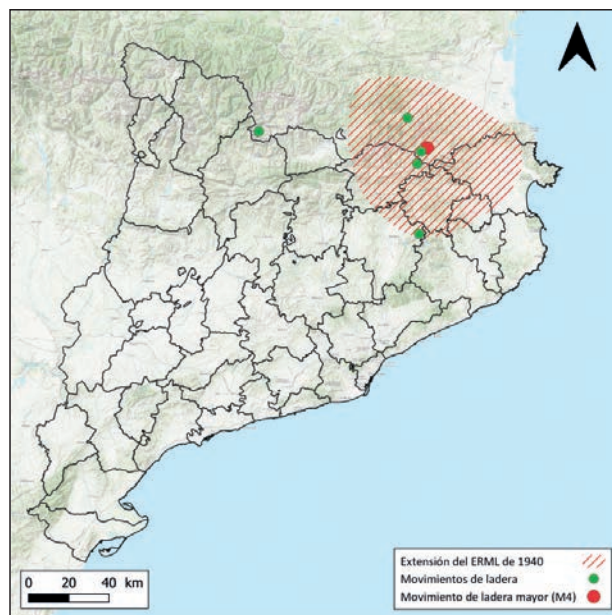


Figura 2.13. ERML correspondiente al episodio de octubre de 1940.

Probablemente la extensión del episodio fue mucho mayor de la establecida, ya que el acumulado de precipitación fue muy importante en la mitad norte del país y también en el extremo sur, pero solo se dispone de datos del epicentro del episodio en la Cataluña norte (Figura 2.13).

El día 18 de octubre de 1940 se produjeron dos grandes movimientos de ladera aguas abajo de Prats de Molló. La primera afectó a un sector de un centenar de metros de ancho y se llamó de la Pollangarda. La segunda, una de las más significativas de los Pirineos, se conoce como el deslizamiento de Avellanosa (Figura 2.14). Esta se produjo en el momento del pico del temporal (que en este sector fue de 1 800 mm en tres días, incluyendo los 1 000 mm del día de inicio del deslizamiento). El movimiento de ladera afectó un frente de montaña de 500 metros de ancho, que deslizó por las laderas del Puig Cabrers con un movimiento de rotación-traslación, hacia el Solà de l'Avellanosa (Becat, 2013). Aunque el deslizamiento ocurrió en plena crecida, el material aportado fue capaz de provocar la obturación del río y de generar una presa de más de 60 m de altura que fue desmantelada por la erosión de las aguas en cuestión de unas cinco horas. La rotura se produjo 500 m por encima del cauce actual, movilizándose entre 6 y 7 millones de metros cúbicos de terreno que se precipitaron sobre el cauce del río Tec (Corominas, 1985).

El episodio llevó asociados otros fenómenos peligrosos, por ejemplo, en Torelló se produjo una importante avenida repentina por la obturación del río Ges en el estrecho del agujero Micó, que causó unas 30 víctimas mortales. A nivel de daños, provocó destrucción de edificios puentes e infraestructuras (cortes en carreteras).

2. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos



Figura 2.14. Deslizamiento de la Avellanosa en Prats de Molló. Fotografía de ETI, 1941, archivos Terra Nostra, extraída de Becat (2013).

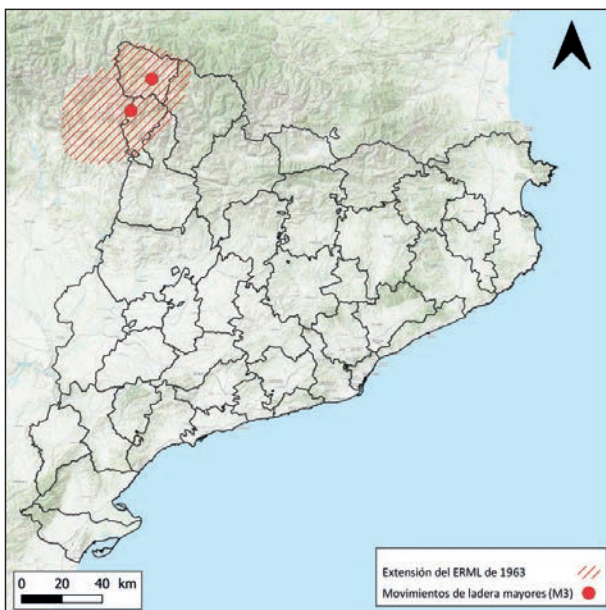
El inventario hecho a partir del reconocimiento de las fotografías aéreas de 1956-57 en el área de Molló-Queralt ha permitido identificar 620 movimientos de ladera del episodio, 326 de los cuales son deslizamientos superficiales y 294 flujos de derrubios (Portilla, 2014).

El evento mayor documentado es el deslizamiento de la Avellanosa (Figura 2.14) con una magnitud M_{max} de 5, que considerando la extensión del episodio ($Ext=3$) hace que se le asigne una magnitud mRL de 4.

2.2.4 Noguera y Val d'Aran (1963), $Ext=3$, $M_{max}=3$, $mRL=3$

Se dispone de poca información para este episodio de movimientos de ladera, provocado por un fuerte aguacero que se produjo entre el 3 y el 4 de agosto de 1963. El temporal afectó a las comarcas más noroccidentales de Cataluña (Val d'Aran y Alta Ribagorça) y a la Ribagorça aragonesa y el valle del Éssera y Isàbena. La cartografía de su extensión se ha basado en los movimientos de ladera registrados en el Lliscat y en las hemerotecas y en las descripciones de las noticias de la época (Figura 2.15). Se reportaron daños en edificios, vías de comunicación y otras infraestructuras, pero no se dispone de información del coste de los daños provocados por el episodio.

El inventario hecho a partir del reconocimiento comparativo de las fotografías aéreas de 1956-1957 y de 1975 en el área de Barruera-Vielha ha permitido identificar 105 movimientos de ladera del episodio, 31 de las cuales son deslizamientos superficiales y 74 flujos torrenciales (Portilla, 2014).



Hay dos eventos mayores bien documentados: un flujo en Arties, y un segundo flujo en Senet, ambos con una magnitud estimada de $M3$ (Figura 2.15). El evento mayor documentado tiene una magnitud M_{max} de 3, que considerando la extensión del episodio ($Ext=3$) hace que se le asigne una magnitud mRL de 3.

Figura 2.15. ERML correspondiente al episodio de agosto de 1963.

2.2.5 Pirineos orientales (1982), mRL=4

El episodio de noviembre de 1982 marcó el inicio de una nueva etapa de conocimiento de los episodios regionales, ya que fue el primero en que se realizaron inventarios sistemáticos de fenómenos ocurridos a consecuencia del episodio (Figura 2.16). Se dedica un capítulo de la monografía a la descripción de este episodio.

La causa fue la acumulación de lluvias durante el periodo de 3 días que van del 6 al 8 de noviembre de 1982. Afectó especialmente a los Pirineos, desde el Canigó hasta la Maladeta, sobre todo en las comarcas Alt Urgell, Cerdanya y Pallars Sobirà, y en el Principado de Andorra, donde desbordaron los ríos Segre, la Valira y la Noguera Pallaresa y que provocó graves inundaciones en todas las poblaciones situadas a lo largo de sus cursos fluviales. Los máximos de precipitación se registraron en las comarcas de Cerdanya, Conflent y Ripollès (máximos de 676 mm acumulados en 3 días y hasta 408 mm acumulados en 1 día – en el Observatorio de la Molina se registraron 600 mm en menos de 24 horas). La reconstrucción del episodio de precipitación coincide muy bien con la distribución de los deslizamientos (Llasat, 1987).

El episodio de lluvias se saldó con un total de 26 personas muertas y con pérdidas materiales que superaron los 45 000 millones de pesetas de la época sin diferenciar el coste de los daños causados por los movimientos de ladera y las inundaciones. Se atribuyeron 5 personas muertas y una herida por los movimientos de ladera: 3 muertos y un herido grave por un flujo que afectó a Cabdella, y 2 muertes por un desprendimiento en Montserrat.

El evento mayor documentado tiene una magnitud M_{max} de 5, que considerando la extensión del episodio ($Ext=3$) hace que se le asigne una magnitud mRL de 4.

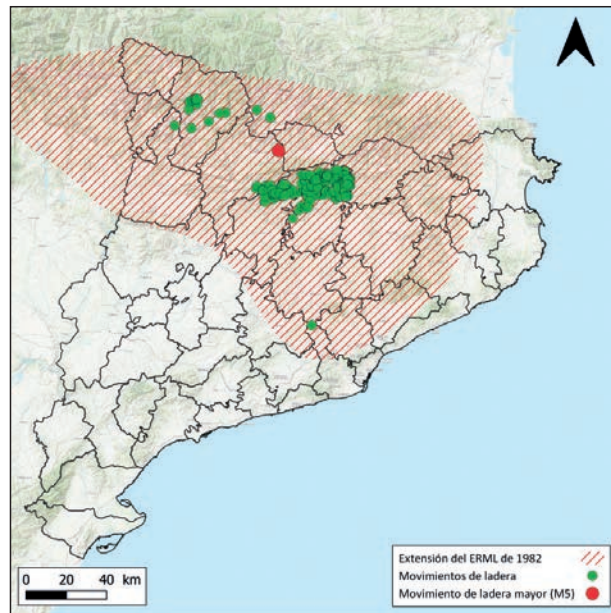


Figura 2.16. ERML correspondiente al episodio de noviembre de 1982.

2.2.6 Prepirineos (1996), mRL=3

Este episodio de movimientos de ladera se produjo entre los días 23 y 30 de enero de 1996. El factor desencadenante fue una serie de lluvias persistentes, cuando ya se venía de un invierno muy lluvioso. Al no ser causado directamente por un fuerte aguacero, hay poca información del episodio de lluvias, pero si hay cierto registro de movimientos de ladera (Figura 2.17).

Afectó sobre todo a los Prepirineos occidentales, concretamente a las comarcas Pallars Sobirà, Pallars Jussà y Berguedà. En este episodio se ha incluido también la Noguera, ya que en Balaguer tuvo lugar un desprendimiento que afectó a unas casas. Quizás se trata de un fenómeno puntual aislado, y que hace aumentar el área estimada del ERML, pero no se dispone de más información. Se sabe también que hubo movimientos en Guardia de Noguera, pero no se ha encontrado información concreta. La magnitud máxima de los movimientos de ladera registrados se ha clasificado como M3 (Figura 2.17).

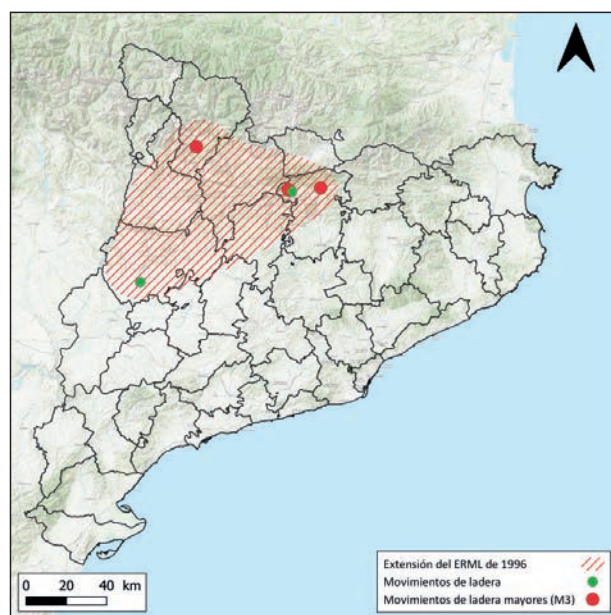


Figura 2.17. ERML correspondiente al episodio de enero de 1996.

2. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

Prácticamente todos los movimientos de ladera documentados causaron daños. En Balaguer (Noguera) el desprendimiento causó desperfectos en un inmueble; en Bressú (Pallars Sobirà) se produjeron grietas en dos casas; en Guardiola de Berguedà afectó a tres casas, y hubo dos carreteras cortadas en Berguedà. No se ha encontrado información de las pérdidas económicas de este episodio y no hay reportadas víctimas mortales.

El evento mayor documentado tiene una magnitud M_{max} de 3, que considerando la extensión del episodio ($Ext=3$) hace que se le asigne una magnitud mRL de 3.

2.2.7 Berguedà (2008), $mRL=1$

Este es el episodio más local de todos los episodios inventariados en esta memoria (Figura 2.18). Afectó a un área de 8 km², entre la población de Berga y el embalse de la Baells principalmente, que se ha podido delimitar a partir de la cartografía realizada por la tesis doctoral de Portilla Gamboa (2014).

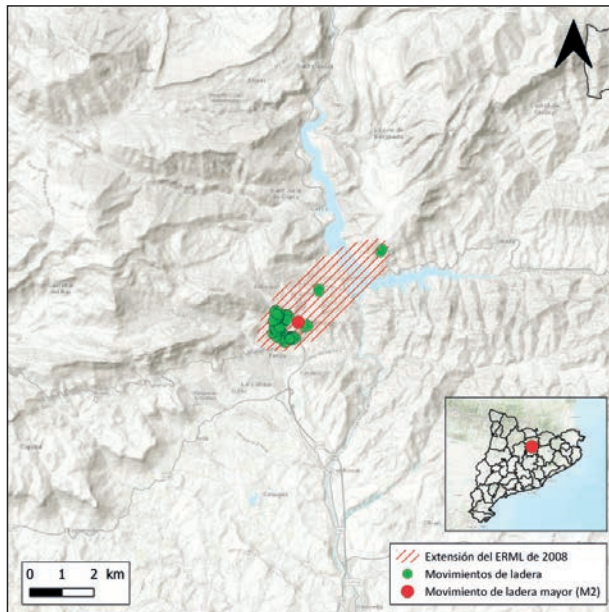


Figura 2.18. ERML correspondiente al episodio de junio de 2008.

El desencadenante estuvo asociado a un periodo de lluvias continuadas que se iniciaron el 31 de mayo y se prolongó hasta el 6 de junio, tras una primavera lluviosa. El pico de la precipitación es de 73 mm el día 4 de junio en Berga, día en que tuvo lugar el evento del túnel de Núria de la C-16 y la mayoría de movimientos de ladera documentados (Portilla, 2014). Hay registrados 207 acontecimientos, fundamentalmente flujos de tierras y deslizamientos superficiales de pequeñas dimensiones, todos de magnitud M1, excepto el del túnel de magnitud M2, que supuso el cierre de la C16 durante varios días. La revisión de la ortofoto de 2008 permite identificar eventos que no han sido registrados en la cartografía original de 2014.

Los daños que se registraron fueron principalmente en la C16 y en el túnel de Berga, así como en la estructura del túnel a causa del agua. También se produjeron daños en los bancales de las laderas adyacentes.

El evento mayor documentado tiene una magnitud M_{max} de 2, que considerando la extensión del episodio ($Ext=1$) hace que se le asigne una magnitud mRL de 1.

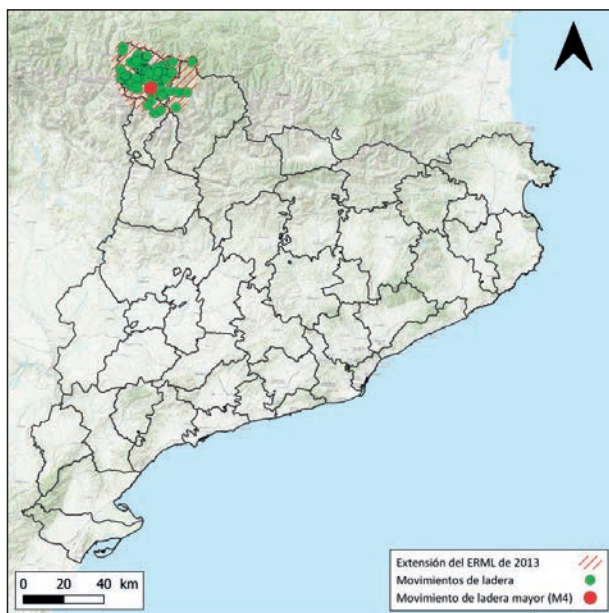


Figura 2.19. ERML correspondiente al episodio de junio de 2013.

2.2.8 Val d'Aran (2013), $mRL=3$

Este episodio tuvo lugar el 18 de junio de 2013 debido a un temporal de lluvias que coincidió con una importante fusión de un significativo manto nival debido a la propia lluvia y a las temperaturas pre-estivales. El episodio afectó principalmente la Val d'Aran, pero también se produjeron movimientos de ladera en las zonas limítrofes del Pallars Sobirà y de la Alta Ribagorça (Figura 2.19).

Del episodio de 2013 se dispone de mucha información gracias al inventario efectuado por el ICGC con posterioridad al mismo (ICGC, 2020a).

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

Durante el episodio se produjeron diferentes tipos de fenómenos, pero sobre todo deslizamientos superficiales y flujos. El evento mayor documentado es el flujo que tuvo lugar en el barranco dera Aubeta, en Valarties, al que se le ha asignado una magnitud M4. En el próximo capítulo se dedica un apartado a detallar de forma más extensa este episodio.

Los principales daños fueron los causados por las riadas que provocaron hundimientos de edificios y carreteras, destrucción de puentes y otras infraestructuras. Los movimientos de ladera produjeron cortes en vías de comunicación y algunos daños menores en infraestructuras.

El evento mayor documentado tiene una magnitud Mmax de 4 que, considerando la extensión del episodio (Ext=3), hace que se le asigne una magnitud mRL de 3.

2.2.9 Gloria (2020), mRL=4

El temporal Gloria tuvo lugar entre los días 19 y 23 de enero de 2020 y se caracterizó por unas lluvias persistentes, que acumularon hasta un máximo de 516 mm en Lliurona (Alt Empordà) y un fuerte temporal de mar. El temporal Gloria fue excepcional, ya que tuvo lugar durante el invierno, una temporada poco habitual de lluvias torrenciales, y por su duración. La combinación de diferentes fenómenos meteorológicos extremos: viento, con rachas muy elevadas y persistentes por encima de los 70 km/h en gran parte del país, con rachas máximas de hasta 144 km/h, que generaron olas de más de 7 metros de altura en algunos puntos del litoral; lluvias generalizadas, con precipitaciones acumuladas de hasta 400 mm en algunos puntos, y nevadas, tanto en cotas altas como en cotas bajas, en diferentes sectores, con temperaturas muy bajas, desencadenaron, de forma simultánea, procesos fluviales, litorales y de vertiente (ICGC, 2020b).

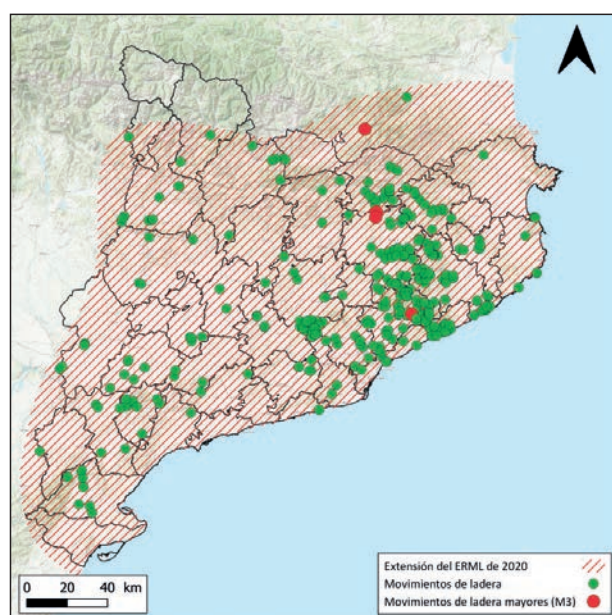
El temporal afectó a toda Cataluña, pero sobre todo a las comarcas de costa y el sector nororiental como epicentro (Figura 2.20). En Andorra y en los Pirineos en general la precipitación fue en forma de nieve y por lo tanto en estas zonas la precipitación líquida afectó solo a los fondos de valle. El alcance del episodio llega, como mínimo, hasta la isla de Mallorca, siendo pues el ERML de mayor extensión de todos los reportados. De todas formas, es posible que sea debido al seguimiento más exhaustivo de estos episodios que se hace actualmente.

Las consecuencias del temporal fueron una fuerte erosión de playas, el desbordamiento del Tordera, el Llobregat y el Ter en su parte baja y múltiples movimientos de ladera. La afectación fue importante en vías de comunicación y en zonas urbanizadas, pero no hay constancia de víctimas mortales debidas a estos fenómenos. La Oficina Catalana del Canvi Climàtic cuantifica las pérdidas económicas del episodio en 518 037 846 € (OCCC, 2020).

De este episodio se dispone de mucha información relativa a movimientos de ladera, con 440 eventos inventariados. La distribución de los movimientos de ladera es coherente con los valores de precipitación acumulada entre los días 19 y 23 de enero. Así, los movimientos de ladera se distribuyeron por toda Cataluña, aunque hay zonas con una fuerte concentración de acontecimientos, como por ejemplo en los alrededores del Montseny. En cuanto al tipo de movimiento los más abundantes fueron los deslizamientos superficiales, con el 71%. Siguen los desprendimientos con el 21,5% y los flujos de derrubios con el 1% (ICGC, 2020b).

El evento mayor documentado tiene una magnitud Mmax de 3 y se le atribuye una extensión (Ext=4) que hace que se le asigne una magnitud mRL de 3.

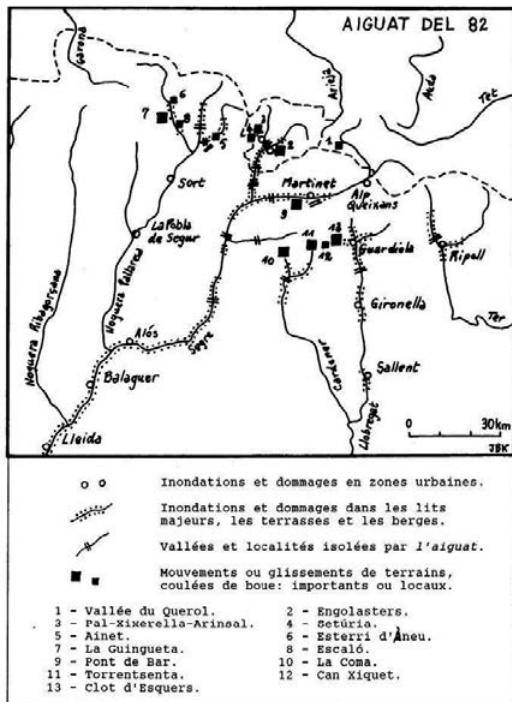
Figura 2.20. ERML correspondiente al episodio del temporal Gloria (enero de 2020).



2.3 El aguacero del 1982

2.3.1 Introducción

Entre el 6 y el 8 de noviembre de 1982 tuvo lugar uno de los episodios meteorológicos más importantes que se recuerda en los Pirineos orientales. El episodio ocasionó numerosas afectaciones en Cataluña y Andorra debido al desbordamiento de los ríos Segre, Valira y Noguera Pallaresa (Figura 2.21), ocasionando graves daños en las poblaciones situadas a lo largo de sus cursos fluviales y desencadenó un episodio regional de movimientos de ladera de magnitud $mRL=4$. A menudo se hace referencia a este episodio como “el aguacero del 82”.



Una primera reconstrucción de la precipitación de este episodio (SGC, 1983) representada en forma de cartografía de isohietas (Figura 2.22) ya mostró una fuerte correlación entre la acumulación de las precipitaciones y la localización de los movimientos de ladera registrados en Andorra y Cataluña.

Figura 2.21. Principales impactos de las lluvias de 1982 en los Pirineos catalanes y andorranos. Con un recuadro negro se señalan movimientos de terreno o de ladera importantes (cuadrado grande) o locales (cuadrado pequeño). Dentro de Andorra se remarcan las zonas de Engolasters (nº 2), Pal-Xixerella- Arinsal (nº 3) y Setúria (4). En la figura también se puede observar cómo el Principado se encontraba aislado de Cataluña por carretera, así como las zonas urbanas de la zona de la capital inundadas y con daños. Modificada de Becat, 2013.

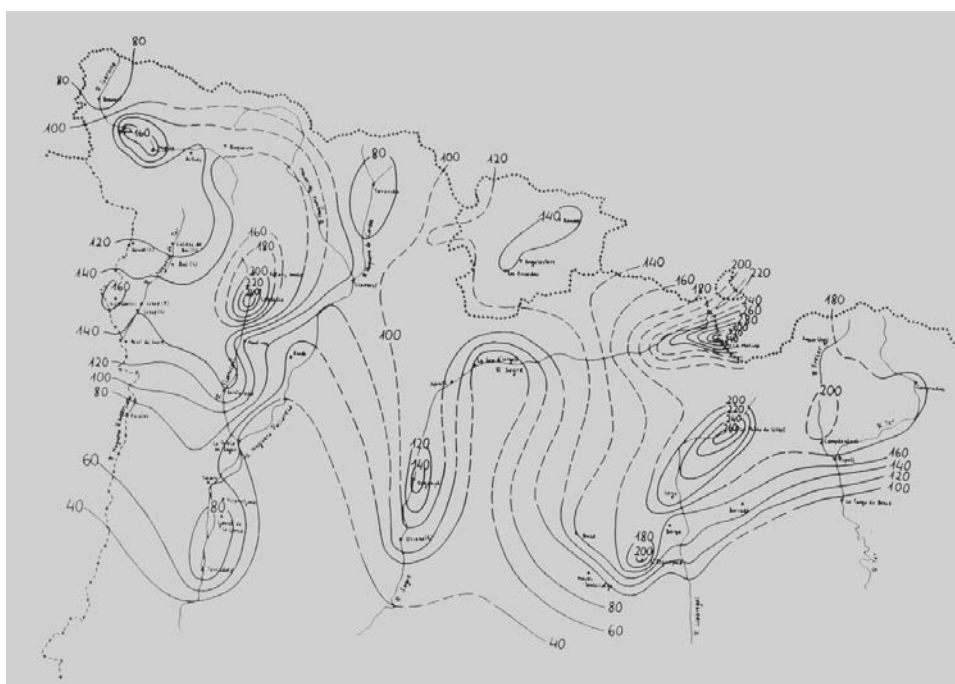


Figura 2.22. Mapa de isohietas del episodio de 1982. Extraída del SGC (1983).

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

Desde el punto de vista de los movimientos de ladera, el aguacero del 82 marcó el inicio de una nueva etapa de conocimiento de los ERML, ya que fue el primero en el que se realizaron numerosos trabajos de campo postevento e inventarios sistemáticos de los fenómenos ocurridos. Los inventarios de movimientos de ladera del episodio de 1982 muestran que el ERML afectó especialmente al sector centro y oeste de los Pirineos, entre los macizos del Canigó (Conflent, Francia) y la Maladeta (Huesca, España), Andorra y las comarcas de Cerdanya, Alt Urgell y Pallars Sobirà. Los principales trabajos sobre el terreno fueron los del Servei Geològic de Catalunya (1983) y el informe de la Conselleria de Serveis Públics de les Valls d'Andorra (1982). Posteriormente el episodio dio lugar a diversas tesis doctorales (Baeza, 1994 y Santacana, 2001) además de numerosas publicaciones y artículos científicos.

En Andorra el episodio es muy recordado ya que causó un fuerte impacto en el conjunto de la ciudadanía, tanto por el número de víctimas como por los numerosos daños que sufrieron las infraestructuras. Las afectaciones por el desbordamiento de la Valira y sus afluentes al paso por varias poblaciones fueron notables (Figura 2.23). Se contabilizaron más de una decena de muertes y cuantiosos daños materiales (que se estimaron en unos 24 millones de euros de la época). La crecida de la Valira, además de arrastrar coches, cisternas, pajares, etc., arrasó varios tramos de la carretera general (CG-1) dejando Andorra incomunicada con Cataluña y aislando algunas poblaciones. La parroquia de Sant Julià sufrió además la falta de suministro de luz y de agua. Aunque la mayoría de los destrozos fueron causados por la crecida de los ríos, los movimientos de ladera y la erosión aportaron una gran cantidad de sedimentos a las riadas lo que incrementó la virulencia de las inundaciones (Figura 2.24).



Figura 2.23. Imágenes de las consecuencias de las inundaciones de 1982 en Andorra. Extraída de El Poble Andorrà, 13/11/1982 y Archivo Histórico Nacional/Fondo FPB.



Figura 2.24. Detalle de la portería del campo de fútbol de Aixovall que permite estimar el grueso aproximado de los depósitos (agua y sedimentos) en unos dos metros, provenientes de la subcuenca del río de Ôs de Civís y sus afluentes (Setúria y Salòria). Fuente: Expansión – ANDORRA, noviembre de 1982.

2. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

Tal y como se indica en el informe de la Conselleria de Serveis Públics de les Valls d'Andorra (1982), las actuaciones más urgentes que se llevaron a cabo fueron (i) el restablecimiento de las comunicaciones con todos los núcleos del Principado y con el exterior; (ii) actuaciones sobre los estucados y red de gas (había depósitos de gas instalados en la orilla del río) y (iii) la recopilación de la máxima información sobre los acontecimientos producidos. Este informe obtuvo una valoración de daños observados en infraestructuras e inmuebles públicos de 1 300 millones de pesetas de la época. A todo ello, hay que sumarles los daños a las propiedades privadas, los gastos de las obras de rehabilitación más urgentes y la canalización de los ríos en los años siguientes al aguacero; más de cuatro mil millones de pesetas, o el equivalente a 24 millones de euros (Becat, 2013).

Otras acciones que se llevaron a cabo fueron: la movilización del Gobierno por parte de los comunes; el decreto de un toque de queda en los días posteriores a la riada y el establecimiento de un puente aéreo de helicópteros entre Andorra y el aeropuerto de la Seu d'Urgell que se convirtió en el enlace de Andorra con el exterior. También se improvisaron albergues y hoteles para realojar gente, sobre todo turistas que se encontraban bloqueados en Andorra (Figura 2.25). *Ràdio les Valls*, que se encontraba sin funcionar desde hacía unos meses, se convirtió en el medio de intercomunicación con la población.

Del episodio queda la respuesta valiente de la población durante la gestión de la emergencia y el compromiso en los trabajos de recuperación de un país que en aquel momento se describía como arrasado. Y así ya lo remarcaba Becat (1982) ocho días después de la catástrofe: "a pesar del carácter traumatizante del aguacero del 8 de noviembre de 1982, a pesar de los dramas humanos que no se podrán olvidar, a pesar de la importancia de los destrozos materiales, este acontecimiento debe ser un elemento de reflexión aprovechable para Andorra".

El aguacero hizo tomar conciencia de la fragilidad del territorio ante los fenómenos naturales catastróficos. Andorra inició una política activa de lucha contra el riesgo geológico mediante la planificación del territorio y la gestión de las emergencias, cuestiones en las que ahora es pionera.



Figura 2.25. Máquinas excavadoras sirvieron para evacuar clientes del hotel. Extraída de *Expansión* – ANDORRA.

En Cataluña, la precipitación más abundante se registró en las comarcas de la Cerdanya y el Ripollès, con máximos de 676 mm acumulados en 3 días y hasta 408 mm acumulados en 1 día. En la estación meteorológica de la Molina se registraron 600 mm en menos de 24 horas. El episodio de lluvias se saldó con un total de 26 personas muertas, carreteras cortadas y con pérdidas materiales que superaron los 45 000 millones de pesetas de la época.

En el Alt Urgell, la riada dejó incomunicada la ciudad de la Seu d'Urgell y se hundieron los puentes que atravesaban la Valira y el puente de la Palanca (Figura 2.26). En la Seu d'Urgell, se calcula que el episodio causó pérdidas por valor de unos 8 millones de euros ya que la riada arrasó toda la huerta y se llevó todo tipo de propiedades y ganado. El desastre y la necesidad de reconstruir la zona fueron un factor clave para la construcción del Parc del Segre que acogió las pruebas olímpicas de piragüismo de las olimpiadas de Barcelona 1992 y que representó la regeneración de todo el entorno y la canalización del Segre.

En el Alt Urgell hubo cuarenta pueblos aislados debido a la crecida de los ríos, al derrumbe de 30 puentes y a los numerosos movimientos de ladera en las carreteras.



Figura 2.26. Estado del puente de la Palanca dels Gitanos, en la Seu, después de las lluvias de noviembre de 1982. Fuente: Archivo Vilarrubla. Autor: Josep Xicota.

En la Baixa Cerdanya, la riada arrasó la carretera de la Molina a su paso por Alp. En Martinet, seis edificaciones fueron destruidas y desapareció el puente de Montellà. El pueblo donde se produjeron más daños fue el Pont de Bar, construido en una zona estrecha junto al Segre, que quedó totalmente negado por las riadas. El agua destruyó numerosas casas y terminó de llevarse los restos del puente milenario de Sant Ermengol, que daba nombre al pueblo. Medio pueblo quedó dañado como consecuencia del deslizamiento de una montaña y la riada, años después el pueblo fue reconstruido en un lugar más seguro.

En la Cuenca del Llobregat, el caudal máximo que alcanzó en el embalse de la Baells fue de 1 250 m³/s a las 22 horas del día 7; y desde las 17 horas de ese día hasta la 1 de la madrugada presentaba un caudal superior a los 1 000 m³/s, en la madrugada del día 8 mantuvo un caudal máximo de 810 m³/s. En Fagars, el puente de la carretera constituyó un barraje que favoreció la erosión posterior de los terraplenes y la acumulación de barras de grava y arena sobre los campos. En Guardiola, el Bastareny destruyó algunas casas, situadas en la orilla cóncava del meandro. En Gironella, un puente moderno favoreció la subida de nivel de las aguas, que inundaron el barrio del margen derecho. En Sallent, las aguas degradaron las orillas y produjeron daños en el sector industrial y en las carreteras.

2.3.2 La reconstrucción meteorológica del aguacero

El análisis detallado de este episodio meteorológico histórico a partir de la modelización presentada por Traperó (2014) permite concluir que: (1) una masa tropical marítima con un elevado contenido de humedad fue transportada desde el Atlántico hasta los Pirineos, con una contribución limitada del Mediterráneo; (2) que un fuerte gradiente de presión entre el anticiclón situado en centro Europa y la depresión frente a las costas de Galicia originó la presencia de vientos muy fuertes y perpendiculares sobre los Pirineos orientales, lo que garantizó un transporte muy eficiente de la masa de aire y (3) que provocó un marcado y persistente efecto de ascenso orográfico y las consiguientes acumulaciones extraordinarias de precipitación a lo largo de unas 36 horas en todo macizo.

2.3.2.1 Precipitación acumulada

Las acumulaciones de lluvia registradas en las diferentes estaciones meteorológicas permiten obtener una imagen clara de la distribución espacial de las precipitaciones durante el episodio (Figura 2.27). Los máximos de intensidad en 24 horas se registraron entre las 06 TU del día 7 de noviembre y las 06 TU del

2. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

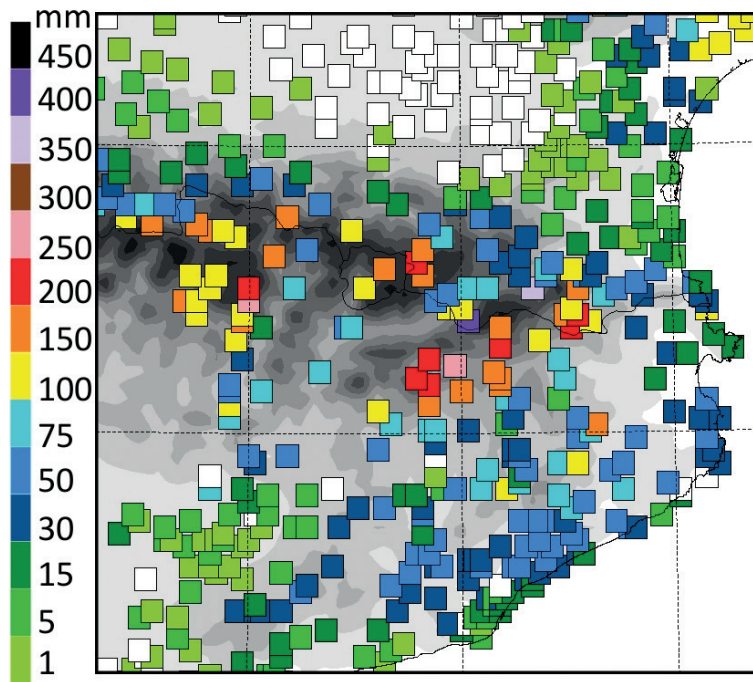


Figura 2.27. Precipitación (mm) registrada en las diferentes estaciones meteorológicas durante el periodo comprendido entre las 06 TU del día 7/11/1982 y las 06 TU del día 8/11/1982. Extraída de Trapero (2014).

día 8 de noviembre en zonas de montaña y, en especial, en la vertiente sur de los Pirineos y Prepirineos. Los registros de lluvia fueron de 266 mm en la estación de la Pobla de Lillet (Berguedà) y 252 mm en Cabdella (Vall Fosca). En Andorra, los registros de los que se tiene constancia son: 151 mm en Soldeu, 140 mm en les Escaldes y 91,6 mm en Ordino. Destacan valores elevados como los de las poblaciones francesas de Vallcebollera (408 mm) y Pi de Conflent (350 mm), o los 196,3 mm medidos en Portè-Pimorent (Pirineos orientales). Aparte de los Pirineos, también se registraron cantidades destacables en el Massís del Montseny (95 mm), en cambio, en otros macizos del sur de Cataluña como la Serra de Montsant o las Muntanyes de Prades las cantidades no superaron los 50 mm.

Si consideramos todo el episodio, desde las 06 TU del día 6 a las 06 TU del día 8 de noviembre, los máximos acumulados alcanzaron valores extraordinarios, como los 610 mm en Pi de Conflent, los 566 mm en Vallcebollera y los 196 mm en Soldeu (Andorra). Este episodio también afectó a la zona del macizo central francés superando los 400 mm en varios departamentos, como los 509 mm en Tiudaç (Erau) o los 476 mm en Valerauga (Gard) (fuente: Météo France).

Así pues, el efecto de la presencia del relieve, es decir, de la cordillera pirenaica, apunta como uno de los factores determinantes para que se registraran precipitaciones muy cuantiosas en diferentes sectores del macizo.

2.3.2.2 Contexto sinóptico del episodio

Los mapas del tiempo obtenidos con el modelo meteorológico francés no hidrostático MESO-NH (Lafore *et al.*, 1998) permiten identificar los ingredientes que ocasionaron las lluvias de los días 6, 7 y 8 de noviembre de 1982. Para hacer la modelización de este episodio histórico, se utilizaron como condiciones iniciales las reanálisis ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011) del Centro Europeo con una resolución horizontal de 80 km y 37 niveles verticales. Se realizaron tres simulaciones a 40, 10 y 2,5 km con 40 niveles verticales. Para conocer más detalles de la simulación y los resultados se puede consultar el artículo de Trapero *et al.* (2013).

El mapa de presión y viento en superficie confirma la presencia de una depresión muy profunda (965 hPa) centrada frente a las costas de Galicia con un frente frío asociado, mientras que más al este el anticiclón instalado en la Europa oriental se reforzó debido a la advección de aire frío escandinavo (Figura 2.28). Esta configuración de bloqueo continental frenó el avance de la depresión hacia el oeste generando un fuerte gradiente de presión. Este último factor combinado con la presencia de los Alpes, que forzó el

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

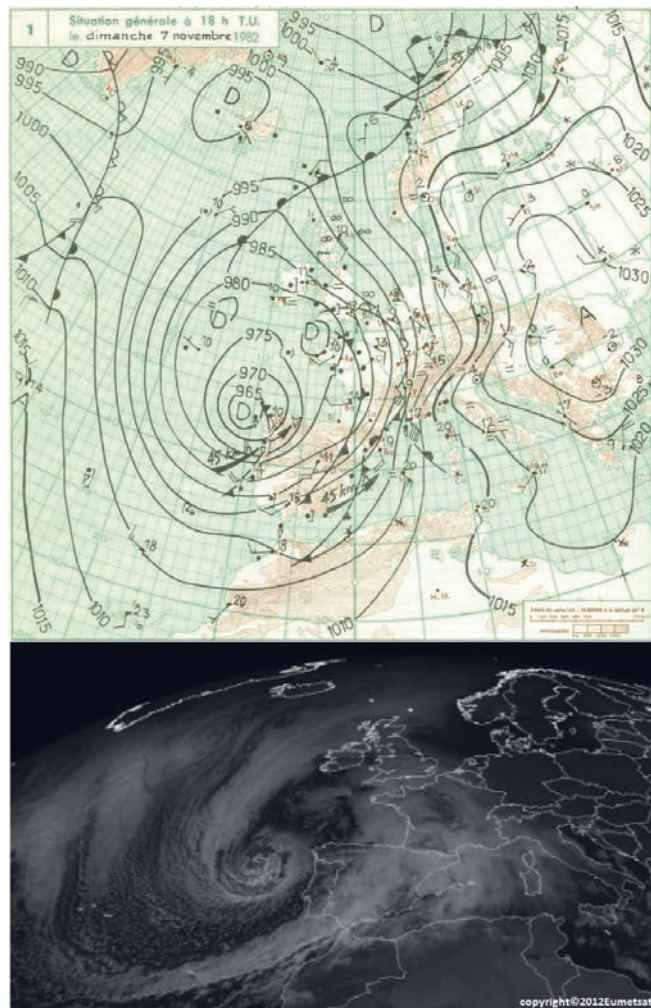


Figura 2.28. Mapa de presión en superficie (18 TU-7/11/1982) extraído del boletín meteorológico diario publicado el 8 de octubre de 1982 por la Direction de la météorologie, Ministère des transports francesa. La depresión profunda situada frente a las costas de Galicia y la nubosidad asociada se observa claramente en la imagen Meteosat del día 7 a las 12TU. Extraída de Trapero *et al.* (2013).

flujo anticiclónico a rodear el macizo por el extremo sur de los Alpes Marítimos, tuvo como resultado la generación de fuertes vientos de componente sureste en Andorra y Cataluña (15 m/s) y muy fuertes en la costa del sur de Francia (Golfo de León) (Figura 2.29 a y d).

A niveles altos, se detecta como el surco que se extiende desde Groenlandia hasta las costas de Portugal, el día 6 de noviembre a las 12 TU (Figura 2.9b), se profundiza hasta formar una depresión aislada centrada sobre el Atlántico, al noroeste de la costa gallega, generando así un flujo de suroeste sobre toda la península. La localización del núcleo de aire frío en altura el día 7 a las 00 TU se encontraba en fase con la depresión formada en superficie generando así un profundo ciclón (Figura 2.29b i e).

En consecuencia, se produjo un marcado flujo ciclónico de componente sur, presente tanto a niveles bajos como altos, que transportó sobre los Pirineos la masa de aire cálida y húmeda de origen tropical marítimo que estaba confinada entre las dos masas de aire frío (*warm conveyor belt*, en inglés). El mapa de la temperatura potencial equivalente a 850 hPa muestra la presencia de un primer frente cálido que se acercaba a los Pirineos el día 6 a las 12 TU y el frente frío que entraba por Portugal (Figura 2.29c). Este segundo, más activo, contribuyó a la fuerte advección de aire cálido y húmedo a su frente (día 7 a las 12 TU) (Figura 2.29f). Debido al bloqueo anticiclónico, las condiciones sinópticas evolucionaron muy lentamente y la depresión se mantuvo estacionaria en el oeste de la península, situación que conllevó que el fuerte flujo de suroeste afectara al noreste de la península durante más de 48 horas.

Así pues, el episodio de precipitaciones se inició el día 6 con dos fases bien diferenciadas: la primera, con el paso del frente cálido menos activo, y la segunda, a partir del día 7 por la mañana (06 TU), asociada al avance del frente frío de origen polar, con la lluvia prefrontal y el posterior paso del frente.

2. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

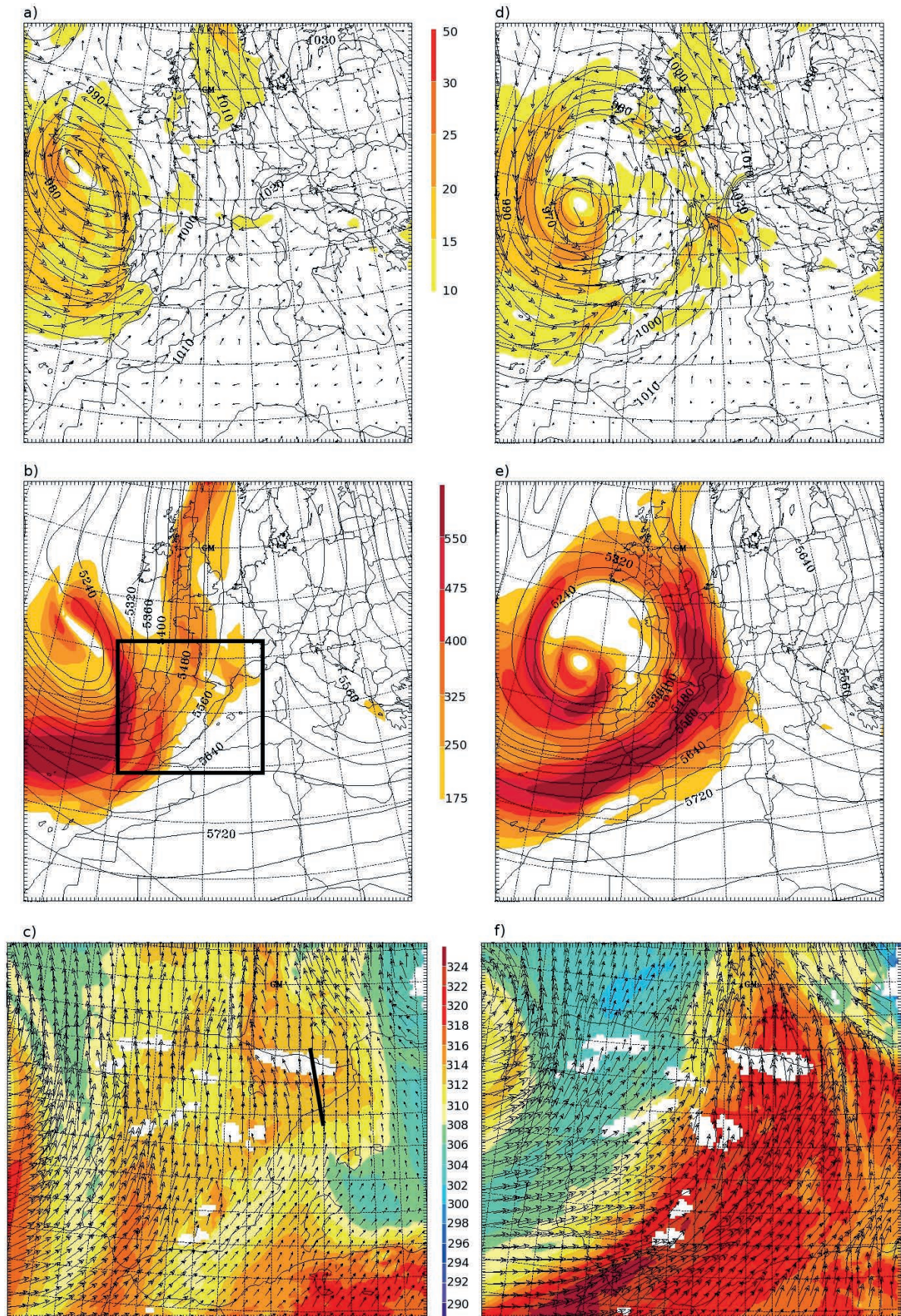


Figura 2.29. Composición de la evolución de las condiciones sinópticas durante el episodio. La primera fila (a, d) muestra la presión en superficie y la velocidad y dirección del viento a 10 m (m/s, leyenda de colores). La fila del medio (b, e) representa la altura geopotencial a 500 hPa y el flujo de humedad integrado de 0 a 3 000m (kg/m/s, leyenda de colores). La última fila (c, f) muestra la temperatura potencial equivalente (K, leyenda de colores) y el viento a 850 hPa (flechas). El recuadro de la figura b indica la zona representada en las casillas e) y f). La línea negra de la figura c muestra el eje sur-norte utilizado para hacer los perfiles verticales de la Figura 2.10. Extraída de Trapero *et al.* (2013).

2.3.2.3 Ingredientes mesoescales clave

Una vez definido el contexto sinóptico (>100 km), se analizan los factores mesoescales (del orden 1-100 km y duración 1-12 h) que fueron los determinantes en este episodio de precipitación intensa.

Como ingrediente indispensable, destaca el flujo de aire cálido y húmedo que progresivamente llegó a niveles bajos. Si nos fijamos en las Figura 2.29b y e, donde está representado el flujo de humedad integrado desde la superficie hasta una altitud de 3 000 m, destacan los valores superiores a 550 kg/m/s que afectan a la costa Mediterránea de la Península Ibérica. Se produjo, pues, sobre los Pirineos, un flujo excepcionalmente húmedo proveniente del Atlántico, canalizado por el Estrecho de Gibraltar debido a la presencia de la cordillera del Atlas. El contenido de humedad de este flujo no se vio reforzado durante su recorrido por el Mediterráneo. Este hecho es coherente con los resultados del trabajo de Duffourg y Ducrocq (2011), que concluye que la fuente principal de humedad tuvo un origen Atlántico cuando las condiciones previas al episodio son ciclónicas. En concreto por este episodio, la fuente no local tenía su origen en las latitudes subtropicales atlánticas.

A niveles altos, sobre los Pirineos, no se detectó la presencia de ninguna anomalía de altitud en la superficie de 2 PVU, que permitiría el desencadenamiento o refuerzo de la actividad convectiva. A niveles bajos tampoco se detectó ninguna zona de convergencia que se mantuviera estacionaria durante todo el episodio. Por otro lado, sí se identificó la convergencia formada por el paso del frente cálido durante la primera parte del episodio y que afectó más intensamente a la zona del Languedoc-Rosellón, en Francia (Figura 2.29f).

¿Cuál fue el mecanismo que permitió el ascenso de esta masa de aire y la formación de la precipitación?

El elemento clave fue la presencia de un jet o corriente a niveles bajos. A partir del día 6 al mediodía, como se ha visto en la configuración de la presión en superficie, los vientos se reforzaron manteniéndose casi todo el episodio superiores a los 10 m/s, y durante más de 15 horas, superiores a los 15 m/s (Figura 2.30a). Por un lado, su intensidad garantizó, como hemos visto, un transporte efectivo de la humedad, y por otro, la altitud a la que se encuentra el jet presenta un máximo en torno a los 1 500 m, de manera que es en los Pirineos donde el forzamiento orográfico es suficiente para permitir la inestabilización absoluta de la masa de aire y la intensificación de las precipitaciones.

Si nos fijamos en las intensidades de precipitación a las 16 TU del día 7 de noviembre, se observa cómo estas son máximas en las vertientes expuestas al flujo de sureste. El corte vertical sur-norte de la Figura 2.30b nos permite ver la estructura vertical de la precipitación, en la que se detectan las ascenciones del aire al incidir en el relieve y las intensidades más elevadas (los colores representan la reflectividad en dBz obtenida con el modelo; esta variable es comparable con la que miden los radares meteorológicos actuales y se puede relacionar con la intensidad de precipitación).

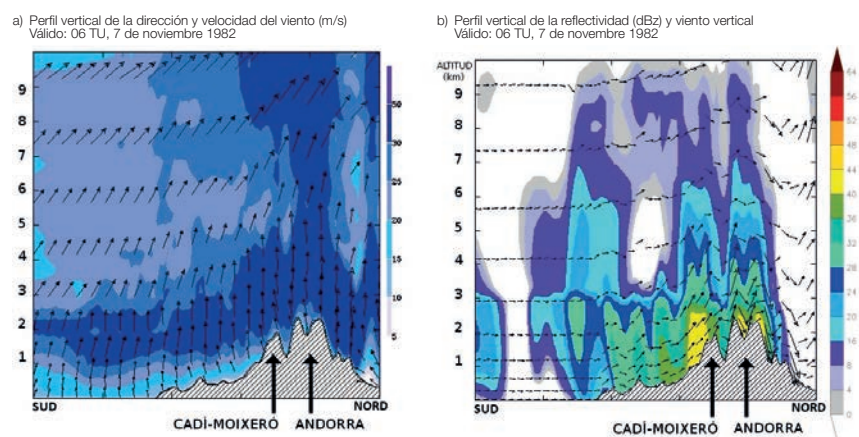


Figura 2.30. Perfiles verticales sobre el eje sur-norte indicado en la figura 4c: a) dirección (flechas) y velocidad del viento horizontal (leyenda de colores, en m/s), b) reflectividad (leyenda de colores, en dBz) y la velocidad vertical que permite identificar dónde tienen lugar las ascenciones de la masa de aire. Extraída de Traperó (2014).

2.3.2.4 Análisis del mapa de precipitación acumulada

El mapa de precipitación acumulada obtenido por el modelo durante el periodo comprendido entre las 06 TU del día 7 de noviembre y las 06 TU del 8 de noviembre (Figura 2.31), nos confirma el rol del relieve como

2. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

mecanismo dominante de los ascensos que hicieron posible la formación de la precipitación. La orientación oeste-este de los Pirineos es muy eficiente para favorecer las precipitaciones cuando tenemos flujos húmedos de componente sur. Las acumulaciones máximas se detectan sobre las vertientes más expuestas. Para el caso de Andorra, los máximos se identifican en el extremo oeste del país, en la zona de Setúria y en la cuenca del río de Ôs de Civís en la frontera con el Pallars Sobirà (Cataluña). Estos resultados complementan y confirman las observaciones de la época, ya que, al no tener registros meteorológicos en aquellas zonas del país, fue con métodos indirectos y la observación de los daños producidos en el terreno que se pudo estimar la intensidad de la precipitación. Asimismo, esta modelización también confirma los máximos de precipitación producidos en otras zonas como los Prepirineos, el Berguedà o la cuenca alta del Segre.

Complementariamente, se observa cómo la plana del Rosselló quedó protegida de las lluvias debido al efecto 'föhn' a sotavento de los Pirineos. Cabe destacar que en algunas ciudades francesas se batieron récords de temperatura máxima mensual, por ejemplo, en Toulouse, con 22,5°C (el registro anterior para un mes de noviembre era de 22°C en 1955).

La persistencia simultánea de todos los ingredientes descritos en el apartado anterior, gracias a la estacionariedad de las condiciones sinópticas, fue determinante en la duración del episodio (~36h) y para que se pudieran acumular las cantidades excepcionales de precipitación registradas.

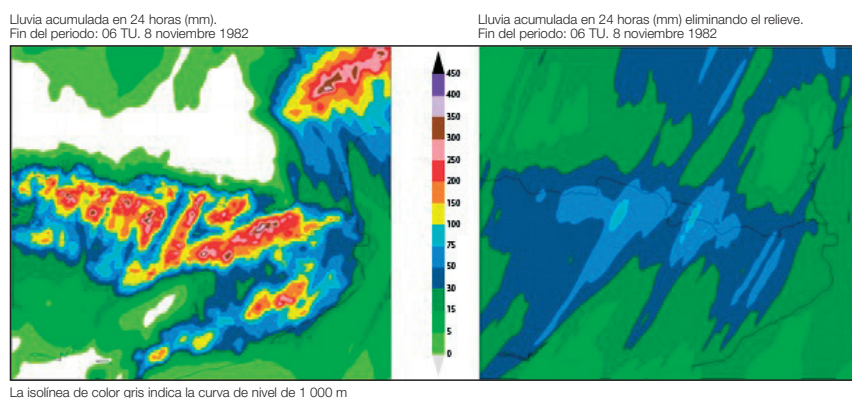


Figura 2.31. Precipitación (mm) obtenida con el modelo meteorológico para el periodo comprendido entre las 06 TU del día 7/11/1982 y las 06 TU del 8/11/1982. La imagen de la derecha corresponde al resultado de la modelización de la precipitación en el experimento en el que se ha eliminado el relieve. Extraída de Traperó (2014).

¿Qué habría pasado si los Pirineos y el resto de las montañas no existieran?

El mecanismo de ascenso determinante a escala local en este episodio no existiría y, por tanto, la masa de aire cálida y húmeda no habría generado tanta precipitación. Sólo se habría registrado la asociada a las condiciones existentes a escala sinóptica, es decir, al paso de los frentes con un campo de precipitación más homogéneo en todo el territorio y menos intenso.

La segunda parte del análisis, mediante los experimentos de sensibilidad con el modelo meteorológico en los que se ha modificado el relieve, se ha podido comprobar explícitamente y cuantificar el efecto de los Pirineos como mecanismo directo de ascenso de los flujos de aire incidentes (Figura 2.11b). En este sentido, se puede afirmar que la precipitación en los Pirineos orientales hubiera sido de media un 65% inferior, y hasta un 80% en la zona del Canigó. En cambio, si nos centramos sólo en el efecto de la Serra del Cadí sobre la región de Andorra y el Pallars, de media, si esta sierra no existiera, la precipitación hubiera sido un 50% más intensa en Andorra y un 32% superior al sector noreste del Pallars Sobirà.

2.3.3 El episodio de movimientos de ladera de Andorra

Tres días después de las lluvias se realizó un vuelo de helicóptero para hacer una primera valoración de daños. De este vuelo resultó un trabajo encargado por los Serveis Públics del Govern d'Andorra (Becat, 1982). El trabajo remarcó cómo a lo largo de todo el valle se produjeron cambios en el lecho mayor del río, el desplazamiento y la creación de meandros, erosión en las orillas cóncavas, reactivación de conos de deyección, erosión superficial y movimientos de ladera (Becat, 1982; Conselleria de Serveis Públics de les Valls d'Andorra, 1982).

A grandes rasgos, la hidrografía de los principales valles andorranos tiene una forma de "Y": al oeste se encuentra la Valira del norte, al este la Valira de oriente y ambos se unen por encima de Andorra la Vella

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

formando la Valira, que baja en dirección la Seu d'Urgell para juntarse con el Segre. Cada uno de los valles fueron afectados de forma particular por el aguacero. A rasgos generales, la zona oeste del Principado fue la parte más afectada. Concretamente, se pueden distinguir dos zonas que muestran una mayor concentración de actividad de movimientos de ladera, que podrían indicar que es en estas localizaciones donde se produjeron los máximos de precipitación (Figura 2.32), a pesar de no disponer de registros de precipitación en estos puntos. Si es así, los epicentros pluviométricos se relacionarían muy probablemente con los relieves montañosos (uno de ellos coincide con el Pic del Comapedrosa, el más alto de Andorra).

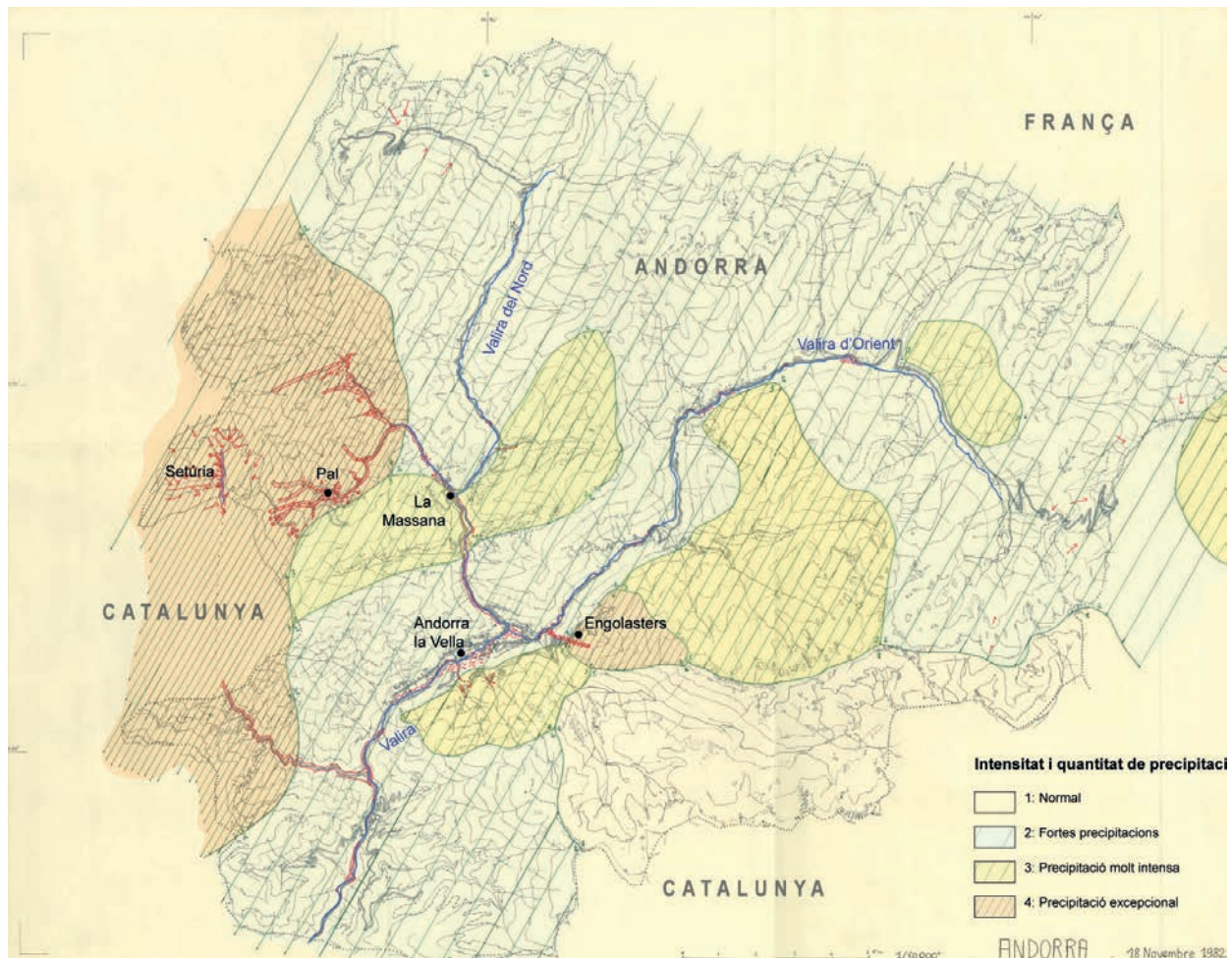


Figura 2.32. Mapa de los efectos del aguacero del 82 en Andorra. En rojo, cartografía de los efectos geomorfológicos y las zonas en colores indican intensidad y cantidad de precipitación estimada según el autor: 1-Normal: no se ha movido nada; 2-Fuertes precipitaciones: trazas de corriente fuerte, desbordamientos, a veces algunos rastros de ahogamiento, pero prácticamente sin reanudación de la erosión y acumulación; 3-Precipitaciones muy intensas: trazas importantes, pero no catastróficas; 4-Precipitación excepcional: trazas catastróficas. Modificada de Luc Barthélemy. Fuente: Centre d'Estudis Andorrans – Perpinyà, diciembre de 1982.

El valle de la Valira de oriente experimentó una inundación muy fuerte, con carreteras cortadas y un movimiento de ladera destacado en Engolasters, pero los daños y el impacto de la inundación fueron menos importantes que en la cuenca de la Valira del norte y aguas abajo de la confluencia de los dos ríos. En la cuenca de la Valira del norte, las zonas más afectadas fueron las de Pal y Setúria, mientras que aguas arriba de la Massana los daños fueron menores: algún desbordamiento, rastros de acarreamiento, pero prácticamente sin reanudación de la erosión y acumulación.

Varios trabajos realizados en el marco de este acontecimiento histórico se centran en los efectos de las lluvias, pero pocos hacen referencia a las inestabilidades de terreno. Destacan los trabajos de Lande (1984) y Baeza (1994).

Baeza (1994) recopila 73 movimientos de ladera inventariados en Andorra en relación con el aguacero del 82 (Figura 2.33), de los que 8 son desprendimientos, 45 deslizamientos planares y 20 deslizamientos rotacionales. En cuanto al volumen total estimado de la masa movilizada por los movimientos, 59 (es

2. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

decir un 81%) se clasificarían como movimientos extremadamente pequeños (<500 m³) y 14 como muy pequeños (500-5 000 m³) según la clasificación de Fell (1994). El movimiento de ladera con un mayor volumen de masa movilizada corresponde a un flujo de derrubios (4 786 m³) en la zona de Pal.

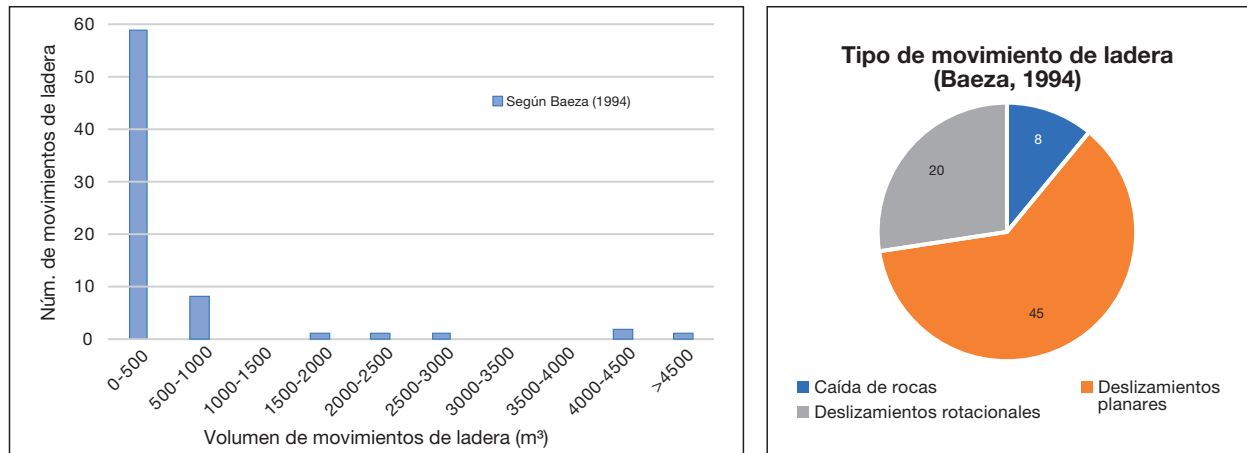


Figura 2.33. A la izquierda, gráfico de barras que relaciona la cantidad de movimientos cartografiados según el volumen de masa movilizada. A la derecha, clasificación de los mismos movimientos inventariados según el tipo de rotura. Modificada de Baeza (1994).

Geográficamente, estos 73 movimientos quedan distribuidos de la siguiente manera: 2 en la zona de Llorts, 4 en Certers, 18 en Encamp-Prats, 2 en Soldeu y los 47 restantes en Pal-Arinsal. La autora, aparte de localizar los movimientos, los describió, de manera que se tienen datos cuantitativos y cualitativos de cada uno. En la Tabla 2.2 se resumen los rangos de valores de algunas de estas variables. Como se puede observar, todos los movimientos se dieron por encima de los 1 100 m de altitud y en vertientes con un ángulo superior a los 23°.

TAULA 2.2. Rango de valores de las variables principales estudiadas por Baeza (1994) en 73 movimientos de ladera inventariados en Andorra.

Variable	Altitud	Ángulo natural de la vertiente	Ángulo de la vertiente por encima de la cicatriz	Proyección horizontal de la zona de trayecto	Desnivel de la zona de trayecto	Volumen total estimado de la masa movilizada
Unidades	m	°	°	m	m	m ³
Mediana	1 828,27	36,98	32,16	73,59	46,47	493,25
Mínimo	1 135,00	23,30	9,70	7,90	3,48	6,92
Máximo	2 350,00	57,50	63,00	469,00	267,33	4 786,30

2.3.3.1 Movimiento de ladera de Engolasters

En la zona de Engolasters, en la vertiente umbría de la Serra de Ràmio entre 2 200 y 2 150 m, se produjo un gran movimiento de ladera (Figura 2.34 y Figura 2.35). Comenzó como un deslizamiento de unos 50 m de largo y entre 8 y 10 m de ancho (Lande, 1984). El suelo, de unos 20 cm, se volvió líquido y se deslizó sobre los bloques de morrena, llevándose toda la vegetación que tenía por encima. El movimiento de ladera se prolongó con un flujo fangoso que creó una abertura en el talud y posteriormente se canalizó por el canal torrencial de la Tosa a unos 2 000 m, barriendo la vegetación del cauce hasta llegar al llano de Engolasters. La fuerza y abundancia de agua crearon un surco o barranco de 1 km de longitud y 5 m de ancho que seguía paralelo el Canal de la Tosa.

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

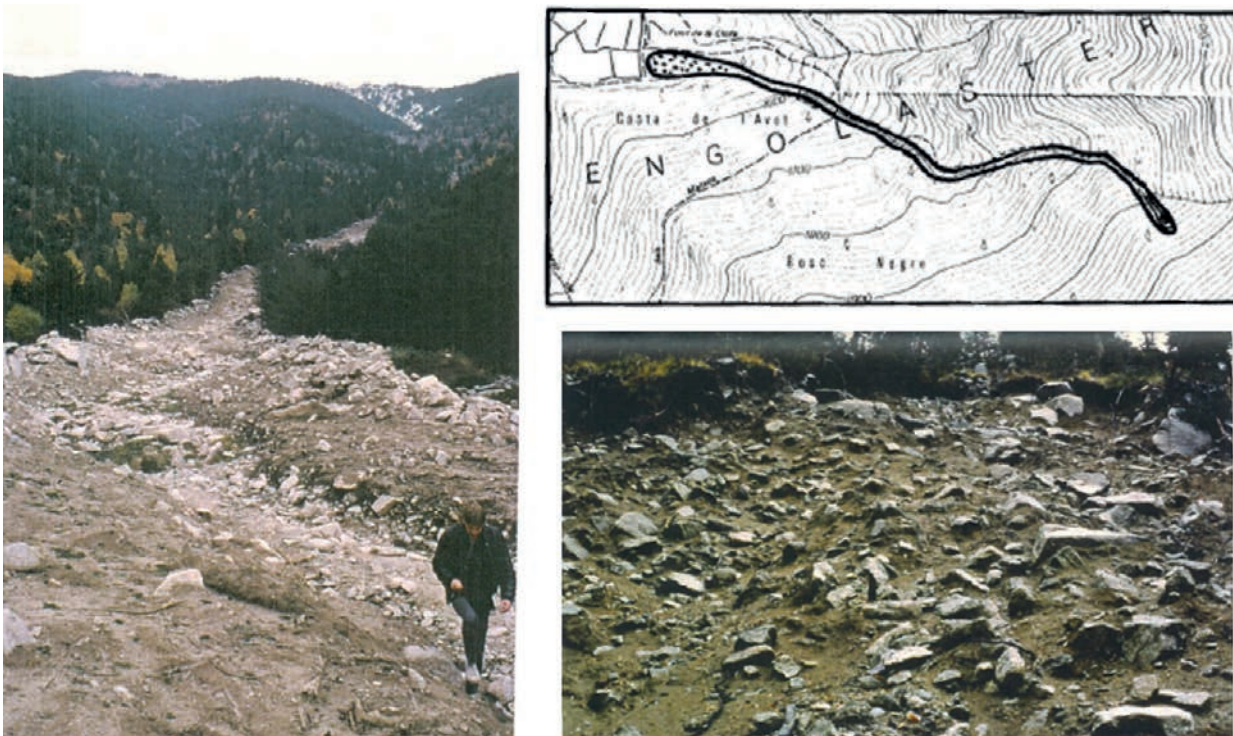


Figura 2.34. Deslizamiento de Engolasters. A la izquierda el barranco por donde circuló el movimiento de ladera (Lande, 1984); a la derecha, arriba, la cartografía de Becat (2013); abajo, foto de la cicatriz de la zona de salida con bloques de granito de la morrena. Fuente: Lande (1984).

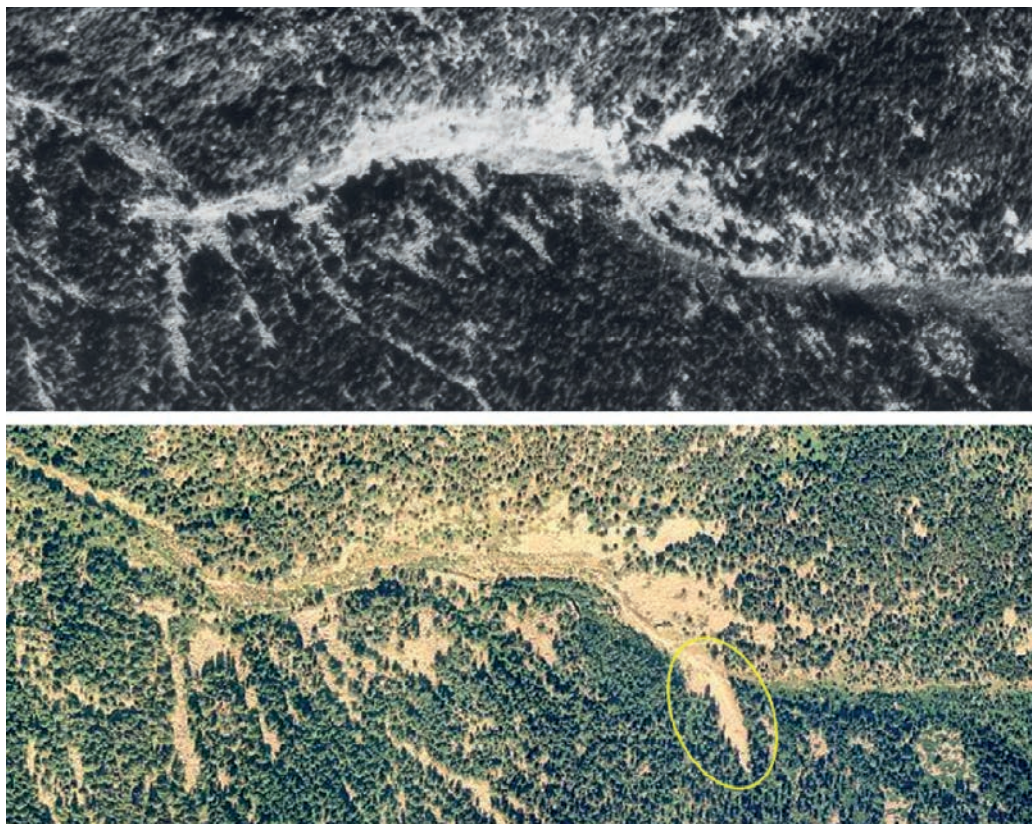


Figura 2.35. Ortofotografías del año 1972 (superior) y 1995 (inferior) del movimiento de ladera de Engolasters y el Canal de la Tosa. En amarillo se ha marcado la zona de inicio.

2.3.3.2 Los movimientos de ladera en la zona de Pal

En la cuenca del río de Pal hubo numerosos movimientos de ladera, muchos de los cuales acabaron desarrollando flujos (Figura 2.36). Inicialmente se trataba de movimientos de rotación en terrenos blandos, en depósitos de ladera o en esquistos y calcosquistos, o bien deslizamientos y desprendimientos a nivel del sustrato cuando las rocas (generalmente calizas) estaban cubiertas por una formación superficial delgada. En toda la vertiente de Pal y Setúria se dieron pequeños movimientos de ladera de tipo “golpe de cuchara” (del francés *coups de cuiller*). Este término hace referencia a formas de erosión de la vertiente en formaciones superficiales con poca plasticidad que se han vuelto muy líquidas y han fluido por debajo de las cicatrices de despegue. Suelen estar asociadas a los márgenes de las terrazas de cultivos y de prados con fuerte pendiente con formación superficial o suelo con matriz fina abundante que llega a la saturación después de lluvias intensas y continuadas.

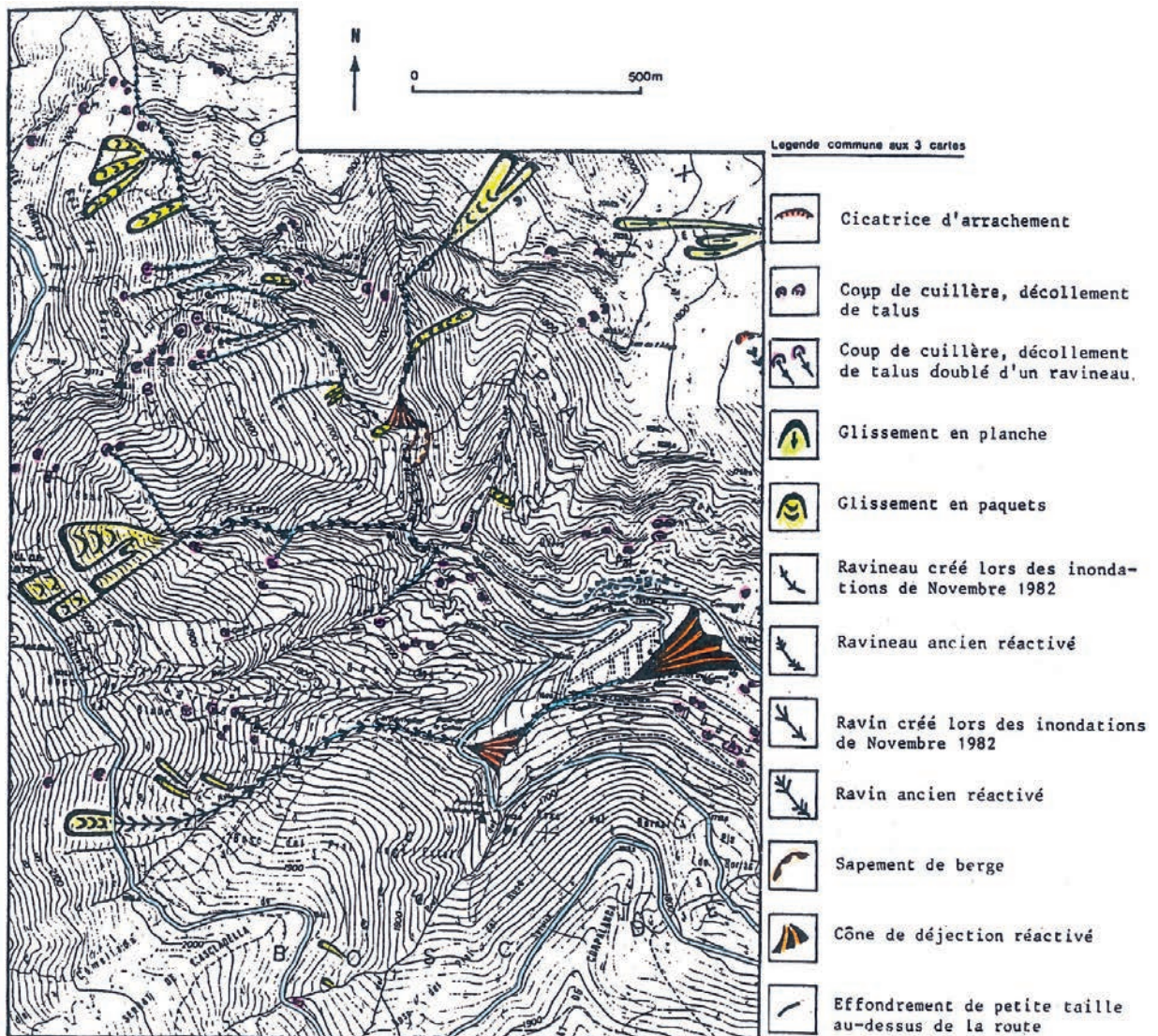


Figura 2.36. Cartografía de los movimientos de ladera y formas de erosión consecuencia de las lluvias del 82 en la zona de Pal. Modificada de Desfarge y Lande (1984).

A escala local se produjeron pequeños ataques de troncos, en particular aguas abajo de los movimientos de ladera más importantes.

En esta zona destaca el flujo de derrubios de Les Feixes (Figura 2.37), desencadenado cerca del talud de la carretera CG4, involucrando un volumen de salida de entre 500-1 000 m³ (Euroconsult, 2002). Este transcurrió a lo largo del río Cardemeller incorporando material y llegando hasta el cono de deyección donde se depositaron unos 5 000 m³ de material deslizado. La cicatriz semicircular de la zona de salida

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

se encontraba justo por encima del talud de la carretera. El material desprendido bloqueó la carretera de manera que el agua se canalizó abriendo un nuevo barranco.



Figura 2.37. a) Vista general de la ladera en Les Feixes (Pal), donde se observa la cicatriz (línea amarilla) del flujo de derrubios que comienza por encima de la carretera CG4, y parte de su trayecto. Fuente: Euroconsult (2002). b) Detalle de la zona de salida y la carretera CG4 (Fuente: Lande, 1984). c) Detalle del arroyuelo o barranco por donde se canalizó el movimiento de ladera por debajo de la carretera. Fuente: Lande (1984).

2.3.3.3 Los movimientos de ladera en la cuenca de Setúria

La cuenca de Setúria limita al este con la cuenca de Pal. Las dos zonas son las que más afectaciones tuvieron de la cuenca de la Valira del norte. La parte alta de la cuenca de Setúria tiene una forma de embudo con exposición sur, donde pasa aguas abajo a territorio catalán (Os de Civís) y entra nuevamente en territorio andorrano confluyendo finalmente con el valle de la Valira en Aixovall, más abajo de Andorra la Vella. Durante los años 1980, la parte alta de la cuenca de recepción se encontraba fuertemente deforestada, con marcas de un pasado de pastos. Este hecho, junto con las fuertes pendientes del terreno y un núcleo importante de precipitación en aquella zona favoreció que se produjeran múltiples movimientos de ladera superficiales pequeños y decenas de “golpes de cuchara” en la ladera (Figura 2.38), así como reincisiones de los canales torrenciales (Becat, 2013). Concretamente, tal y como describe Lande (1984), este valle está marcado por una forma de erosión particular debido a los caminos de vaca o de rebaño. El camino de rebaño es un escalón pequeño generado por soliflucción y formado por el paso de ganado. Se generan unas líneas o caminos, en forma de estrías perpendiculares a la ladera. Estos caminitos fueron los puntos de inicio de múltiples “golpes de cuchara” en esta zona, con erosiones no mayores de 5-6 m de ancho.

El conjunto del valle funcionó de una manera excepcional como un amplio conjunto torrencial único, pudiéndose distinguir claramente sus partes: la cuenca receptora, el canal y el cono de deyección, en Aixovall (Becat, 1982). El estrecho valle entre el pueblo de Os de Civís y Aixovall era un largo canal, con trozos de carretera desaparecida y casas tocadas. Después de l'Oratori de la Font de Joans, lugar donde el valle se ensancha y la pendiente del río disminuye, se depositaron los sedimentos en el cono de deyección de Aixovall. De esta manera, en Aixovall se construyó un abanico aluvial de quinientos metros de longitud en el que se depositaron entre uno y dos metros de sedimentos.

2. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos



Figura 2.38. a) y b) Caminos de ganado en la vertiente de Setúria donde se desarrollan múltiples movimientos de ladera y "golpes de cuchara".
c) Erosiones originadas a partir de terrazas de cultivo; en primer plano, el río de la Espeluga. Fuente: Lande (1984).

2.3.4 El episodio de movimientos de ladera en Cataluña

El aguacero del 82 afectó sobre todo a la mitad norte de Cataluña, en especial a la comarca del Berguedà y en menor grado las comarcas Solsonès, Alt Urgell, Cerdanya y Ripollès, Val d'Aran, Pallars Jussà y Pallars Sobirà. En la zona del Berguedà y del Cardener es donde se produjo la mayor concentración de movimientos de ladera, con un total de 968 eventos inventariados, sobre todo pequeños movimientos de masa del tipo

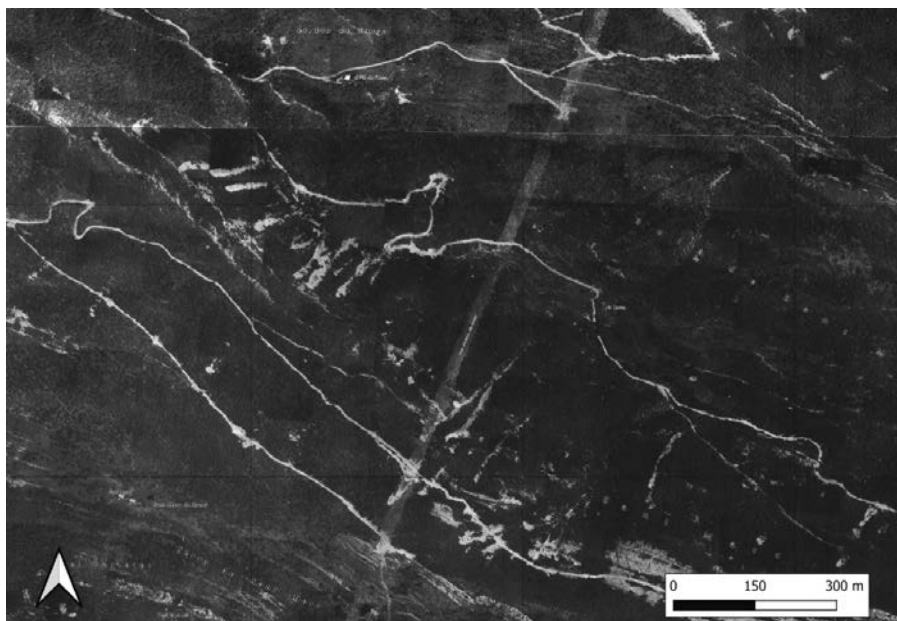


Figura 2.39. Flujos y deslizamientos (M1/M2) en la Baga de Sant Marc (Guardiola de Berguedà).

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

“golpe de cuchara” (Figura 2.39 y Figura 2.40), que afectaron a márgenes de campos y zonas de cobertura vegetal y provocaron daños localizados de carácter leve. La generalización de este fenómeno en sectores determinados puede comportar una degradación considerable de las vertientes. En el sector oriental, afectó también a la costa, con cantidades menos importantes, pero suficientes para generar algunos movimientos de ladera, como es el caso del desprendimiento que causó dos víctimas mortales en Montserrat. En este documento se recogen una parte de los movimientos de ladera de mayor magnitud que se han extraído del trabajo que hizo justo después del aguacero el Servei Geològic de Catalunya (SGC, 1983) y de trabajos específicos de riesgo geológico en lugares que fueron afectados por movimientos de ladera.



Figura 2.40. Deslizamientos (M1/M2) en la Pobla de Lillet.

2.3.4.1 El movimiento de ladera del Pont de Bar

Durante la noche del día 7 al 8 de noviembre, la crecida del Segre a su paso por el pueblo del Pont de Bar (Alt Urgell) provocó la destrucción del puente y de la primera hilera de casas de la orilla izquierda. Simultáneamente en la vertiente izquierda, se inició un movimiento de ladera de gran magnitud que llegó a afectar a algunas casas del pueblo y produjo el colapso de un tramo de 300 m de la carretera C-1313 (Figura 2.41), del canal de suministro de la Central Eléctrica y de la pista de acceso al pueblo de Toloriu. El movimiento de ladera obstruyó el curso del Segre originando una presa y posterior acumulación de agua, hasta romper el barraje causado por el material depositado, provocando una crecida repentina del río aguas abajo y la reactivación de un antiguo movimiento de ladera.



Figura 2.41. Desperfectos en la carretera C-1313 como consecuencia del deslizamiento del Pont de Bar. Autor desconocido.

2. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

El movimiento de ladera del Pont de Bar es el más grande reactivado por el aguacero del 82 y uno de los más grandes que se ha producido en Cataluña en los últimos 100 años. El movimiento de ladera movilizó unos 20 millones de m³ y se ha clasificado como de magnitud M5. En los 5 años posteriores el terreno mostró signos de actividad, de manera que el pueblo del Pont de Bar fue reubicado unos 1 500 metros al oeste, en un lugar geológicamente estable.

Se trató de un deslizamiento rotacional de grandes proporciones, constituido principalmente por pizarras y areniscas del silúrico (paleozoico) y por fragmentos de calizas devonianas de tamaños diversos (Figura 2.42). El área afectada por los movimientos se extendió desde el cauce del Segre hasta el pie de la gran cornisa devoniana. Los materiales de esta área presentaban una serie de cicatrices, cuya orientación testimoniaban la existencia de movimientos en el seno de la formación superficial. En las partes altas y medias de la ladera predominaban las grietas de dirección aproximadamente E-O, mientras que en la parte baja se describió otro sistema de grietas con direcciones NE-SO y SO-NE. Estas últimas estaban presentes en las principales zonas de colapso de la parte baja de la ladera (Corominas, 2006).

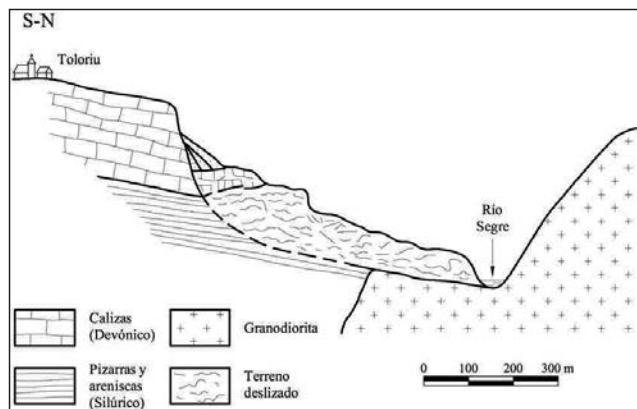


Figura 2.42. Perfil geológico longitudinal interpretativo del deslizamiento rotacional del Pont de Bar (Alt Urgell, Lleida). Las calizas carstificadas -fracturadas- situadas en la cabecera, recogen y transfieren rápidamente el agua de lluvia infiltrada desde la meseta, de 1248 metros, de la población de Toloriu hacia el interior de la masa deslizada. Extraída de Corominas (2006).

El análisis de las fotografías aéreas anteriores a los hechos (vuelos americanos de 1957 y 1978) pusieron de manifiesto que el movimiento de ladera se debió a la reactivación de un gran movimiento de masa antiguo, que mostraba los siguientes indicios: una gran cornisa de más de 100 m en las calizas devonianas de la parte superior de la ladera, indicio claro de una gran cicatriz de despegue, y un conjunto de lóbulos convexos desarrollados al pie de la cicatriz.

2.3.4.2 El movimiento de ladera de la Coma

En la Coma (Solsonès) se produjo un movimiento de ladera excepcional en la vertiente derecha del Cardener. El evento, clasificado con magnitud M4 ocupó una superficie ligeramente inferior a 7 ha, y aunque la mayor parte de esta extensión de terreno afectaba bosques y prados, amenazó tres viviendas unifamiliares y destruyó completamente las obras de captación y los depósitos de agua de las viviendas situadas en la vertiente derecha del Cardener (Figura 2.43 y Figura 2.44) (SGC, 1983).

El movimiento de ladera se produjo entre la noche y la madrugada del día 8 de noviembre, cuando una colada de barro, piedras y bloques rocosos inició el movimiento circulando de forma acanalada por el fondo del barranco con una anchura de unos 30 m. Este movimiento hizo un recorrido horizontal de unos 500 m y superó un desnivel de 250 m en nueve horas. Al llegar al primer cambio de pendiente, cerca de las primeras casas construidas en estas laderas, la colada se expandió en forma de lengua y quedó parada al perder su carácter de fluido denso. De acuerdo con las observaciones de los vecinos, se produjeron dos fases del movimiento espaciadas en el tiempo y diferenciadas por su dinámica. Hacia la una de la madrugada del día 8, coincidiendo aún con las lluvias, se produjo el primer movimiento. Los vecinos sintieron un gran ruido y se encontraron los jardines llenos de tierra y piedras. No pudieron huir de las casas porque el Cardener estaba desbordado. El segundo movimiento, se produjo en la mañana del mismo día, cuando empezó a bajar lentamente un gran movimiento de ladera que al cabo de unas nueve horas se detuvo en las inmediaciones de las casas.

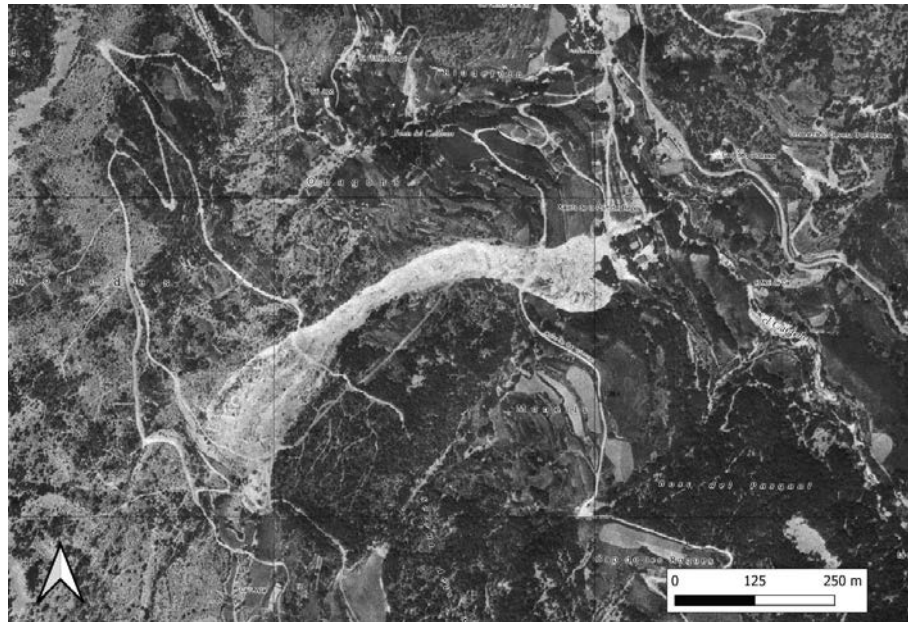


Figura 2.43. Flujo de la Coma (M4).

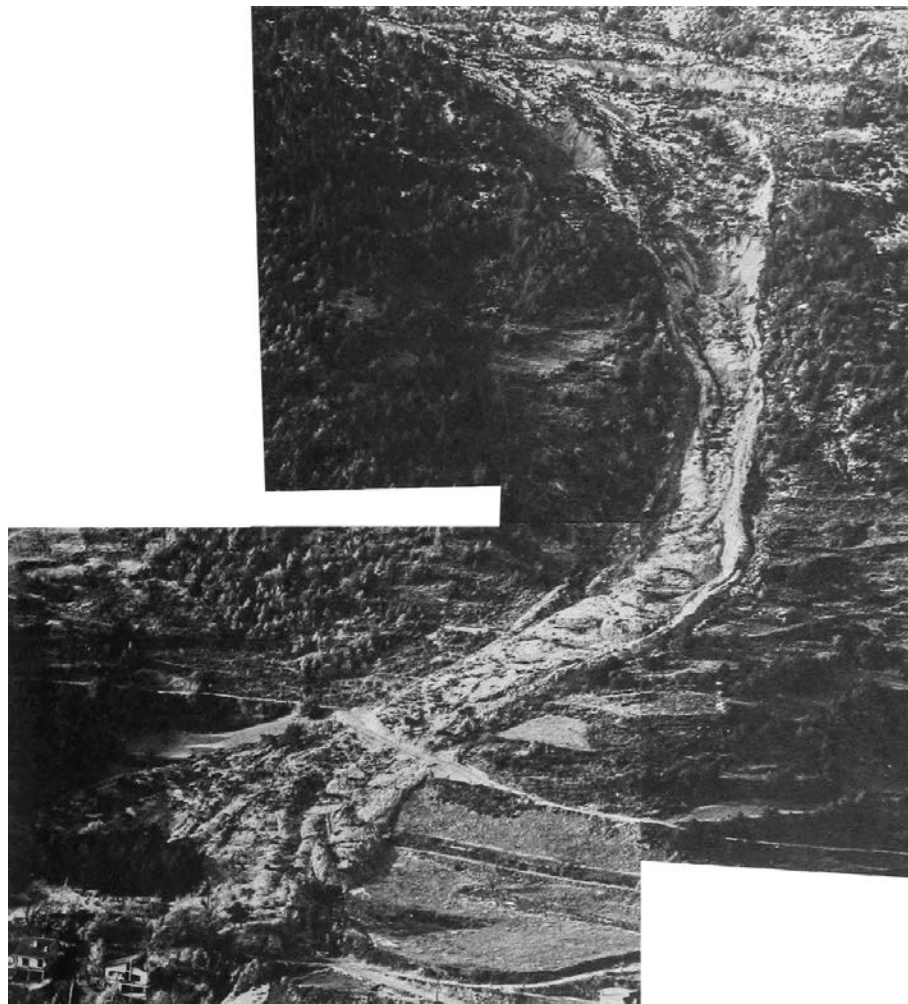


Figura 2.44. Movimiento de ladera principal de la Coma, donde pueden observarse las tres grandes unidades que lo constituyen. El gran hundimiento de la formación superficial y las arcillas del ilerdiano en la parte superior de la fotografía. La parte central, formada por una estrecha faja de terreno por donde han circulado los materiales deslizados, que se han depositado formando un cono detrás de las casas de la parte baja de la fotografía. Extraída del SGC (1983).

2.3.4.3 Los movimientos de ladera del área de Maçaners, Salders y Gósol

Durante las lluvias de noviembre de 1982 se produjeron numerosos movimientos de ladera en el área de Maçaners, Saldes y Gósol (Berguedà), los más extensos de los cuales fueron los de la vertiente de Clot d'Esquers, situado al sureste del pueblo de Maçaners, el de Torrentsenta al suroeste de Gósol, y el de Can Xisquet al suroeste de Saldes.

2. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

Movimiento de ladera de Can Xisquet

Este evento se produjo en la carretera de Saldes con la de Gósol que pasa por la vertiente de Ensija al suroeste de Saldes, frente a un lugar que se llama Can Xisquet. Se trata de un movimiento de masa –deslizamiento– rotacional, que ocupó una extensión del orden del millar de metros cuadrados, y que afectó únicamente a la formación superficial de gravas y bloques con matriz arcillosa. Como en el caso de la Coma, el deslizamiento del paquete fue acompañado por la emisión de una colada fangosa.

Movimientos de ladera de Clot d'Esquers

Estos movimientos de ladera por sus características se clasificaron como flujos. La parte de la cicatriz, o zona de inicio del movimiento, se caracteriza por presentar lo que se llamó un “golpe de cuchara” y un deslizamiento rotacional. El área fuente del material fue un movimiento de ladera pequeño en relación con el volumen de material movilizado en el flujo de derrubios, por lo que se cree que parte del depósito del movimiento se debe a la incorporación de material durante su tránsito.

Movimiento de ladera de Torrentsenta

El evento de Torrentsenta, clasificado con magnitud M4, afectó a una superficie superior a 5 ha que estaba ocupada por bosque de pino silvestre y áreas de prados (Figura 2.45 y Figura 2.46). El sustrato de este sector está constituido por materiales arcillo-margosos garumnianos, y los recubrimientos cuaternarios eran formados por depósitos de grava con una matriz arcillosa muy abundante con un nivel superior de guijarros. En conjunto, esta formación tenía un grosor del orden de un metro.



Figura 2.45. Movimiento de ladera de Torrentsenta, emplazado sobre un sustrato de arcillas garumnianas, en el término municipal de Gósol. En la parte superior del movimiento se puede ver la cicatriz inicial del evento. Extraída del SGC (1983).

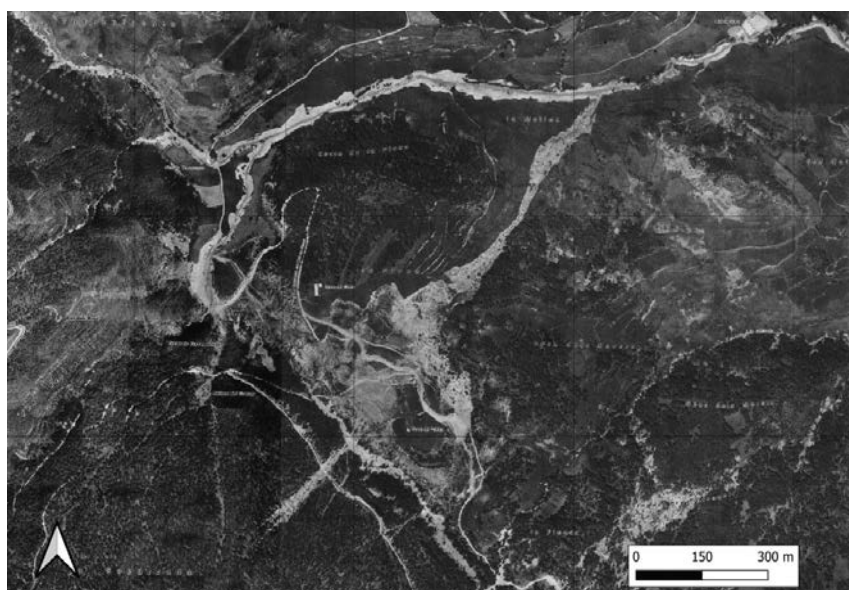


Figura 2.46. Flujo de Torrentsenta-Cirerers, Gósol.

2.3.4.4 Los flujos de la Guingueta d'Àneu y de Jou

Los pueblos de Jou y de la Guingueta d'Àneu, en el Pallars Sobirà, resultaron afectados por flujos de derrubios. En Jou los sedimentos enterraron el puente de la carretera que va a Estaís y dañaron unos prados, mientras que, en la Guingueta d'Àneu, además de enterrar los campos que bordean el pueblo, afectaron a algunas casas y soterraron también la carretera de Esterri.

El pueblo de la Guingueta d'Àneu está situado en el margen derecho del valle del Noguera Pallaresa, al pie de un torrente tributario de éste, el llamado Riu de Jou, en cuyo valle está el pueblo de Jou. Durante el aguacero del 82, el pueblo de la Guingueta y los terrenos que lo rodeaban fueron cubiertos por una serie de corrientes de derrubios que arrastraron grandes bloques y árboles, provenientes del barranc de Jou. Según los testimonios recogidos en el pueblo de la Guingueta se produjeron un total de tres flujos: el primero, a primera hora de la tarde (16 h) del domingo día 7; el segundo, el más importante, en la madrugada (4 h) del lunes día 8 y el tercero, a primeras horas de la mañana (7-8 h) del mismo lunes. Según los testigos, el tiempo que tardó una colada en recorrer el cono de deyección fue de 12 segundos; si se tiene en cuenta que la distancia recorrida fue de unos 500 m, la velocidad resultante del flujo fue de cerca de 150 km/hora.

Aguas arriba, en el lugar del pueblo de Jou, los efectos de estas corrientes de derrubios se manifestaron a lo largo del canal del Torrent de Jou y la afectación principal consistió en la rotura de la carretera que conduce al pueblo vecino de Estaís a causa del soterramiento del puente, el cual se produjo, según los testigos, por los efectos del segundo flujo.

El origen del material del flujo fueron los depósitos morrénicos de origen glacial formados por bloques, arena y limos. La sobreexcavación del torrente hizo que se iniciara una fuerte erosión en los depósitos morrénicos favorecida por su escasa consolidación; y la poca estabilidad de los taludes. La movilización de grandes proporciones de depósitos morrénicos aportó una cantidad elevada de materiales al torrente, que fueron arrastrados formando un flujo denso que se detuvo en el cono de deyección de la Guingueta (Figura 2.47).

El material aportado por los flujos colmató una gran superficie de prados, penetró en los bajos de las casas y cerró el paso de la carretera de Esterri. Durante la secuencia de los acontecimientos se produjeron modificaciones sucesivas de la posición del curso del torrente en la zona del llano por la acumulación de sedimentos. El caudal estimado que llegó al cono de deyección es de 50-100 m³/seg., mientras que la cantidad de sedimento movilizado es de 30 000 a 40 000 m³, tal y como se estima en el documento "Estudio Hidrogeomorfológico del Barranco de Jou", realizado por la Agència Catalana de l'Aigua con fecha de octubre de 2002, mientras que Serrat *et al.* (SGC, 1983) estimaron el volumen movilizado en 0,7 x 10⁶ m³. Se estimó que los depósitos aportados por los flujos cubrieron una superficie de 122 850 m² de terreno (Tabla 2.3).

Figura 2.47. Fotografía del cono de deyección en diciembre de 1982. Extraída del SGC (1983).



TABLA 2.3. Distribución de material depositado en el cono. Extraída del SGC (1983).

Resumen de superficies afectadas		
Tipo de material	Superficie (m ²)	Porcentaje del área de cono
Bloques	6 700	3,29%
Mezcla	15 550	7,64%
Tosco	100 600	49,46%
Total	122 850	60,40%

2.3.4.5 El flujo de derrubios del núcleo de la Torre de Cabdella

El núcleo de Cabdella de la Vall Fosca (Pallars Jussà) está situado al pie de una vertiente en la que hay adosado un importante till glacial que lo hace susceptible a recibir las consecuencias de una corriente de derrubios por la movilización de este material. Las lluvias que se produjeron entre los días 5 y 8 de noviembre de 1982 provocaron la formación de un flujo de derrubios de 7 m de ancho por 500 m de longitud, que movilizó un volumen de entre 2 000 y 3 000 m³ de material. El flujo arrasó en su recorrido tres edificaciones provocando 3 víctimas mortales y un herido grave. El movimiento de ladera dejó en el paisaje un surco profundo que cortó el depósito morrénico y dejó una franja del orden de 2 m de la vertiente sin bosque, en la vertical del núcleo de Cabdella. La cabecera del movimiento se inició a 1625 m, punto en el que hoy todavía es visible la cicatriz correspondiente al episodio del año 1982 (Figura 2.48). En las inspecciones de campo posteriores se detectaron zonas de infiltración de agua en el contacto entre el till morrénico y el sustrato de pizarras de edad paleozoica que constituía la base del depósito por el que circulaba el agua de precipitación. El punto donde se inició el movimiento coincidía con el canal de desagüe de pequeñas subcuencas del Solà de Riquerna.



Figura 2.48. "Golpes de cuchara" que se produjeron en la Torre de Cabdella en la Vall Fosca (Pallars Jussà). El situado a la izquierda afectó al núcleo llevándose 2 casas y causando 2 víctimas mortales. Foto: Antoni Batlle.

2.3.4.6 El flujo de derrubios de Casau

El 8 de noviembre se produjo una corriente de derrubios en el Barranc de Casau en Vielha (Val d'Aran) a raíz de las fuertes precipitaciones del temporal. El elevado desnivel del Barranc de Casau posibilitó una velocidad del agua muy elevada que le confería una capacidad de erosión muy grande y generó flujos con una carga de fondo muy potente (Figura 2.49). El conjunto del flujo de derrubios pudo ser reconstruido a partir del examen de varias fotografías y de la información facilitada por los testigos que vivieron el evento (Escuer, 2007).

A partir de estos datos se pudo estimar el área y el grosor de la acumulación del material grosero en el abanico, así como la superficie afectada por erosión. Se pudo constatar que el área aparentemente no funcional del cono, la más antropizada, fue la que resultó más activa. El flujo de derrubios destruyó la curva de la carretera nacional N-230 y colmató la planta baja del edificio del actual Hotel Pirine en el lugar de Sa Coma, entre otros. A partir de este punto el flujo siguió dos trayectorias principales: una constituida

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

por el canal que actualmente lo bordea y que ahora se encuentra totalmente canalizado y un segundo canal que, a pesar de la posterior antropización, aún se puede identificar bajo la curva de la carretera y que condujo la mayor parte de la descarga. El actual Hotel Pirene (Hotel Aran entonces) no pudo barrar el paso de material que lo atravesó por la planta baja. Tanto bloques de tamaño grande como pequeño entraron por la parte posterior del edificio y salieron por parte frontal, llenando el interior de reble.



Figura 2.49. Acumulaciones de material por el flujo de derrubios de Cassau, en Vielha. Fuente: Ajuntament de Vielha, Escuer (2013).

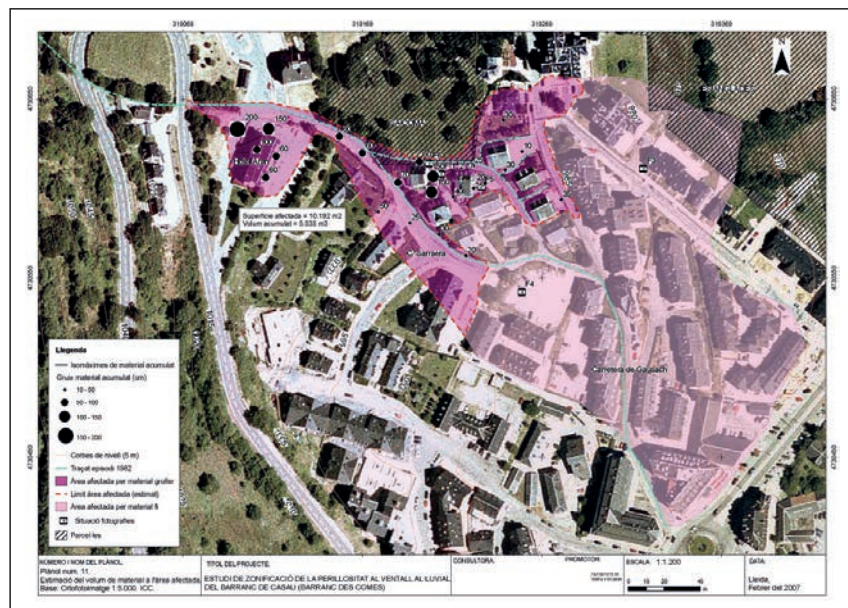


Figura 2.50. Estimación del volumen de material depositado por la corriente de derrubios de Cassau. Extraída de Escuer (2013).

Aguas abajo del Hotel Aran y coincidiendo con el trazado del Carrer Sarraèra, el flujo fue perdiendo energía de manera que depositó una gran parte del material. De todas formas, su trayectoria natural fue obstaculizada por edificios y estructuras provocando la acumulación de material mayoritariamente de tamaño grosero, sobre todo en el Carrer dera Capela y en los jardines de los chalés cercanos. El flujo se recondujo por la carretera de Gausac hasta alcanzar la Avinguda de l'Alcalde Calbetó Barra, afectando los bajos de varios comercios.

La corriente de derrubios cubrió una superficie de 6 823 m² (incluyendo la superficie del actual Hotel Pirene, totalmente afectada por la acumulación de material, y excluyendo la de las casas del Carrer dera Capela, afectadas en menor grado); en algunas zonas, el grosor de la acumulación alcanzó hasta 2 m de potencia, mientras que en otros lugares, el grosor fue inferior a los 0,3 m, de manera que se ha estimado un volumen de depósito movilizado de 4 227 m³ (Figura 2.50). En cuanto a la superficie afectada por erosión correspondió a 4 100 m².

2.4 El episodio de la Val d'Aran de 2013

2.4.1 Introducción

El día 18 de junio de 2013 tuvo lugar un episodio generalizado de movimientos de ladera en la cuenca del Garona (Val d'Aran) que afectó al extremo noroeste de Cataluña con una extensión de 1 200 km². El episodio fue provocado por un temporal de lluvias que coincidió con la fusión rápida del manto de nieve como resultado de un aumento de las temperaturas registradas la semana previa.

Los efectos geomorfológicos del episodio se concentraron en los fondos de valle como resultado de la fuerte crecida del caudal de los ríos y se concretaron en inundaciones, erosión intensa de los cauces y en la reactivación de los conos de deyección. Se produjo también una intensa actividad de movimientos de ladera que influyó y modularon la dinámica general del episodio. Entre los numerosos eventos que tuvieron lugar destacan el del barranco dera Aubeta y el del Solan de Bagergue. En los siguientes apartados se describen brevemente las condiciones que provocaron este acontecimiento, los movimientos de ladera producidos por el episodio, los daños y afecciones principales, así como dos de los principales eventos producidos.

En este apartado se recogen diferentes aspectos abordados en la jornada “La gestión de las inundaciones” organizada por el Departament de Territori i Sostenibilitat, l'Agència Catalana de l'Aigua i l'Institut Geològic de Catalunya el 27 y 28 de noviembre de 2013 a raíz de las afectaciones en la Val d'Aran en junio de 2013, y de trabajos específicos de riesgo geológico en lugares que fueron afectados por movimientos de ladera.

Las causas del episodio

La riada de la Garona tuvo su origen en la conjunción excepcional de dos fenómenos habituales; unas precipitaciones intensas de más de 120 mm y el rápido deshielo de un grosor de nieve extraordinario. El análisis de los registros pluviométricos en las estaciones de control durante los días 17 y 18 de junio indican que este episodio de lluvia por si solo habría llevado asociado una importante crecida de los caudales con posibilidad de causar daños materiales en la llanura de inundación de la Garona y de otros ríos de las cuencas limítrofes. La fatalidad hizo que las precipitaciones coincidieran con la época de fusión en una cuenca que, a pesar de las fechas, estaba todavía muy cargada de reservas de nieve.

Durante la primavera de 2013 se habían acumulado espesores de nieve muy por encima de lo habitual. Los espesores de la temporada, como los 411 cm alcanzados el 12 de febrero en el EMA de la Bonaigua, se calificaban como históricos atendiendo a los registros disponibles. El servicio de información de grosor de nieve y valoración climática diaria del ICGC (InfoGruixNEU), basado con el cálculo de percentiles del registro histórico, indicaba valores muy cercanos o por encima de los percentiles 70 y 90, lo que describía entre excedentarios y muy excedentarios (Figura 2.51). Como dato, el IGC alargó la emisión de boletines de peligro de aludes hasta el 20 de junio hecho que no se había producido nunca en los 25 años de servicio (Pineda *et al.* 2013).

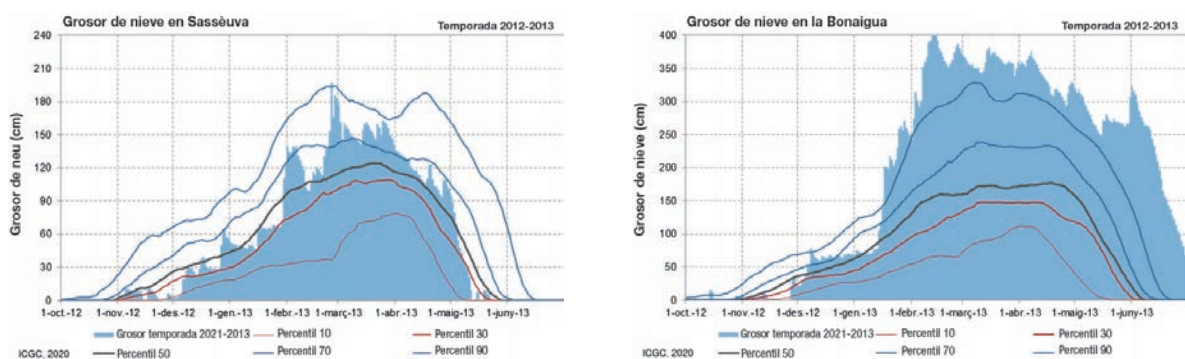


Figura 2.51. Espesores de nieve en las estaciones nivometeorológicas automáticas del Servei Meteorològic de Catalunya de Sassèuva y de la Bonaigua. Fuente: InfoGruixNEU. ICGC, 2020 www.icgc.cat.

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

El aumento de la temperatura y la lluvia aceleraron el proceso de fusión del manto nival que, como se puede observar en los gráficos de la Figura 2.51, sufrió un fuerte descenso a partir del 13 de junio.

La precipitación acumulada en la cuenca y la rápida fusión de la nieve que alimentaba las cabeceras de los ríos generaron una rápida crecida de los caudales. El día 17 de junio el caudal de la Garona ya era muy alto debido al desglase (125 m³/s) y aumentó rápidamente hasta los 280 m³/s de caudal pico en Bossòst, el valor más alto registrado desde el año 1937 (Pineda *et al.*, 2013). Entre los días 8 y 18 de junio se produjo la fusión del 50% de las reservas nivales acumuladas. Así, en estas fechas, se produjo una aportación de agua de nieve en la cuenca de unos 52 hm³ hasta Bossòst y de unos 24 hm³ hasta Arties. Este dato indica que las aportaciones debidas a la fusión nival constituyeron un porcentaje muy elevado respecto de las aportaciones totales de caudal (SPESA, 2013).

Si se estudia la evolución de la temperatura media y de la fusión nival, se observa que la temperatura subió considerablemente en los días previos hasta alcanzar los 14°C y 15°C de temperatura media diaria en la cota 2 200 m (estaciones de Sassèuva y la Bonaigua), punto en el que la fusión nival alcanzó su valor máximo, llegando a representar entre los días 12 y el 17 de junio hasta el 60% de los caudales afluentes de la cuenca completa hasta Bossòst y del 70% en la cuenca alta hasta Arties.

Durante el episodio del 18 de junio y los dos días siguientes, las temperaturas bajaron una media de 4°C, por lo que las aportaciones debidas a la fusión nival también disminuyeron y se situaron en niveles cercanos al 40% y 50%, respectivamente. Este significativo descenso de la fusión respecto al volumen total circulante por el río es lógico debido a la propia desaparición acelerada del manto nival. En la siguiente tabla 2.4, queda resumido el balance de las principales magnitudes entre los días 8 y 20 de junio en los dos puntos de control (SPESA, 2013).

Se estima que la no apertura de compuertas en la central de Arties contribuyó también a incrementar el caudal de la Garona durante el episodio. Al no abrirse las compuertas de la central hidroeléctrica la acumulación de agua y la posterior rotura del terraplén del margen izquierdo produjo un incremento de caudal del 47% inmediatamente aguas abajo de la presa (del caudal de 158 m³/s que se hubiera registrado con un funcionamiento normal se alcanzó un pico de 233 m³/s).

Otro de los factores clave de la avenida y de la generación de movimientos de ladera fue el estado de saturación del suelo. En 18 de los 30 días previos al evento se habían registrado precipitaciones en algunas zonas de la cuenca o en toda ella, y si nos acercamos más a la fecha de las inundaciones, 9 de los 13 días anteriores habían registrado una precipitación de mayor o menor importancia. Además, las precipitaciones registradas fueron muy altas, con valores que acumularon más de 100 mm en los dos días previos a la formación de la avenida en muchos puntos de la cuenca, y con una precipitación media en la cuenca el día 18 de junio de entre 70 y 80 mm.

Daños producidos

La crecida de los ríos modificó severamente los cauces y provocó numerosos daños en infraestructuras y edificios. Los efectos más destacados tuvieron lugar en los cursos principales de la cuenca, incluyendo la Garona, sobre todo a partir de la población de Tredòs y aguas abajo hasta la frontera con Francia y sus tributarios el Joeu, el Valarties y el Aiguamòg y los ríos de Ruda, de Bargadèra, de Nere, de Unhòla, de Salient, de Montcorbau, de Varradòs, de Margalida y de Toran.

En cuanto a los daños en infraestructuras viarias se contabilizaron que de los 46 puentes que había en la cuenca de la Garona, 17 sufrieron daños importantes. Según las declaraciones del ministro De Pedro en una visita a la Val d'Aran (La Vanguardia, 2014), 14 de ellos no contaban con la autorización de la Confederación Hidrográfica del Ebro, situación en la que también se encontraban los 7 campings que había en la zona.

Según el Consorcio de Compensación de Seguros las pérdidas económicas se estimaron en 19,6 millones de euros y según la prensa fueron de unos 100 millones de euros (CCMA, 2014). Se enumeran a continuación las afecciones más importantes en núcleos de población, infraestructuras y vías de comunicación: daños en la presa de Arties; inundación del núcleo de Arties; inundación del camping de Era Yerla de Arties; afectación grave de la C-28 a la altura del barranco de Salider; inundación de la depuradora de Naut Aran; erosión del puente de Garós; desaparición de 2 torres eléctricas en Casarilh; obturación del puente de Casarilh; el hundimiento del puente de Escunhau; fuertes erosiones en el puente de la entrada de Vielha, e inundación del polígono industrial de Vielha (IGC, 2013).

2. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

En cuanto a los movimientos de ladera (Tabla 2.4), la mayor parte afectaron al medio natural (prados, bosques y parcialmente ríos). En relación con la actividad económica afectaron puntualmente a polígonos industriales y a la carretera C-28.

TAULA 2.4. Afectaciones causadas por los movimientos de ladera.

Afectación	Número	%
Espacio natural	480	96,98%
Bosque	38	7,66%
Sendero	2	0,40%
Prado	403	81,45%
Río	35	7,06%
(en blanco)	2	0,40%
Infraestructuras de servicios	1	0,20%
Actividad industrial	1	0,20%
Infraestructuras de transporte	14	2,82%
Otros	1	0,20%
Camino de tierra	7	1,41%
Carretera comarcal	4	0,81%
Carretera local	1	0,20%
Sendero	1	0,20%
Total general	495	100,00%

2.4.2 El episodio de movimientos de ladera

El ICGC desplazó diferentes equipos sobre el terreno poco después del evento con el objetivo de registrar los efectos geomorfológicos del aguacero tanto desde el punto de vista de dinámica fluvial como de vertiente (ICGC, 2013). Como fruto de este trabajo se registraron 376 movimientos de ladera y actividad en varios conos. Posteriormente, en el transcurso del proyecto PyrMove, mediante la comparación de las ortoimágenes del verano de 2013 con las de 2012 se incrementó el inventario de movimientos de ladera en 100 eventos adicionales (ICGC, 2020a) (Figura 2.52).

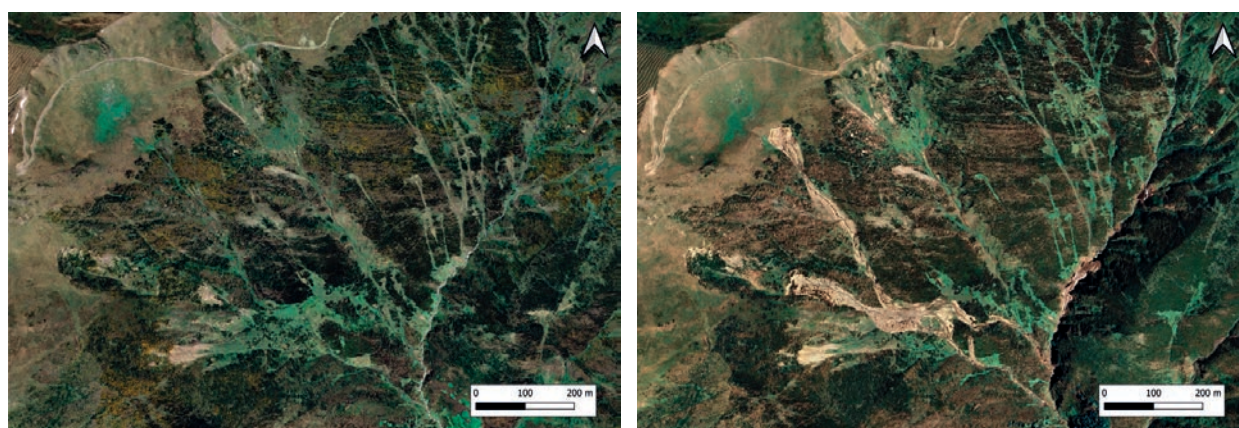


Figura 2.52. Ortoimagen de 2012 (izquierda) y de 2013 (derecha), de la cabecera del barranco de Salider.

Como se ha comentado, el episodio registró una importante actividad de fenómenos de ladera que contribuyeron a activar algunos conos de deyección. Destacan el flujo del Solan de Bagergue, el cual se paralizó a pocos metros de la población, el flujo del barranco dera Aubeta, en el valle de Valarties, que dañó la carretera de Arties, y el de la Coma dera Heuguèra, en Gausac, que causó daños al bosque y a

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

un almacén. También se observó actividad en los conos de los barrancos de Montpius y de Sauvata, en el valle del Joeu y en el barranco de Sant Esteve, en el valle del río Nere. En el valle de la Garona se produjo afectación en el barranco de Salider, donde los materiales depositados por el barranco (unos 2 000 m³) cortaron completamente la C-28 entre Garòs y Arties, según IGC (2013a).

Tipos de movimientos de ladera

La mayoría de los movimientos de ladera se identificaron en base a la clasificación de Varnes como coladas de barro o flujos de derrubios. Los movimientos de ladera se originaron principalmente en vertientes naturales, iniciándose en cicatrices preexistentes o bien coincidiendo con surgencias de agua y sólo puntualmente en terraplenes o taludes antrópicos. La mayor parte de los eventos fueron de pequeñas dimensiones movilizandando volúmenes de centenares de metros cúbicos. Las trayectorias de los flujos superaron el kilómetro y las cicatrices de salida fueron menores de 500 m².

En cuanto a la magnitud, la gran parte de los movimientos de ladera se han considerado de magnitud M0 y M1. Los eventos de magnitud M0 corresponden a pequeñas cicatrices en las que no se observa un depósito asociado. En algunos casos, se ha observado “ensambles” de pequeños movimientos de ladera (Figura 2.53), de los que se han registrado datos de tan solo los más grandes, como el flujo del Solan de Bagergue, el de la Coma dera Heuguèra, en Gausac, y el movimiento de ladera del barranco dera Aubeta, el mayor evento, que se ha considerado de M4.

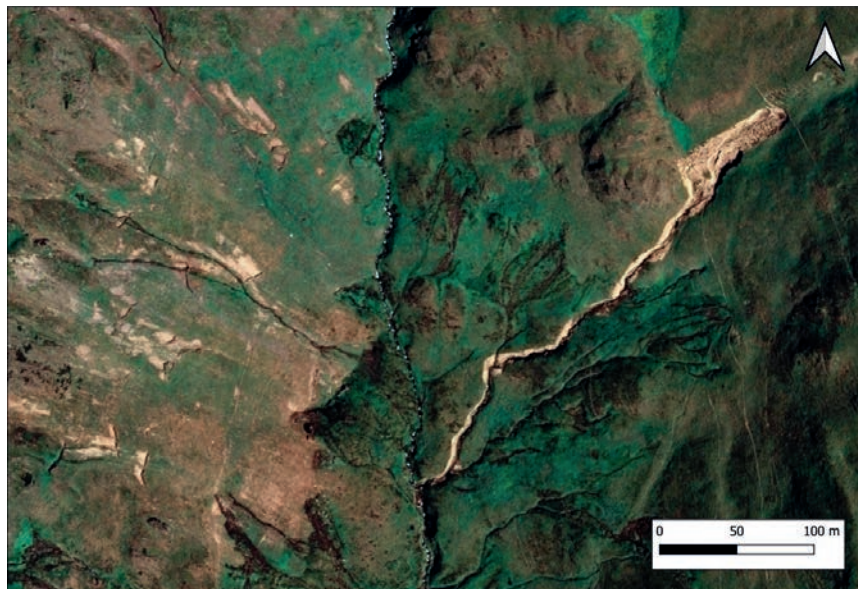


Figura 2.53. Enjambre de movimientos de ladera en la margen derecha del barranco de Corilha (Naut Aran) y evento clasificado como M3, en el margen izquierdo.

Si observamos la clasificación de los movimientos de ladera (Tabla 2.5 y Figura 2.54) en función de su magnitud, se observa una distribución decreciente (casi exponencial) desde los fenómenos de magnitud 0/1, la más frecuente, hasta el episodio de magnitud 4.

Magnitud	Número	%
M0	105	22,06%
M1	319	67,02%
M1/M2	4	0,84%
M2	38	7,98%
M2/M3	1	0,21%
M3	8	1,68%
M4	1	0,21%
Total general	476	100,00%

TABLA 2.5. Magnitudes de los movimientos de ladera registrados durante el episodio de 2013 de la Val d’Aran.

2. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

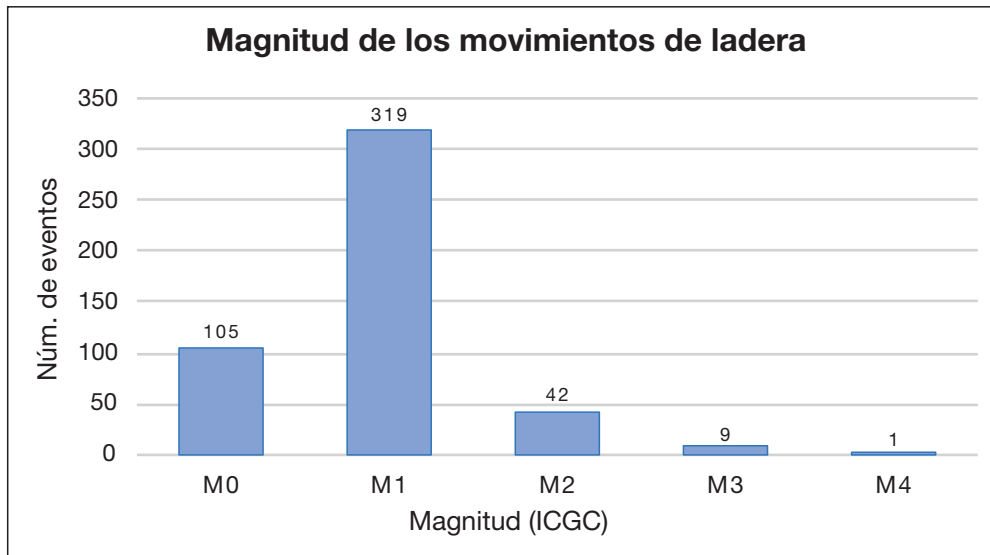


Figura 2.54. Magnitud de los eventos inventariados.

Magnitud del episodio

El ERML de la Val d’Aran es uno de los más recientes, y según la matriz definida se le asigna una magnitud de 3. En este caso se dispone de un inventario bastante exhaustivo que permite plantear una metodología alternativa para clasificar los ERML más modernos y conocidos para establecer su valoración a partir de un valor numérico (ICGC 2020a). Se trata de un índice calculado en base al número de movimientos de ladera, la superficie afectada y la magnitud de estos. En este caso, si se consideran solo los eventos de magnitud superior a 0, se tiene un total de 376 movimientos de ladera, que presentan una magnitud media de 1,17. Por otro lado, el número de eventos considerados en relación con el área afectada (1 208 km²), da una densidad de movimientos de ladera de 0,31 eventos/km². Si este valor se multiplica por la magnitud media obtenida, da un valor de 0,36, que podría considerarse como un índice más preciso que la matriz de magnitud de los ERML. La bondad de este índice para clasificar los ERML se podrá ir validando a medida que se vaya calculando para todos los episodios bien documentados.

2.4.2.1 Flujo del barranco dera Aubeta

Uno de los movimientos de ladera más significativos, tanto por sus dimensiones como por sus efectos en el medio y el acceso al Parc Nacional d’Aigüestortes i Estany de Sant Maurici es la que se produjo en el barranco dera Aubeta. En este barranco se formó una corriente de derrubios que involucró lutitas y pizarras negras de edad Siluriana. Las cicatrices superiores de la corriente se situaron en la cota 2 080 m con un segundo movimientos de ladera en la cota 1 907 m, en un torrente lateral, que aportó una gran cantidad de sedimentos al flujo. La corriente de derrubios recorrió 1 960 m hasta el río de Valarties, erosionando considerablemente el cauce y los márgenes del barranco (Figura 2.55a) y sedimentando en zonas elevadas, aguas arriba del dique de retención de la cota 1 539 m y en el cono de deyección.

Pinyol *et al.* (2017a) estimaron el volumen de sedimentos movilizados a partir del análisis comparativo de modelos digitales del terreno (MDT). En base al MDT del año 2011 y del año 2016 obtenidos por técnicas del escáner laser aerotransportado, identificaron acumulaciones de sedimentos de hasta 8,6 metros de espesor y erosiones de hasta 14,7 metros (Figura 2.55b). Las máximas acumulaciones tuvieron lugar en el área rebajada por su utilización como aparcamiento en el cono de deyección (Figura 2.56). La erosión más profunda se midió en el desprendimiento lateral. El volumen total de material movilizado se ha estimado en 104 100 m³ (\pm 8 800 m³) de los cuales 71 100 m³ (\pm 9 700 m³) sedimentaron en el barranco y su cono de deyección. Esto implica que 33 000 m³ (\pm 18 500 m³) de sedimentos se incorporaron al río de Valarties.

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

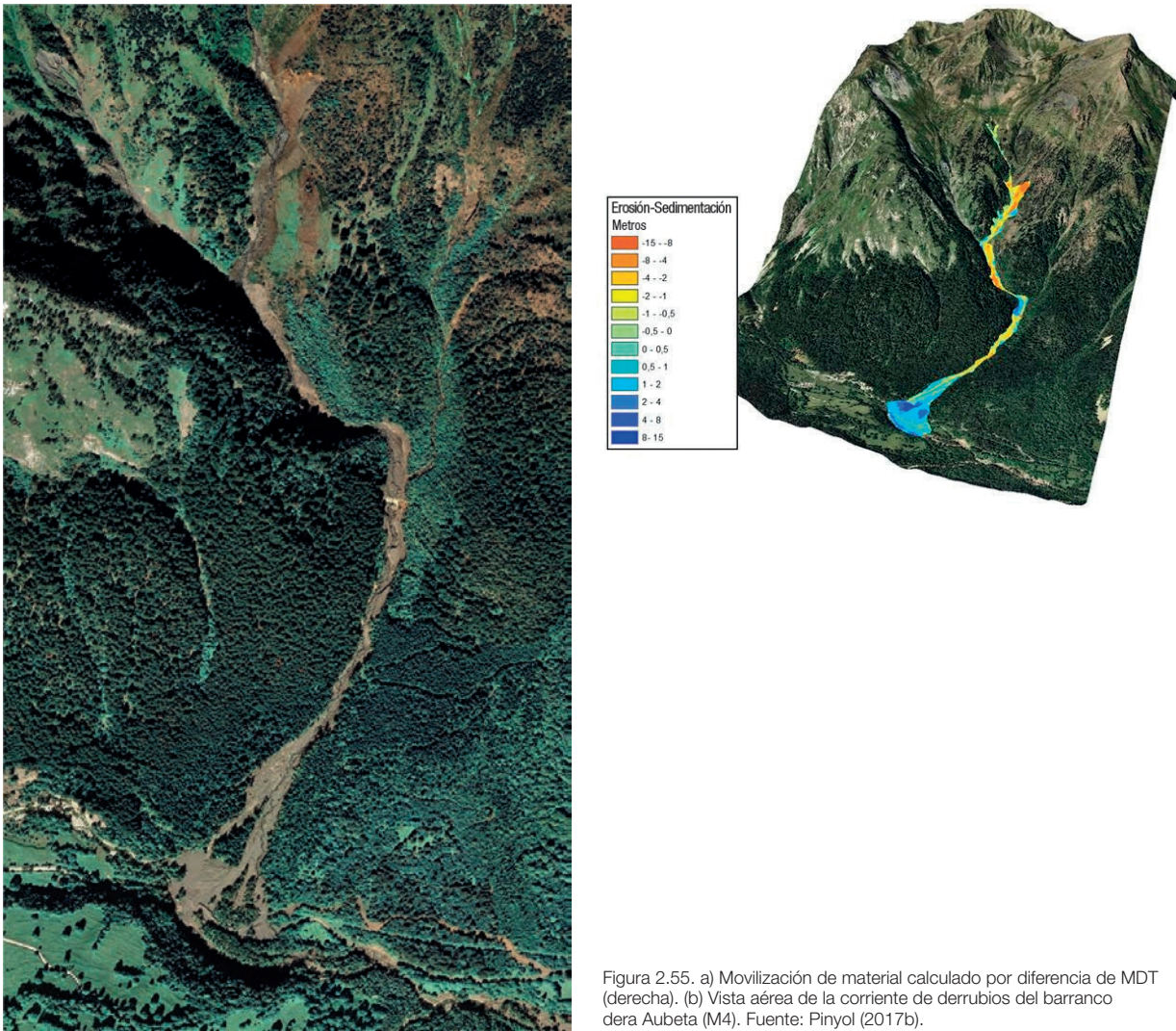


Figura 2.55. a) Movilización de material calculado por diferencia de MDT (derecha). (b) Vista aérea de la corriente de derrubios del barranco dera Aubeta (M4). Fuente: Pinyol (2017b).



Figura 2.56. Imagen de helicóptero de la acumulación de material en la parte más distal de cono de deyección del barranco dera Aubeta, que afectó a la carretera de Valarties y el Pont deth Ressèc. Fuente: IGC (2013), AP-049/13.

2. Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

2.4.2.2 Flux del Solan de Bagergue

El desprendimiento se originó en el Solan de Bagergue, en la cota 1 700 m, y llegó a pocos metros de las primeras casas de la población (cota 1 450 m). Tuvo un recorrido de 650 m aproximadamente causando daños a la vegetación (Figura 2.57 y Figura 2.58). En la misma coma donde tuvo lugar el desprendimiento se observó otras cicatrices de menor entidad desencadenadas en el mismo episodio. Se trata de un flujo de una formación superficial con un alto contenido en finos, en cuya parte más distal tan solo llegó carga sólida más fina.



Figura 2.57. Colada de barro o de tierras de Bagergue (Naut Aran, izquierda).



Figura 2.58. Flujo del Solán de Bagergue. Detalle del flujo en la parte inferior de su trayectoria. Fuente: IGC (2013), AP-049/13.

2.5 Referències

- Ayala, J. L. (2010). Detecció i recuperació de riscos naturals a través de les fonts documentals andorranes. Ajuda de investigació històrica Cebrià Baraut 2008-2009, Govern d'Andorra.
- Baeza, C. (1994). Evaluación de las condiciones de rotura y la movilidad de los deslizamientos superficiales mediante el uso de técnicas de análisis multivariante. Tesis doctoral UPC. Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica. ISBN: 9788469400081.
- Balasz, C., Becat, J., Marugan, C. M., Nadal, A., Rapalino, V., & Remacha, R. (2008). Les riudes del segle XX al Pallars Sobirà: 1907, 1937 i 1982. Colecció: Arxiu i societat: Quaderns de divulgació històrica núm. 2. Barcelona, 240 pp. Departament de Cultura i Mitjans de Comunicació, Generalitat de Catalunya. Barcelona, España.
- Becat, J. (1982). Aiguat del 7/8 de novembre del 1982. Primer informe. Centre de Perpinyà de l'Institut d'Estudis Andorrans.
- Becat, J., & Soutadé, P. (ed.) (1990). "L'Aiguat del 40: inundacions catastròfiques i polítiques de prevenció a la Mediterrània nord-occidental". Actes del congrés de Vernet: Les inundacions d'octubre de 1940 a Catalunya 50 anys després, 18-20 d'octubre de 1990. ISBN 84-393-2642-4.
- Becat J. (2013). Aiguats et inondations exceptionnelles en Andorre au XXe siècle, Collection Recerc - Ouvrages de référence n°5, ICRESS Université de Perpignan, 163p. 45p. 152p. Annexes.
- Becat, J. (2013). Aiguats et inondations exceptionnelles en Andorre au XXe siècle. Revue RECERC, Ouvrages de référence, Collection Andorre n° 5. ICRESS, Institut catalan de recherche en sciences sociales, Université de Perpignan Via Dolomita.
- Boudou, M. (2015). Monographie des inondations d'octobre 1940 dans les Pyrénées-Orientales. Extrait du tome 2 (Annexes) de la thèse de: M. Boudou, Approche multidisciplinaires pour la caractérisation d'inondations remarquables, thèse de Géographie et Aménagement de l'Espace, Université Paul-Valéry Montpellier III, 462p. + 344 p. (Annexes).
- CCMA (2014). Un any de les inundacions a la Vall d'Aran. Corporació Catalana de Mitjans Audiovisuals, SA. 18 de juny de 2014 (consultado marzo de 2017).
- Clotet, N., Gallart, F. (1983). Els fenòmens produïts pels aiguats, la dinàmica dels vessants i dels rius originada per la crescuda del novembre de 1982: Anàlisi geomorfològica i consideracions sobre la previsió de noves crescudes.
- Conselleria de Serveis Públics de les Valls d'Andorra (1982). Aiguats i revingudes extraordinaris del 7 i 8 de novembre de 1982. Danys, mesures preses i propostes d'actuació sobre infraestructures i immobles. Informe núm. 193.
- Corominas, J. (1985). "Els riscos geològics", a Història Natural dels Països Catalans. Volum 3. "Recursos geològics i sòls". Fundació Enciclopèdia Catalana. Barcelona pp. 225-270.
- Dee, D. P., & coauthors (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 137, 553-597, doi:10.1002/qj.828.
- Desfarge, J. Ph., & Lande, M. (1984). Mouvements de terrain et mutations économiques récentes en Andorre a la suite des inondations de novembre 1982. Mouvements de terrains, Caen, Francia.
- Duffourg, F., & Ducrocq, V. (2011). Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems over Southeastern France. Natural Hazards and Earth System Sciences. 11. 1163-1178.
- Escuer, J. (2007). Estudi de zonificació de la perillositat al ventall al·luvial de Casau i proposta de solucions ajuntament de Vielha e Mijaran abril 2007. Geoconsultores.
- Euroconsult (2002). Estudi de la zonificació del terreny segons la seva problemàtica geològica: Corrent d'arrossegalls de Pal (Parròquia de la Massana). Ministeri d'Ordenament Territorial, Govern d'Andorra.
- Euroconsult (2002). Estudi de la zonificació del terreny segons la seva problemàtica geològica: Corrent d'arrossegalls de Pal (Parròquia de la Massana). Ministeri d'Ordenament Territorial, Govern d'Andorra.
- Fell, R. (1994). Landslide risk assessment and acceptable risk. Canadian Geotechnical Journal, 31(2), 261-272.
- Fontserè i Iglésias (1971). Recopilació de dades sísmiques de les terres catalanes entre 1100 i 1906. Ed. Fundació Salvador Vives Casajuana; Barcelona. 1971. 546 pp.
- Godé, L., & Oller, P. (ed.) (2013). La riuada de la Garona del 18 de juny de 2013, a Jornada "La Gestió de les inundacions Departament de Territori i Sostenibilitat, Agència Catalana de l'Aigua i Institut Geològic de Catalunya. 27-28 de novembre de 2013.
- IGC (2013). Informe preliminar dels efectes dels aiguats i riuada del 18 de juny de 2013 a la conca de la Garona. Informe interno AP-049/13.
- ICGC (2020a). Identificació, validació i valoració de fenòmens d'esllavissades d'ocurrència múltiple a Catalunya (MORLE's). AP-0094/20.
- ICGC (2020b). El temporal Gloria (19-23/01/2020). Els efectes dels processos geològics sobre el territori. Sèrie Monografies tècniques, núm. 8. Barcelona.
- Lafore, J. P., & coauthors (1998): The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. Ann. Geophys., 16, 90-109.
- Lande, M. (1984). Les effets sur les versants des inondations andorranes de novembre 1982. Tesina de licenciatura de geografia. Universitat de París X.
- Llasat, M. (1987). Episodios de lluvias copiosas en Catalunya: génesis, evolución y factores coadyuvantes. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona. Departament d'Astronomia i Meteorologia. ISBN: 9788469333365.
- Llasat, M. (1987). Episodios de lluvias copiosas en Catalunya: génesis, evolución y factores coadyuvantes. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona. Departament d'Astronomia i Meteorologia. ISBN: 9788469333365.
- Llobet, S. (1947). El medio y la vida en Andorra. Estudio Geográfico, 345 pp. Barcelona.
- Ministerio de Fomento (1908). Revista de Obras Públicas. Publicación técnica del Cuerpo de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Año LVI, número 1688. Madrid, 30 de enero de 1908.
- Moya, J. (2002). Determinación de la edad y de la periodicidad de los deslizamientos en el Prepirineo oriental. Tesis doctoral, UPC, Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica. Barcelona.
- OCCC (2020). L'impacte de la tempesta Gloria. Informe interno. Oficina Catalana del Canvi Climàtic. Barcelona, 12 de juny de 2020.
- Pardé, M. (1941). La formidable crue d'octobre 1940 dans les Pyrénées Orientales. Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, 12(3): 237-279.
- Pineda, N., Prohom, M., Serra, A., Martí, G., Garcia, C., Velasco, E., & Gracia A. (2013). Causes que van provocar la riuada a la Val d'Aran el 18 de juny 2013. Gestió de les inundacions. Barcelona, 27-28 de novembre de 2013.
- Pinyol, J., González, M., & Moysset, M. (2017a). "Preliminary estimation of Aubeta debris flow deposition and erosion volumes using LIDAR data", a JTC1 Workshop on Advances in Landslide Undersanding. Barcelona.
- Pinyol, J., González, M., & Moysset, M. (2017b). Càlcul del volum de material mobilitzat, mitjançant dades lidar, pel corrent d'arrossegalls de juny de 2013 en el Barranc dera Au-

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

- beta". *Revista Catalana de Geografia*, IV época / volumen XXII / núm. 57 / noviembre 2017.
- Portilla Gamboa, M. E. (2014). Reconstrucción y análisis de ocurrencias regionales de múltiples eventos de movimientos en masa generados por lluvias históricas en los Pirineos. Tesis doctoral. UPC, Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica. Barcelona.
- Santacana, N. (2001). Análisis de la susceptibilidad del terreno a la formación de deslizamientos superficiales y grandes deslizamientos mediante el uso de sistemas de información geográfica. Aplicación a la cuenca alta del río Llobregat. Tesis doctoral, UPC, Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica. ISBN 8469956566.
- SGC (1982). Avaluació dels efectes geomorfològics catastròfics esdevinguts el mes de novembre de 1982 al Pirineu, Fase I: Estudi de detall de les causes i efectes a la zona de Joulangueta d'Aneu al Pallars Sobirà. Autores: Serrat, D.; Vilaplana, J. M.; Brú, J.; Julià, R.; Marquès, M. A. Informe interno AI-12/83.
- SGC (1983). Efectes geomorfològics dels aiguats del novembre de 1982. Informe técnico del Institut Geològic de Catalunya, ref. IGC.AI-016/83. Departament de Política Territorial i Obres Públiques. Generalitat de Catalunya.
- Soutadé, G. (1993). Les inondations d'Octobre 1940 dans les Pyrénées Orientales. Ed Conseil Général, Direction des Archives départementales des Pyrénées-Orientales. Perpignan. 351 p.
- SPESA (2013). Informe de la avenida del 17 al 20 de junio de 2013 en la cuenca del río Garona, anexo 5 (689/377). Confederación Hidrográfica del Ebro; Dirección General del Agua, Secretaría de Estado de Medio Ambiente; Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Gobierno de España.
- Trapero, L., Bech, J., Duffourg, F., Esteban, P., & Lorente, J. (2013). Mesoscale numerical analysis of the historical November 1982 heavy precipitation event over Andorra (Eastern Pyrenees). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 2969–2990.
- Trapero, L. (2014). Modelització de precipitacions intenses en zones d'orografia complexa: casos d'estudi al Pirineu Oriental. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona. Departament d'Astronomia i Meteorologia.

3. Las causas de los ERML; análisis de los factores y de su previsión

3.1 Introducción

Uno de los aspectos más relevantes en el estudio de los movimientos de ladera es el de su previsión. Ésta se define, habitualmente, en dos escalas temporales. La primera, la probabilidad del terreno a deslizarse a medio y largo plazo (de décadas a unos pocos centenares de años), se evalúa bajo el concepto de peligrosidad, que se emplea para hacer la planificación territorial. La segunda, la probabilidad del terreno a deslizarse a corto plazo (días, horas o minutos), está ligada a la previsión de lluvias intensas o a su ocurrencia ya manifiesta y se evalúa para desarrollar sistemas de alerta y alarma contra los movimientos de ladera, con tiempos cortos de respuesta frente al peligro.

La previsión tiene a su vez dos componentes, el espacial y el temporal. El espacial predice el lugar donde se producirán los movimientos de ladera y se establece calculando la predisposición del terreno a romperse, que técnicamente se llama la susceptibilidad a la ruptura de las laderas. La susceptibilidad a la ruptura depende de la pendiente, del tipo de materiales geológicos que forman las laderas y del tipo de vegetación, entre otros factores. Se trata de factores que cambian muy lentamente con el tiempo, a escala de décadas, siglos o miles de años, y que, por lo tanto, en la escala temporal humana se pueden considerar que permanecen invariables con el tiempo. Son los factores que técnicamente se denominan *condicionantes*. La susceptibilidad a la ruptura y los factores que la condicionan son características físicas de las vertientes que se pueden deducir a partir del análisis de los lugares donde los movimientos de ladera han ocurrido en el pasado.

Por otro lado, la previsión de cuándo los movimientos de ladera pueden producirse es más compleja, y requiere conocer los fenómenos que actúan a corto plazo sobre el terreno, reduciendo su resistencia a la ruptura. Estos son los factores llamados *desencadenantes*, entre los que destacan las lluvias intensas (por ejemplo, Wieckzorek, 1996) y los terremotos, en territorios donde la sismicidad es elevada.

A grandes rasgos, el papel de la lluvia en la formación de movimientos de ladera es el siguiente: la lluvia se infiltra dentro del terreno, aumenta su humedad y también la presión de agua dentro del mismo; si la infiltración de agua es más rápida que el propio drenaje del terreno, el aumento de presión de agua disminuye directamente la resistencia del terreno a la rotura, que acaba cediendo. La fusión de la nieve también puede aportar cantidades significativas de agua al terreno y aumentar notablemente la presión de agua si la fusión es rápida, algo que sucede cuando llueve, más que por un aumento rápido de la temperatura.

En el caso de los Pirineos, el registro histórico de movimientos de ladera muestra que el principal desencadenante es la lluvia, dada la baja a moderada sismicidad que hay en la cordillera. En particular, los ERML que han ocurrido en los Pirineos han sido causados por temporales de lluvia (Corominas y Alonso, 1984; Corominas, 2006) y esporádicamente ha concurrido la fusión rápida de nieve, como sucedió en el año 2013 en la Val d'Aran.

El método utilizado para prever la ocurrencia de los movimientos de ladera consiste en establecer las condiciones físicas límite a partir de las cuales las vertientes se rompen. Estas son las llamadas condiciones *umbral*, que a menudo se establecen empíricamente; es decir, a partir de la observación, analizando tanto los factores condicionantes como los desencadenantes. Los primeros quedan plasmados en los mapas de susceptibilidad. En el apartado 3.2 se presenta el ejemplo de análisis de la susceptibilidad del ERML ocurrido en el año 2013 en la Val d'Aran.

Las condiciones umbral de los factores desencadenantes, las lluvias intensas en el caso de los Pirineos, deben establecerse relacionando la intensidad y duración de las lluvias y la aparición de movimientos de ladera durante o poco después de las lluvias. En el apartado 3.3 se describen dos ejemplos de cálculo del

umbral de lluvias en dos zonas de los Pirineos orientales, empleando las series cronológicas de movimientos de ladera registrados históricamente, ya descritas en el capítulo 1. El apartado 3.4 describe la reconstrucción de los mapas de lluvia durante los principales ERML en Cataluña desde el año 1962 hasta la actualidad.

3.2 Análisis de susceptibilidad a escala de cuenca: el ejemplo de la Val d'Aran

La susceptibilidad de un terreno a deslizarse puede definirse como la evaluación, cuantitativa o cualitativa, de la probabilidad espacial de un terreno a que se produzcan movimientos de ladera, sin tener en cuenta el tiempo (cuándo). Puede incluir el tipo, la magnitud y la distribución espacial de los movimientos de ladera, que normalmente se clasifica de forma categorizada, de muy baja a muy alta. La susceptibilidad también puede incluir la descripción de la velocidad y la intensidad del fenómeno existente o potencial. La metodología general de análisis de la susceptibilidad y la creación de mapas de susceptibilidad se describen, entre otros, en los artículos de van Westen *et al.* (2006) y Fell *et al.* (2008). La determinación de la susceptibilidad puede ayudar a hacer pronósticos de qué lugares pueden ser más favorables a deslizarse cuando se producen condiciones límites circunstanciales de lluvia o terremotos. Este apartado se centra en un ejemplo de cálculo de susceptibilidad en la Val d'Aran.

La Val d'Aran está situada en la vertiente atlántica de los Pirineos centrales y se caracteriza por un relieve y clima de alta montaña. La zona analizada delimita un sector de 326 km² de la cuenca alta de la Garona que fue afectada por el Episodio de Movimientos de Ladera de junio de 2013. De este ERML se dispone de un inventario de deslizamientos muy completo, elaborado mediante la interpretación de fotos aéreas, vuelos de helicópteros y observaciones de campo, que permitió identificar 393 deslizamientos (Oller *et al.* 2013; Shu *et al.* 2019, véase también capítulo 2 de esta monografía). La información disponible permite realizar el análisis regional de susceptibilidad y obtener el correspondiente mapa para toda la zona. El cálculo de la susceptibilidad se realiza en lo que se denomina por unidad cartográfica (*Slope Unit*, SU) que en los casos que se expone están basadas en celdas regulares o píxeles (formato ráster).

El análisis se ha llevado a cabo aplicando tres métodos o modelos, que posteriormente se han validado con el inventario y se han comparado entre ellos con el fin de estimar la fiabilidad de los resultados. El primer método utiliza una aproximación heurística que incluye criterios de experto; el segundo método, de tipo determinístico, el cálculo cuantitativo de la susceptibilidad se basa en un modelo físico que determina un valor único de la susceptibilidad para cada unidad de terreno. El tercer método es estadístico y se basa en la teoría de la minería de datos.

Posteriormente se ha estimado la fiabilidad de cada método comparando los resultados obtenidos con los deslizamientos inventariados. Esta fiabilidad se mide habitualmente mediante el área situada bajo la curva de una curva ROC¹ del mapa, o índice AUC² (para una descripción detallada de esta técnica véase el artículo de Frattini *et al.*, 2010). Al tratarse de metodologías técnicamente independientes, con diferente grado de sofisticación, con diferente necesidad de datos del terreno y con diferente coste de aplicación, ha sido posible realizar también un análisis de coste-beneficio.

A continuación, se describen resumidamente los tres métodos empleados, los resultados obtenidos por cada uno de ellos y, finalmente, las ventajas, las limitaciones y el rendimiento de cada método.

El método heurístico se basa en el conocimiento experto (es decir, de la experiencia de los técnicos), respecto a las características o factores del terreno en estudio que influyen en la formación de movimientos de ladera (litología, pendiente y geomorfología) y su relación con la existencia o no de deslizamientos. Con esta información se define un modelo conceptual de la susceptibilidad, en el que el peso o contribución

1. Una curva ROC (*Receiver Operating Characteristic curve*) es un gráfico que muestra la fiabilidad de un modelo de predicción (diagnóstico) binario que clasifica los resultados en positivos o negativos y compara los resultados del modelo con la realidad observada. Los ejes de esta curva son la proporción de verdaderos positivos (casos de verdadero positivo/total de positivos)

2. Esta área posee un valor comprendido entre 0,5 y 1, donde 1 representa una predicción perfecta de todos los casos y 0,5 indica una capacidad de predicción nula (igual a la que se obtendría lanzando una moneda). En otras palabras, si el AUC de una prueba médica diagnóstica es de 0,8 significa que existe un 80% de probabilidad de que el diagnóstico realizado a un enfermo sea más correcto que el de una persona sana escogida al azar. Por ello, siempre se elige la prueba diagnóstica que presenta una mayor área bajo la curva.

3. Las causas de los ERML; análisis de los factores y de su previsión

de cada factor del terreno a la inestabilidad lo ha “calibrado” cualitativamente un experto para explicar la localización de las roturas y, finalmente, clasifica cada píxel en una categoría cualitativa de susceptibilidad. En este caso, se ha definido cuatro clases de susceptibilidad (muy baja, baja, media y alta) en una matriz que combina las variables de la pendiente del terreno y de los usos del suelo (Tabla 3.1).

Empleando la matriz de la Tabla 3.1, un fichero ráster del modelo digital de elevación topográfica (MDE) y otro del uso de suelo, y mediante un sistema de información geográfica (SIG), se ha creado un mapa de susceptibilidad en formato ráster con un tamaño de píxel de 5 x 5 m (Figura 3. 1).

TABLA 3.1. Matriz de susceptibilidad del modelo heurístico. Adaptado de Shu *et al.* 2019.

		Usos del suelo				
		Tartera	Prado	Arbustivo	Bosque	Otros
Pendiente (°)	<10	Baja	Baja	Muy baja	Muy baja	Muy baja
	10-20	Media	Baja	Baja	Muy baja	Muy baja
	20-30	Alta	Media	Baja	Baja	Muy baja
	>30	Alta	Alta	Media	Media	Baja

El mapa de la Figura 3. 1, además de los valores de susceptibilidad, muestra también los 393 puntos de rotura de los deslizamientos ocurridos durante el ERML de 2013. Más del 90% de los deslizamientos del ERML de 2013 se clasifican en las clases de susceptibilidad media y alta y el índice AUC es de 0.72.

La gran ventaja de los métodos heurísticos son su simplicidad y la pequeña cantidad de datos de entrada que se necesita. En el caso presentado, únicamente se utiliza un MDE y un mapa de usos del suelo. Sin embargo, este método no tiene base física y depende principalmente de la experiencia de la persona que determina la matriz de susceptibilidad, lo que implica un grado importante de subjetividad.

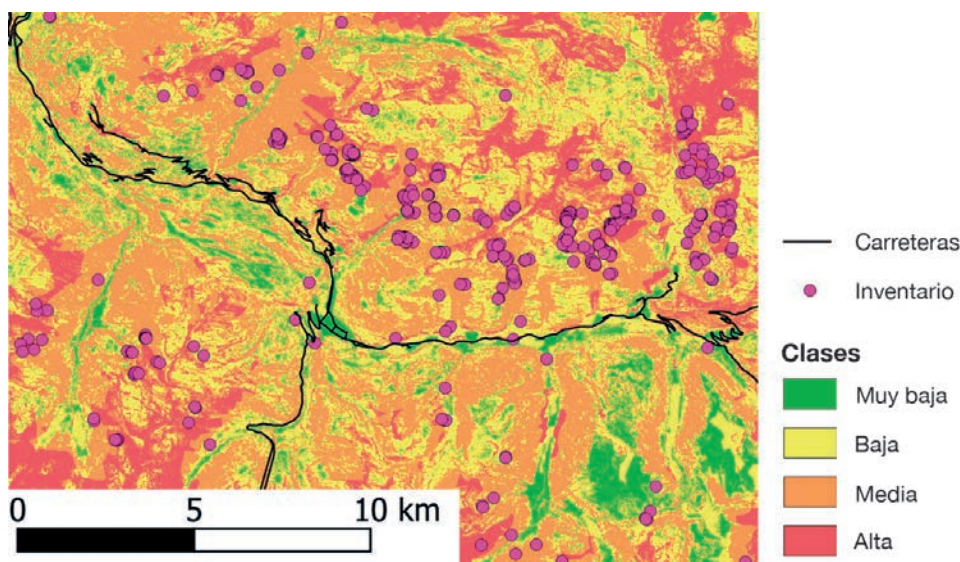


Figura 3.1. Mapa de susceptibilidad en la zona de la Val d'Aran utilizando un modelo heurístico. Adaptada de Shu *et al.* 2019.

El segundo método que se ha aplicado en este caso de estudio es un modelo determinístico, implementado en el programa FSLAM (Medina *et al.*, 2021) (Figura 3. 2).

Este método calcula la probabilidad de rotura (PoF) en cada celda mediante el modelo de talud infinito y un algoritmo estocástico³ FSLAM. Son necesarios cinco mapas ráster con los datos de entrada: DEM, propiedades del suelo (cohesión y ángulo de fricción), el tipo de uso del suelo y dos mapas de lluvia (la

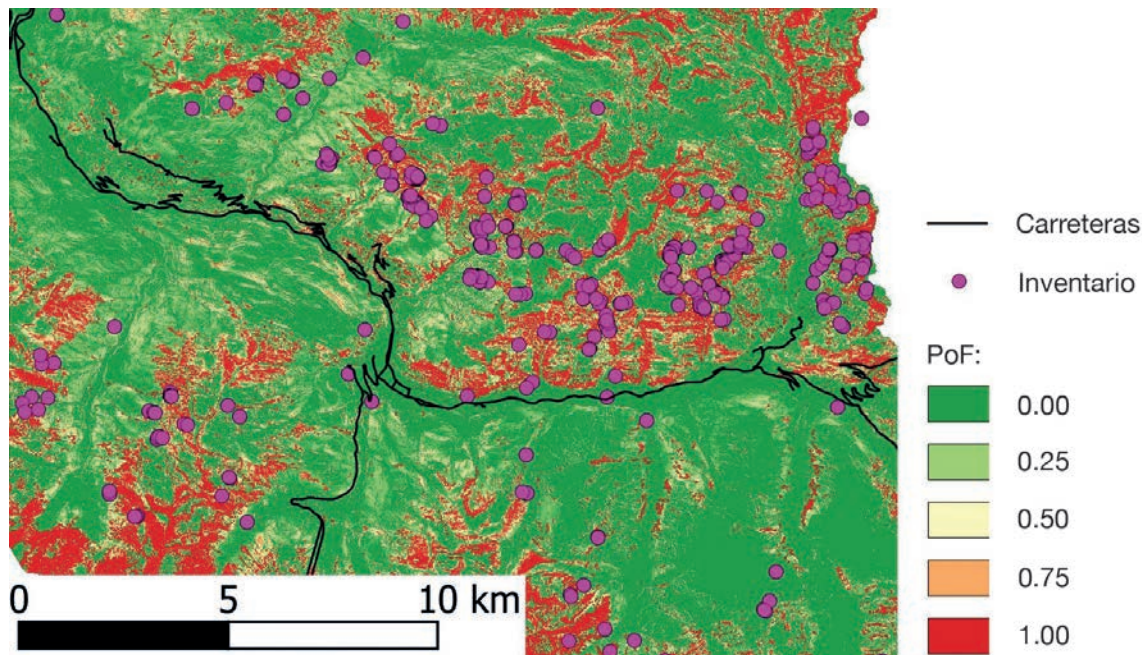


Figura 3.2. Mapa de susceptibilidad en la zona de la Val d'Aran utilizando el modelo determinístico FSLAM y las condiciones que han causado el episodio de 2013. El resultado es la Probabilidad de Rotura (PoF). Adaptada de Hürlimann *et al.* (2021).

lluvia anterior al día de la rotura y la lluvia del día de la rotura o lluvia desencadenante). El programa incluye un módulo de cálculo hidrológico que transforma la lluvia en el nivel freático inicial, previo a la lluvia desencadenante. Con esta última se calcula el incremento del nivel freático y finalmente el PoF en cada celda. Una gran ventaja de FSLAM es su bajo coste computacional y la rapidez de cálculo, ya que puede calcular toda la zona de estudio con sus 13 millones de celdas en aproximadamente 3 minutos. Otros modelos determinísticos más sofisticados necesitan hasta 100 veces más tiempo para los mismos cálculos, lo que es poco práctico de cara a su aplicación a escala regional.

La limitación principal de cualquier modelo determinístico es la imposibilidad de calcular la incertidumbre en los valores de las propiedades geotécnicas de los tipos de suelos. Los valores de estas propiedades se han estimado a partir del mapa geológico de la zona de estudio, dada la carencia (muy habitual) del mapa geotécnico de suelos, y realizando diversas iteraciones para maximizar la fiabilidad del modelo. Finalmente se ha conseguido un índice AUC de 0.78 para el episodio de 2013 de la Val d'Aran, un 8% superior al obtenido con el método empírico.

El tercer método utilizado consiste en la aplicación de un árbol de decisión. Los árboles de decisión son herramientas muy útiles que se pueden generar mediante la minería de datos. En nuestro caso, con esta técnica se han analizado múltiples mapas de entrada con información diversa sobre la topografía, la litología y el uso del suelo. Finalmente, se han incorporado tres mapas de entrada al árbol de decisión y cada uno relacionado con una pregunta para cada píxel: (1) ¿la clase litológica es lutita? (2) ¿la pendiente del terreno es mayor de 25°? y (3) ¿la clase de uso de suelo es bosque? Con estas tres preguntas se puede decidir si el terreno es susceptible o no susceptible a la rotura y deslizamiento (Figura 3.3). En este ejemplo, sólo existen estas dos opciones y no hay diferentes niveles de susceptibilidad. El índice AUC obtenido con este método para el episodio de 2013 es de 0.735, sólo un 2,1% superior al correspondiente al método empírico.

La aplicación de técnicas de minería de datos es complicada y necesita un inventario muy completo y de gran calidad, pero el árbol de decisión resultante es simple de entender y muy útil para su uso en el análisis de la susceptibilidad a escala regional.

3. El modelo de talud infinito usa las ecuaciones de equilibrio mecánico estático en el terreno del perfil vertical de una celda, suponiendo que la superficie de rotura, la superficie freática y la superficie topográfica son planas y paralelas, y que en los límites laterales superior e inferior actúan fuerzas opuestas que se compensan. El algoritmo se utiliza para generar valores de las dos variables físicas del terreno que controlan su estabilidad en la rotura, la cohesión y el ángulo de fricción del terreno, suponiendo que las dos variables son aleatorias y siguen una función de distribución de probabilidad normal, con media y desviación estándar conocidas.

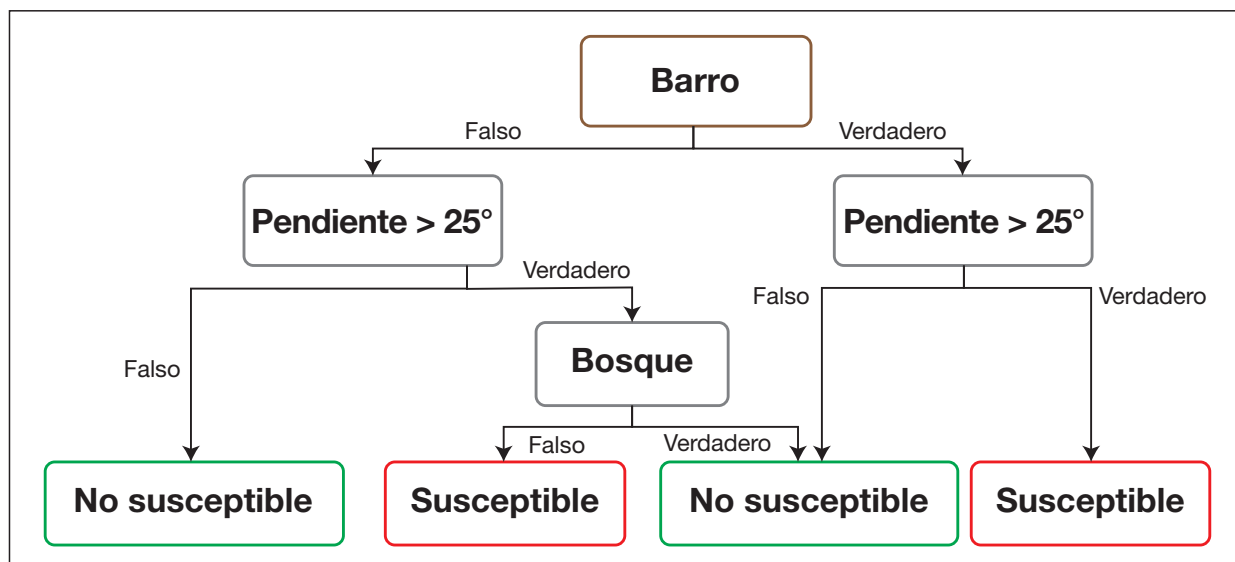


Figura 3.3. Árbol de decisión determinado mediante minería de datos. Extraída de Álvarez (2021).

El ejemplo de la Val d’Aran y la comparativa de los tres métodos muestran bien la complejidad del análisis de susceptibilidad a escala regional. No obstante, y a pesar de haber comparado tres métodos muy diferentes, la fiabilidad final de los tres métodos de simulación de los deslizamientos del episodio de 2013 ha sido bastante similar con valores AUC entre 0.72 y 0.78 (método heurístico 0.72, método de minería de datos 0.735 y método determinístico 0.78). El método heurístico es sencillo de aplicar de forma regional pero tiene una componente de subjetividad importante. Los otros dos métodos son mucho más objetivos (y, por lo tanto, sus resultados son más reproducibles). El método de árbol de decisión con minería de datos es, como ya se ha mencionado, de fácil aplicación a escala regional, ya que requiere unas pocas variables de entrada. Sin embargo, la aproximación utilizada no permite clasificar la susceptibilidad a la rotura en varios niveles y los valores de pendiente del terreno pueden variar con la zona de estudio. El método determinístico es el más fiable de los tres utilizados y, aunque requiere más esfuerzo para conseguir los datos de entrada, tiene las ventajas adicionales que tiene una base física, y, por lo tanto, se aproxima más a la realidad del fenómeno, es muy objetivo y repetible. Una propuesta razonable para analizar la susceptibilidad del terreno al deslizamiento es empezar con un modelo de árbol de decisión, incorporando explícitamente los criterios de experto, y si hay suficiente información disponible, continuar el análisis con el método determinístico.

3.3 Umbrales de lluvias en los Pirineos catalanes deducidos del análisis de movimientos de ladera del registro histórico

Cuestiones generales sobre la deducción y la aplicabilidad de los umbrales de lluvia

Las condiciones de umbral de lluvia que desencadenan movimientos de ladera pueden definirse bien mediante la correlación espacial entre la ocurrencia de movimientos de ladera y la distribución de la lluvia, delimitando la zona donde concurren la lluvia y los movimientos de ladera en cada episodio, o mediante la correlación temporal entre las lluvias y los eventos ocurridos a lo largo del tiempo en una zona. Es importante destacar que el umbral de pluviometría estimado tiene implícitamente una validez local. Este hecho viene dado por las necesarias simplificaciones utilizadas en su estimación (relativas, entre otras, a la distancia entre movimientos de ladera y pluviómetros, al intervalo de registro de la lluvia, y a la compleja traducción de la lluvia en presiones de agua dentro del terreno) conllevan una serie de limitaciones en la aplicación del

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

umbral (Crozier, 1986; Bhandari *et al.*, 1991). Una vez establecido el umbral de lluvia para una determinada región, es posible realizar previsiones a corto plazo, cuando las condiciones pluviométricas se aproximan al umbral (Yano y Senoo, 1985), o a largo plazo, utilizando el periodo de retorno de temporales que superan el umbral como estimador del periodo de retorno de episodios de movimientos de ladera (Siddle, 1985).

Cabe mencionar también que no todos los tipos de movimientos de ladera son causados por lluvias intensas o prolongadas. Existe una amplia variedad de tipos de movimientos de ladera, cada uno de ellos muestra un comportamiento diferenciado respecto a la lluvia (Corominas, 2000). Los terrenos más susceptibles a la inestabilidad debida a la lluvia son los constituidos por suelos limosos o arenosos y por materiales arcillosos, en los que se forman típicamente deslizamientos, flujos de derrubios y coladas de tierra (Corominas, 2000).

En el capítulo anterior se han mostrado las series cronológicas de movimientos de ladera registradas en archivos municipales y periódicos de dos zonas de los Pirineos orientales catalanes, las cuencas altas del Ter y del Llobregat. Aquí se presenta la relación entre dichos movimientos de ladera y la lluvia, y los umbrales de lluvia obtenidos (Corominas y Moya, 1996; Moya y Corominas, 1997; Corominas y Moya, 1999; Moya, 2002). Muchos de los movimientos de ladera ocurridos en estas dos zonas muestran una clara relación con la lluvia. En algunos casos, las noticias de prensa y los documentos municipales consultados ya se refieren a “las últimas lluvias” o a las “intensas lluvias” como la causa de los movimientos de ladera.

3.3.1 Umbrales de lluvia en la cuenca alta del Ter

De esta cuenca se consiguió una serie cronológica relativamente completa de movimientos de ladera históricos; esto ha permitido obtener el umbral de lluvia mínimo y necesario para desencadenar movimientos de ladera. El método utilizado ha sido la correlación temporal entre los episodios de lluvia y los episodios de movimientos de ladera, fijando la relación causa-efecto, y la definición de la curva de intensidad versus duración de la lluvia que delimita inferiormente los episodios de lluvia que han dado lugar a movimientos de ladera. Se trata del método más habitual a pesar de sus limitaciones, debidas a las simplificaciones antes mencionadas.

Se inventariaron 36 episodios de movimientos de ladera en la cuenca, pero no se utilizaron todos para estimar el umbral de lluvia. En primer lugar, para algunos de los episodios de movimientos de ladera no se disponía del correspondiente registro de precipitaciones, especialmente para los casos anteriores al año 1945, año en el que se inició el registro en Campdevàrol (Ripollès), el pluviómetro más antiguo con observación diaria continua. Antes de este año solo hay disponible un registro de algunos años en la red de pluviómetros.

En segundo lugar, el inventario incluyó roturas en desmontes con lluvias de baja intensidad o sin lluvia y que posiblemente fueron consecuencia de la excavación del propio desmonte. Otra parte de los movimientos de ladera se produjeron en invierno, y pueden estar relacionados con ciclos de hielo-deshielo. Ninguna de estas últimas roturas se incluyeron en el análisis para establecer el umbral de lluvia. También se excluyeron los sucesos correspondientes a muros, obras y canales que se pudieron identificar en el inventario.

Los pluviómetros utilizados son los de Ripoll (con registro diario continuado desde 1975), Campdevàrol (con registro desde 1945) y, ocasionalmente, el de Sant Pau de Seguries (con registro desde 1987) (Figura 3. 4). Los tres con registro cada 24 h (diario).

Los parámetros de la lluvia considerados inicialmente fueron la duración y la lluvia acumulada. Un primer análisis de la precipitación mostró que algunos movimientos de ladera estaban relacionados con lluvias superiores a 200 mm en uno o dos días. En otros casos, la intensidad diaria máxima alcanzada durante el episodio fue relativamente moderada, de 60-70 mm, pero con lluvia durante tres, cuatro o más días. También se observó que en algunas ocasiones los movimientos de ladera estaban relacionados con la lluvia recogida en solo algunos días del episodio y coincidían con el día de máxima intensidad de la precipitación.

De hecho, cuando la lluvia se prolonga más de un día se pueden contemplar varias posibilidades en el cálculo del umbral. Se trata entonces de encontrar la combinación de lluvia acumulada y duración que da una mayor intensidad media (que llamamos duración efectiva), sin tener que contemplar el intervalo completo del episodio lluvioso. En todo caso, el último día del periodo a considerar fue el de la fecha de ocurrencia del movimientos de ladera o la del documento que hace referencia al fenómeno.

3. Las causas de los ERML; análisis de los factores y de su previsión

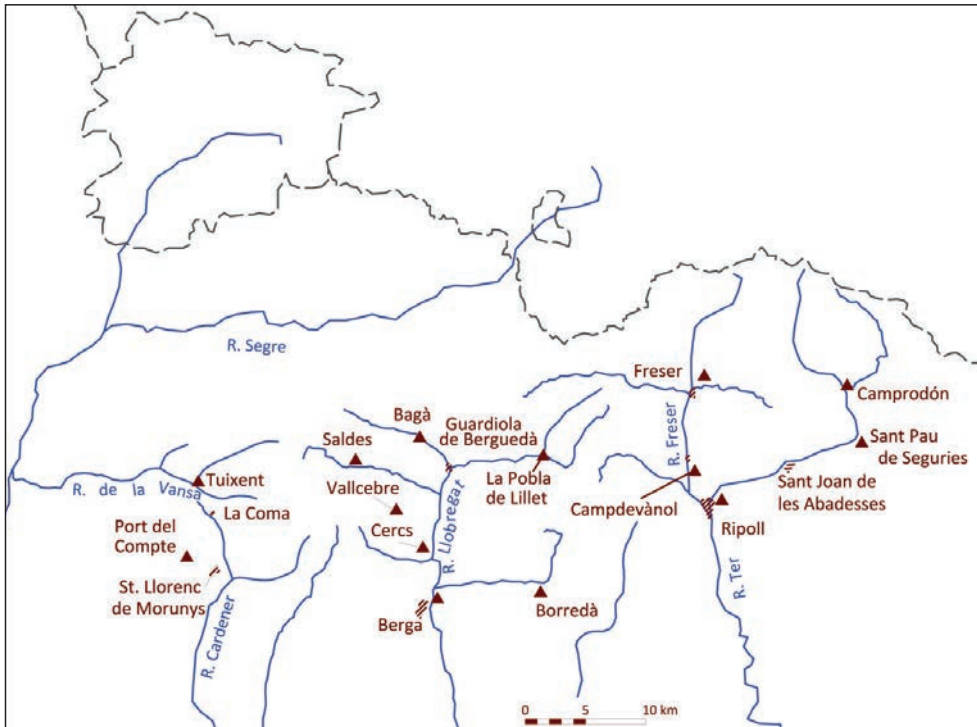


Figura 3.4. Localización de los pluviómetros utilizados en los Pirineos orientales. Extraída de Moya (2002).

Por otro lado, las lluvias caídas en días o semanas anteriores pueden también haber contribuido a la inestabilidad (Wiekzorek, 1987). Para tener en cuenta esta posibilidad, el cálculo del umbral se realizó de forma iterativa utilizando ventanas de duración y de lluvia acumulada variables entre 1 y 21 días para cada episodio lluvioso. La duración efectiva del episodio es la finalmente utilizada para calcular el umbral de lluvia.

Para minimizar el efecto de la variabilidad espacial de la precipitación se tuvieron en cuenta los movimientos de ladera situados como máximo a 8 km del pluviómetro más cercano, o a 2 km en el caso de movimientos de ladera ocurridos en julio o agosto, cuando son frecuentes las tormentas de extensión muy limitada.

Una vez filtrada la serie, de los 36 episodios de movimientos de ladera disponibles en origen se usaron finalmente 12 para calcular el umbral. Sin embargo, el número de puntos de lluvia acumulada-duración efectiva es superior al número de episodios utilizados, dado que algunos temporales de alcance general provocaron movimientos de ladera cerca de más de un pluviómetro. La Figura 3.5 muestra el umbral cal-

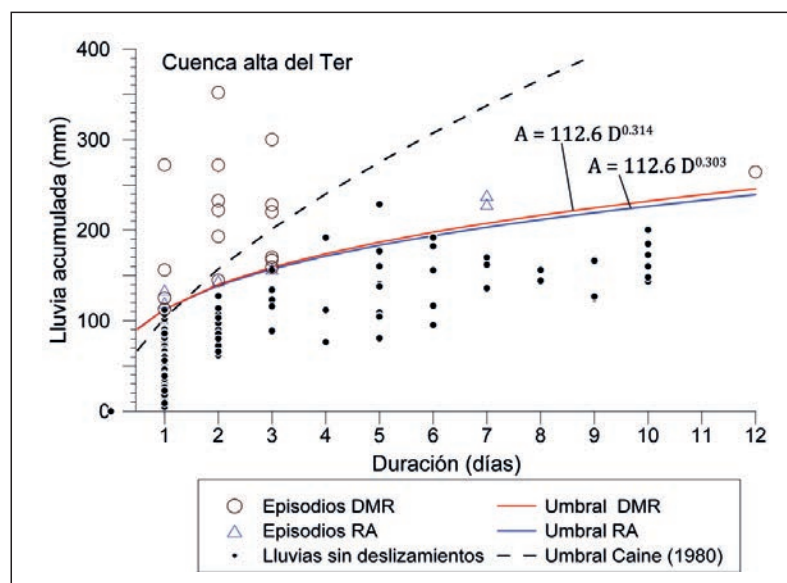


Figura 3.5. Umbrales de lluvia obtenidos para los episodios de un (RA) o más de un (DMR) movimiento de ladera en la cuenca alta del Ter. Extraída de Moya (2002).

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

culado para los episodios que tienen al menos un evento (episodios RA) y por los que contienen dos o más movimientos de ladera (episodios DMR). Los dos umbrales son muy parecidos e indican un valor umbral de lluvia de unos 110 mm en 24 h y de unos 200 mm en 7 días. El valor de precipitación es muy cercano al obtenido por Caine (1980). En el caso de las lluvias de mayor duración, los dos umbrales obtenidos son menores al sugerido por Caine (1980) (Figura 3.5).

Para evaluar la bondad del umbral se analizaron también las lluvias que no generaron movimientos de ladera. Para estos episodios también se calculó la lluvia acumulada y duración efectivas, eligiendo el punto más próximo al umbral de lluvia definido antes. Se consideraron todas las lluvias con más de 1 mm/día registradas tanto en Campdevànol como en Ripoll (Figura 3.5). Sólo 2 de las 17 lluvias de estas estaciones que superan el umbral no ocasionaron movimientos de ladera; es decir, el porcentaje de acierto es del 88%.

3.3.2 Umbrales de lluvia en la cuenca alta del Llobregat

En la cuenca alta del Llobregat, la información histórica sobre episodios de movimientos de ladera es más limitada por lo que se optó por una correlación espacial; es decir, por establecer el umbral de lluvia mediante la comparación entre la distribución espacial de la pluviometría y la localización de los movimientos de ladera superficiales y de las cuales se dispone de registro de lluvias: los temporales de noviembre de 1982, septiembre de 1992 y diciembre de 1997.

El temporal de noviembre de 1982 desencadenó más de 900 movimientos de ladera, que incluyeron flujos de derrubios, deslizamientos superficiales, desprendimientos y grandes movimientos de ladera (Gallart

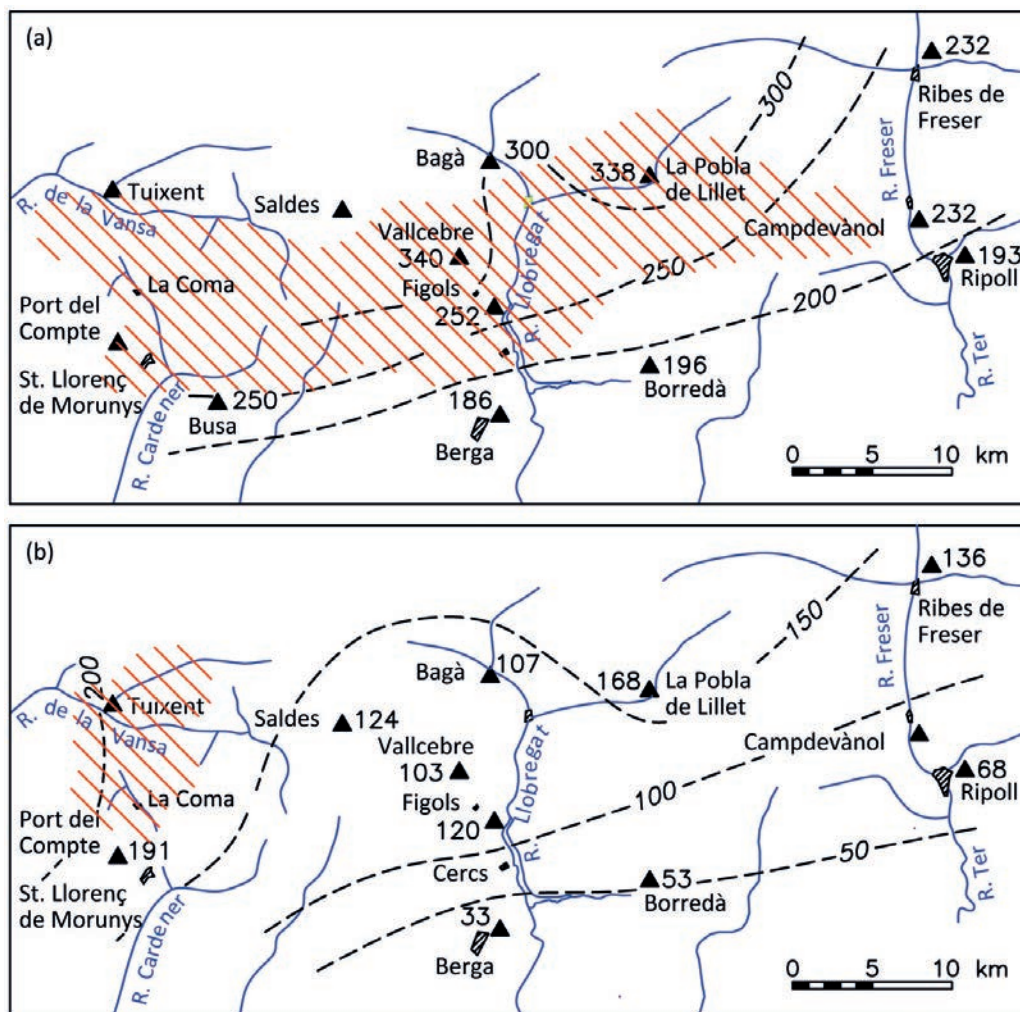


Figura 3.6. Mapas de isohietas de los temporales (a) del 6 y 7 de noviembre de 1982 y del (b) 8 de septiembre de 1992 en la cuenca alta del Llobregat. Las zonas tramadas corresponden a las más afectadas por deslizamientos superficiales en cada temporal. Los pluviómetros se indican con triángulos. Extraída de Corominas y Moya (1999).

3. Las causas de los ERML; análisis de los factores y de su previsión

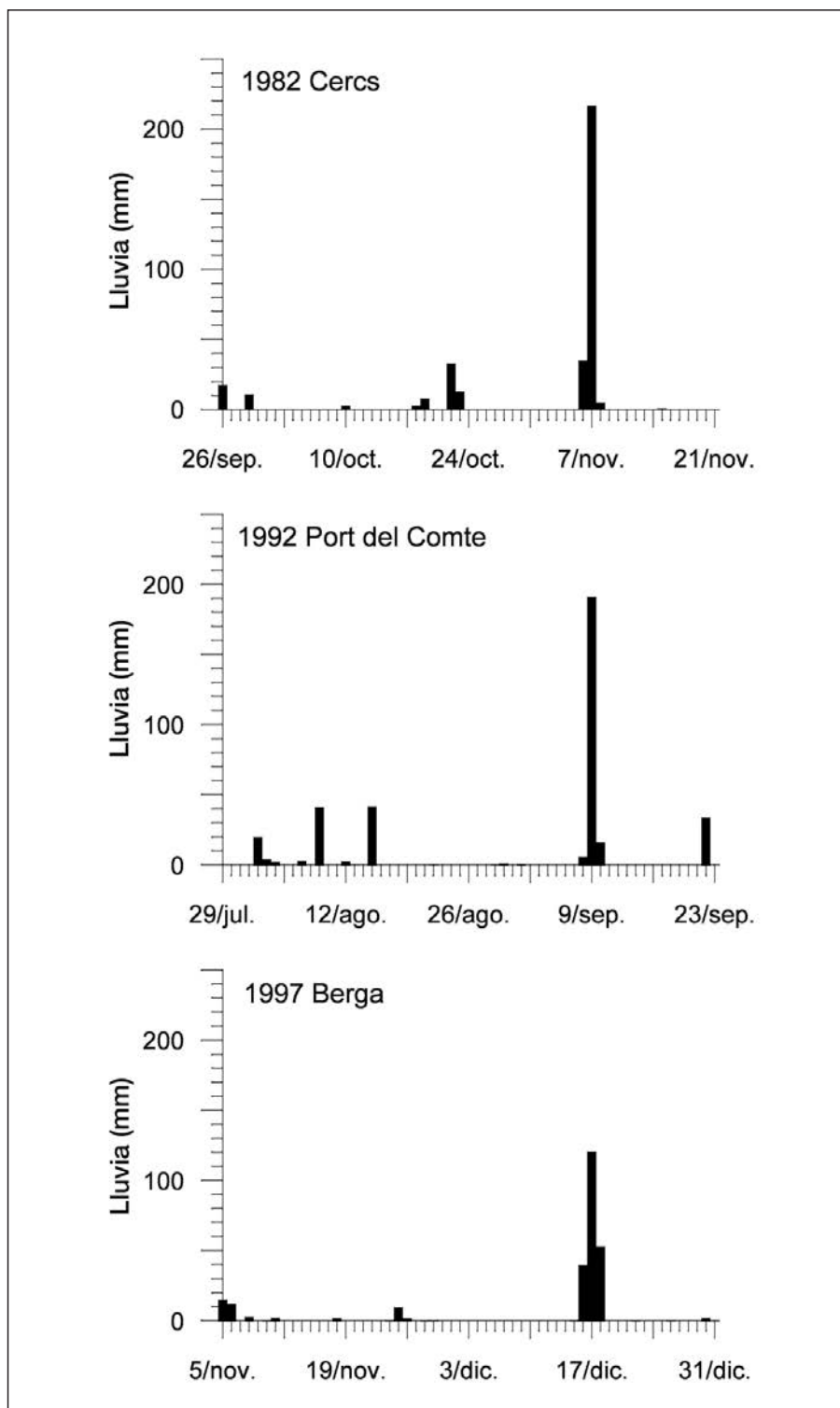


Figura 3.7. Distribución de la precipitación en las semanas anteriores a los episodios lluviosos que han causado deslizamientos superficiales en la cuenca alta del Llobregat. Extraída de Moya (2002).

y Clotet, 1988). En los sectores más afectados por los flujos de derrubios y deslizamientos superficiales, como en Vallcebre y en Cercs, la precipitación alcanzó los 340 y los 252 mm en 48 horas, respectivamente, mientras que en Berga, donde sólo se produjeron roturas aisladas, la precipitación fue de 186 mm (Figura 3.6). La precipitación diaria máxima fue respectivamente de 230, 217 y 154 mm (Figura 3.7).

El segundo temporal de intensidad fuerte tuvo lugar el 8 de septiembre de 1992. Este temporal afectó a una área de menor extensión y alcanzó una precipitación máxima de 200 mm en 24 horas en las estaciones de Tuixent y del Port del Comte, causando un número moderado de flujos de derrubios y el

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

fuerte desbordamiento del Riu de la Vansa y el Cardener. En las estaciones de Saldes, Vallcebre y Cercs se registraron precipitaciones de 191, 114 y 132 mm, respectivamente, sin que tuvieran lugar flujos de derrubios ni deslizamientos superficiales en el área circundante.

El último de los temporales corresponde al del 16-18 de diciembre de 1997, que provocó 11 deslizamientos superficiales en las cercanías de Berga y en la carretera de Borredà. En estos dos puntos la precipitación fue de 214 y de 233 mm, y la intensidad diaria máxima de 121 y 127 mm, respectivamente. Cabe destacar que en este caso la lluvia cayó a lo largo de 48 h (Figura 3. 7). En Cercs durante el mismo periodo se registraron 346 mm, con un máximo de 191 mm el día 17, pero solo se observaron roturas superficiales en algunos desmontes y la reactivación de algunas pequeñas coladas de tierra. En este caso buena parte de la precipitación cayó en forma de nieve, lo que supuso una infiltración más lenta y, se interpreta, que dificultó el desarrollo de deslizamientos superficiales en vertientes naturales.

Una característica común de los tres episodios anteriores es la práctica ausencia de precipitación en las 2 o 3 semanas previas (Figura 3.6 y Figura 3. 7). Los datos anteriores sugieren que sólo temporales de lluvia de gran intensidad y corta duración (de 24 a 48 h) son capaces de desencadenar movimientos de ladera superficiales. Los datos de los temporales de 1982 y 1992 sugieren que, en la cuenca alta del Llobregat, un umbral de lluvia de 180-190 mm en 24 horas puede dar lugar a deslizamientos superficiales aislados sin lluvias. Para una actividad más generalizada, el umbral parece aumentar hasta los 300 mm en 24-48 horas. Este umbral es cercano al sugerido por Bhandari *et al.* (1991) y no está demasiado alejado de los 171 mm en 19 horas que en junio de 2000 provocaron numerosos flujos de derrubios, deslizamientos y desprendimientos en la montaña de Montserrat (Marquès *et al.*, 2001).

Resumiendo los resultados de las dos cuencas, en la cuenca alta del Llobregat las precipitaciones de más de 180 mm en 24 h pueden producir movimientos de ladera aislados, mientras que las lluvias próximas a 300 mm en 24-48 h son susceptibles a producir una actividad generalizada de movimientos de ladera.

En la cuenca alta del Ter los movimientos de ladera se pueden producir a partir de 110 mm en 24 h y de unos 200 mm en 7 días sin necesidad de lluvia. Este último umbral es significativamente más bajo que el de la cuenca del Llobregat; probablemente porque incluye roturas en desmontes de vías de comunicación.

3.3.3 Periodicidad de las lluvias que superan el umbral

En el análisis de las lluvias desencadenantes de movimientos de ladera otro aspecto relevante es la periodicidad de las mismas. Esta periodicidad se puede utilizar para estimar la periodicidad de los movimientos de ladera. Como algunas lluvias superan el umbral y no han originado movimientos de ladera, la periodicidad calculada será una periodicidad máxima; es decir, una frecuencia mínima.

La Figura 3.8 muestra la serie cronológica de los episodios de lluvias que igualan o superan el umbral (lluvia "excedente") de la cuenca alta del Ter. El valor de lluvia excedente que corresponde a cada episodio se ha obtenido haciendo la diferencia entre la lluvia acumulada efectiva del episodio y el valor del umbral de lluvia acumulada para la misma duración.

Se puede comprobar que la periodicidad de las lluvias excedentes no es constante sino que se distinguen periodos de mayor recurrencia que coinciden con los mostrados por la serie cronológica de los movimientos de ladera (Figura 3.8). En los dos periodos comprendidos entre 1959 y 1972 y entre 1991 y 1997 la periodicidad de las lluvias excedentes es de 1 a 5 años. El año 1982 marca también un corto periodo activo formado por los temporales de enero y noviembre. Estos tres periodos están separados por unos 9 años de media en los que no hay movimientos de ladera registrados en los archivos municipales o en diarios locales.

Vale la pena destacar la ausencia de lluvias excedentes entre 1945 y 1959. Este hecho puede ser debido, parcialmente, a la falta de registro pluviométrico en Ripoll. A pesar de ello, este intervalo abarca gran parte del periodo de relativa inactividad mostrado por la serie cronológica de movimientos de ladera, y que se inicia tras el gran temporal de octubre de 1940. Como ya se adelantó anteriormente en esta monografía existen dos interpretaciones sobre este periodo. Una es el posible vacío documental durante la posguerra, debido a la ausencia de prensa local. Otra es una mayor estabilidad de las vertientes debida a una posible purga de los elementos inestables causada por el temporal de 1940. Ambas interpretaciones son posibles, pero lo mostrado en la Figura 3. 8 sugiere también una causa climática para este periodo

3. Las causas de los ERML; análisis de los factores y de su previsión

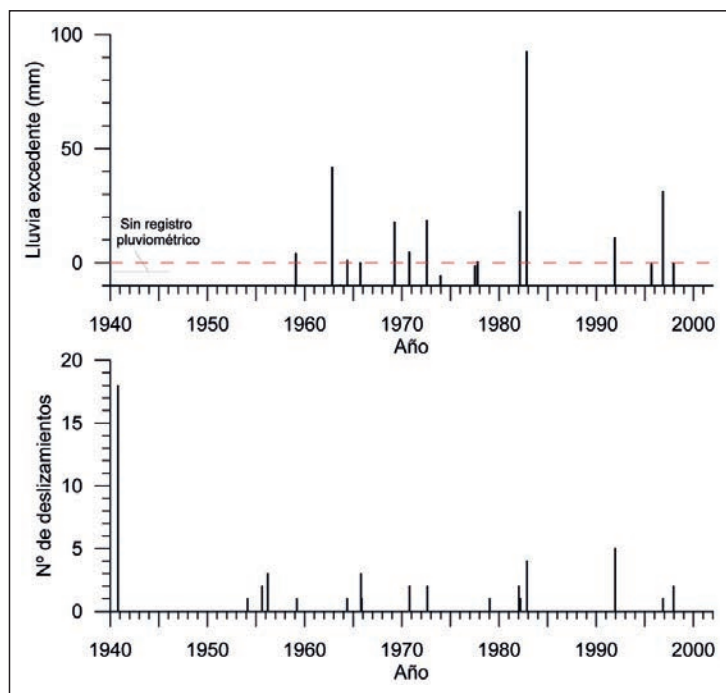


Figura 3.8. Comparación de la cronología de los episodios lluviosos que igualan o superan el umbral establecido para la cuenca alta del Ter para los últimos 57 años (arriba) y de la cronología de los episodios de inestabilidad registrados en la cuenca desde 1940 (abajo). La serie de movimientos de ladera mostrada corresponde a la original, que incluye todos los fenómenos acaecidos. Extraída de Moya (2002).

de inactividad. Ninguna de las lluvias registradas en los primeros 14 años del registro en la estación de Campdevàrol llegó tan solo a acercarse al umbral.

En el análisis de la frecuencia de las lluvias desencadenantes de la cuenca alta del Llobregat se utilizó otra aproximación, que consistía en el ajuste de funciones de distribución de valores extremos a las series de lluvias (Figura 3.9). El periodo de retorno de lluvias de 185-190 mm en 24 h (el umbral de lluvias desencadenantes calculado para esta zona) es muy variable en el área de estudio; utilizando los datos de la estación de Cercs, la que dispone de un registro más completo (de 41 años, con pocos vacíos), se obtiene un periodo de retorno de 40-45 años.

Considerando el conjunto de los Pirineos orientales catalanes, los grandes temporales de lluvia que además de grandes inundaciones causaron numerosos movimientos de ladera fueron los de los años 1907, 1940 y 1982. Estos episodios fueron ERML de gran magnitud, por los que se puede inferir una recurrencia de entre 35 y 45 años.

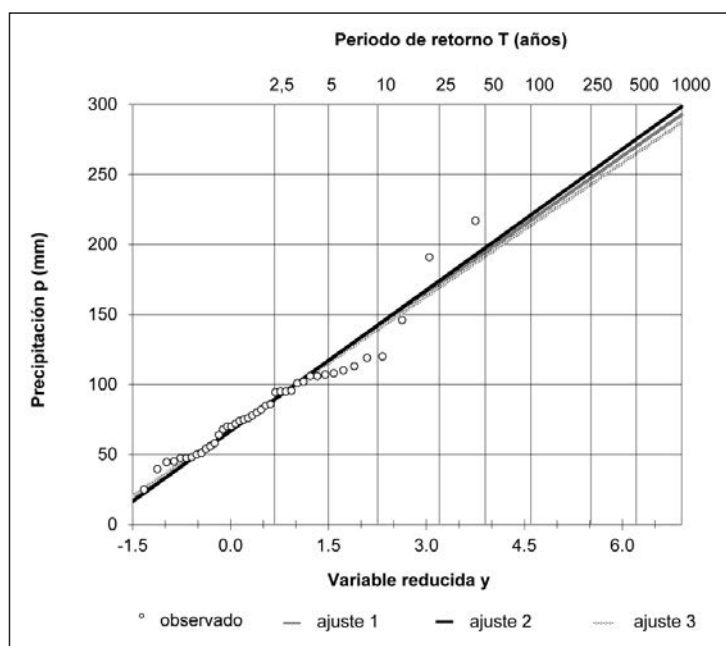


Figura 3.9. Distribución de Gumbel de la precipitación diaria máxima de la estación de Cercs. Extraída de Moya (2002).

3.4 Reconstrucción de la precipitación desencadenante de los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos catalanes desde 1962 hasta la actualidad

3.4.1 Introducción: observación de la lluvia en superficie

En este capítulo se presentan los resultados de la reconstrucción de los mapas de lluvia durante los principales Episodios Regionales de Movimientos de Ladera (ERML) en Cataluña desde el año 1962 hasta la actualidad.

En los Pirineos las lluvias intensas, además de ser las responsables de las crecidas de ríos y torrentes, son el principal desencadenante de los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera (ERML). Se constata también que las zonas de mayor concentración de movimientos de ladera durante un ERML suelen coincidir con los lugares en los que se producen las acumulaciones más importantes de precipitación en combinación con la existencia de zonas con una susceptibilidad de alta a muy alta a deslizarse. Por eso conocer cómo es la distribución de la lluvia es uno de los elementos clave para prever en qué lugar y en qué momento se producirán y generar avisos o tomar medidas de prevención.

La lluvia que genera movimientos de ladera se analiza con curvas umbral que relacionan la lluvia acumulada y su duración con la probabilidad de que se den inestabilidades del terreno. La curva umbral teórica separa las condiciones de lluvia en que se producen movimientos de ladera de las que no, de manera que permite identificar en qué condiciones de lluvia es más probable que se produzcan. Hay que tener en cuenta que la curva umbral es característica de cada emplazamiento de acuerdo con factores del terreno tales como el relieve o las propiedades del subsuelo. Conocer la cantidad y la intensidad de lluvia caída en el territorio y relacionarla con los inventarios de movimientos de ladera es la forma de establecer curvas de umbral ajustadas a la realidad.

Uno de los aspectos a tener en cuenta en el análisis de la lluvia es su variabilidad espacio-temporal sobre todo en una orografía tan compleja como la de los Pirineos (en un episodio puede darse que la acumulación en un punto sea muy alta mientras que el registro del pluviómetro más cercano, a pocos kilómetros de distancia, sea moderada). En este sentido, Abancó *et al.* (2016) argumentaron que el uso de los datos de estaciones meteorológicas alejadas a unos cuantos kilómetros suele subestimar la lluvia real y analizaron el efecto que tiene sobre los umbrales obtenidos; como ejemplo mostraban un episodio desencadenado por unos 100 mm en 5 horas en el punto de iniciación en el cual los registros de lluvia de un pluviómetro a 6 km no llegaban a 1 mm.

Es muy improbable tener una medida directa de la lluvia en el lugar donde se ha producido un movimiento de ladera ya que se necesitaría tener una red de pluviómetros extremadamente densa. Para evitar esta limitación y estimar la lluvia en cada punto del territorio se realizan las reconstrucciones del campo de precipitación con una determinada resolución espacial y temporal integrando todos los datos disponibles y los patrones de lluvia conocidos. Estas reconstrucciones son un reto ya que emplean una gran cantidad de datos de diferente naturaleza. Los métodos aplicados para reconstruir el campo de precipitación para los diferentes episodios analizados se han adaptado a las observaciones disponibles en cada caso.

3.4.2 Midiendo la lluvia

Los sistemas de medida de la precipitación se pueden dividir en dos grandes grupos: (i) los que dan una medida directa y puntual (pluviómetros) y (ii) los que se basan en observaciones por percepción remota (radares y satélites meteorológicos).

Las observaciones de lluvia más comunes son las de las redes de pluviómetros. Los pluviómetros proporcionan medidas directas en unos cuantos puntos distribuidos irregularmente sobre el territorio. Cuanto más densa sea esta red más fidedigna será la reconstrucción del episodio de lluvia.

3. Las causas de los ERML; análisis de los factores y de su previsión

Los registros históricos de lluvia acostumbran a proceder de pluviómetros totalizadores (por ejemplo, registros del total de lluvia caída en un período de tiempo, típicamente 24 horas) mientras que los más modernos son de pluviómetros automáticos que registran la evolución de la lluvia acumulada en el tiempo; por lo tanto, además de la precipitación acumulada, miden la intensidad de precipitación.

Los registros pluviométricos de las redes de Cataluña, su número y la localización ha evolucionado considerablemente. A principios de la década de los años 1960, la red del Instituto Nacional de Meteorología (actualmente Agencia Estatal de Meteorología, AEMET) consistía en unos 100 pluviómetros totalizadores (registros puntuales de lluvia en 24 h) a la que se fueron añadiendo estaciones hasta que, a partir de la década de los 1990, se introdujeron de forma generalizada los pluviómetros automáticos (con diferentes periodos de acumulación). En la actualidad, combinando las redes de la Agència Catalana de l'Aigua (ACA), la AEMET y el Servei Meteorològic de Catalunya (SMC), se ha llegado a los 300 pluviómetros automáticos. Para la reconstrucción de los diferentes episodios de lluvia se ha utilizado siempre el mayor número de datos disponibles.

Además, desde la segunda mitad de la década de 1990, en Cataluña se dispone de las observaciones de los radares meteorológicos. Estos tienen la ventaja de ofrecer una imagen regional de la lluvia sobre una extensión grande (típicamente a una distancia del orden de 100 km del radar) y con una resolución del orden de 1 km y una frecuencia de captura de entre 5-10 minutos, que las hace muy útiles para este tipo de aplicaciones ya que dan una descripción muy buena de la variabilidad espacio-temporal de la precipitación.

Los radares meteorológicos observan la precipitación a partir de un punto central emitiendo pulsos de radiación electromagnética en el rango de las microondas. Rotando la antena y cambiando el ángulo de elevación, el radar mide la parte de la radiación emitida por las partículas (gotas de lluvia, copos de nieve o partículas de granizo) presentes en la atmósfera. Principalmente, las medidas de precipitación por radar meteorológico se obtienen a partir de las observaciones de una variable (la reflectividad radar) relacionada indirectamente con la intensidad de precipitación. De esta manera, la transformación de las observaciones radar en estimaciones de la intensidad de precipitación en superficie requiere de un procesado exhaustivo para compensar los diferentes factores que afectan a su interpretación cuantitativa (véase, por ejemplo, Zawadzki, 1984).

Para la reconstrucción de las lluvias se utilizaron las observaciones de los radares de Cataluña (en concreto, el radar de Barcelona de la AEMET y los 4 radares de la red de radares del SMC). Los 5 son radares Doppler, de banda C y de polarización simple que escanean la atmósfera con diferentes ángulos de elevación (entre 15 y 20 elevaciones), de manera que se obtienen observaciones volumétricas de la precipitación en la atmósfera. La instalación de estos radares comenzó a partir de la primera mitad de los años 1990 (los primeros fueron el radar de Barcelona de la AEMET y el radar de Vallirana del SMC) y se dispone de los datos desde finales de esa década. Posteriormente, durante la década de los años 2000, el SMC añadió nuevos radares para completar su red con 4 radares. Las estimaciones de intensidad de lluvia a partir de los datos de radar se obtuvieron con la Herramienta Hidrometeorológica Integrada (EHIMI; Corral *et al.*, 2009), que aplica una cadena de algoritmos a las observaciones volumétricas de los radares que (i) reduce los efectos de los bloqueos del terreno, (ii) elimina los ecos del terreno y reconstruye los valores de reflectividad en las zonas contaminadas, (iii) clasifica los tipos de precipitación, (iv) extrapola las observaciones en altura a la superficie (corrección por perfil vertical de reflectividad), (v) convierte los valores de reflectividad radar en superficie a intensidad de lluvia teniendo en cuenta el tipo de precipitación, y (vi) combina los mapas de lluvia de cada radar para obtener un campo de intensidad de lluvia mejorado. De este modo, se obtienen las imágenes de lluvia instantáneas que se acumulan aplicando un método que permite estimar los mapas de lluvia cada 1 minuto teniendo en cuenta el movimiento y la evolución de las intensidades de lluvia.

La Figura 3.10 presenta la evolución de la redes de pluviómetros utilizadas y la localización de los 5 radares meteorológicos existentes en Cataluña en la actualidad.

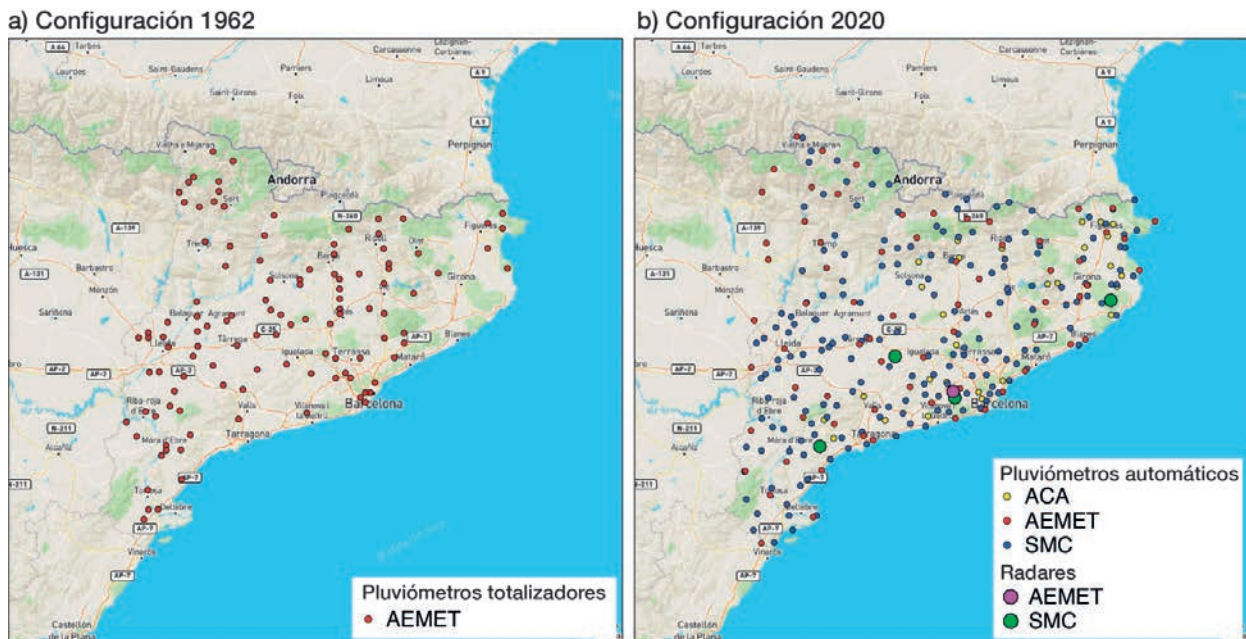


Figura 3.10. Evolución de la red de observaciones utilizadas en este estudio para reconstruir los mapas de lluvia: a) red de pluviómetros totalizadores de la AEMET del año 1962; b) redes de pluviómetros automáticos y radares del año 2020.

3.4.3 Construyendo los mapas de lluvia

Los métodos de reconstrucción de las lluvias utilizados ponen mucha atención en respetar la variabilidad espacio-temporal de la lluvia. La calidad de los resultados dependen en gran medida de la cantidad y calidad de las observaciones disponibles. Para la reconstrucción de los mapas de precipitación se utilizaron dos métodos de interpolación exactos de las observaciones de los pluviómetros (el valor de lluvia reconstruido en estos puntos coincide con el observado) y que reproducen la variabilidad espacio-temporal de la lluvia de una manera realista.

En las reconstrucciones de las lluvias ligadas a los ERML se utilizaron tanto las medidas directas de lluvia como las obtenidas a partir de las observaciones de radar meteorológico de acuerdo al tipo de datos disponibles en cada periodo. La resolución tanto espacial como temporal obtenida es coherente con los datos disponibles:

- Para los episodios anteriores al año 2000 se generaron mapas de lluvia diaria con una resolución de 3 km. El método utilizado para la reconstrucción de la lluvia fue el propuesto por Versini et al. (2012) que se basa en la interpolación de los registros de lluvia diaria de una red de pluviómetros teniendo en cuenta los patrones característicos de distribución de lluvia diaria del área de aplicación. El mapa de lluvia de un día determinado se obtiene como la suma ponderada de estos patrones, y el método asigna el peso de cada patrón a partir de los registros pluviométricos de ese día. Un aspecto clave del método propuesto es la determinación de los patrones de lluvia de Cataluña. En este estudio se han usado los patrones obtenidos por Versini et al. (2012) a partir del análisis de las acumulaciones diarias de precipitación del periodo entre 2008 y 2011 (Figura 3.11).
- Para los episodios a partir del año 2000 se utilizaron los datos de pluviómetros y de los radares meteorológicos. En este caso Velasco-Forero et al. (2009) demostraron que los métodos geoestadísticos basados en la interpolación de las medidas de la red de pluviómetros utilizando la acumulación de lluvia de radar como variable secundaria permite obtener mapas de lluvia de mejor calidad que los obtenidos por separado. De esta manera, los mapas de lluvia obtenidos se benefician de las medidas directas de lluvia en superficie (red de pluviómetros) y de la buena descripción de la variabilidad espacio-temporal de los datos del radar.

Así, pues, se aplicó la versión de Velasco-Forero *et al.* (2009) de la técnica de kriging con una deriva externa para combinar las acumulaciones horarias de lluvia con una resolución de 1 km. En esta versión:

3. Las causas de los ERML; análisis de los factores y de su previsión

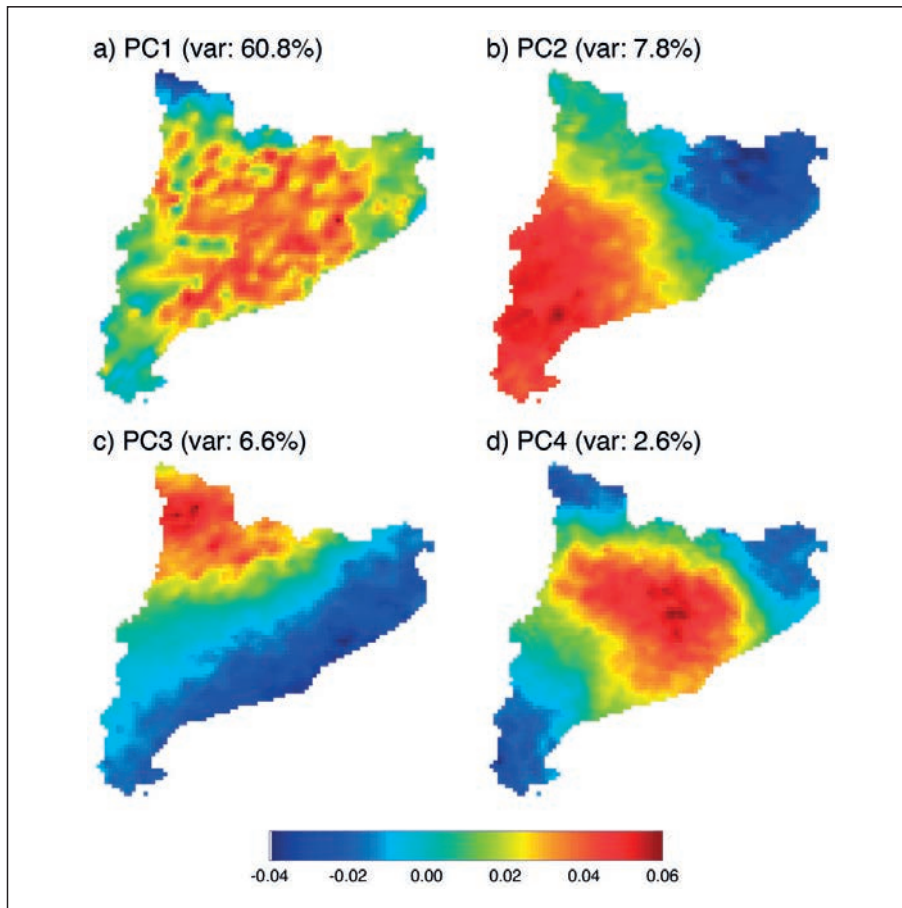


Figura 3.11. Patrones de lluvia diaria obtenidos a partir de la serie de acumulaciones diarias del periodo 2008-2011. Los 4 mapas representan las primeras 4 componentes principales y en cada uno de ellos se muestra el % de varianza explicada.

- La acumulación de lluvia de radar es la variable secundaria que actúa como deriva.
- La estructura del campo de lluvia (componente básica de los métodos geostadísticos) se obtiene a partir de la lluvia de radar, se actualiza a cada paso de tiempo y tiene en cuenta la anisotropía del mapa de lluvia acumulada.

La Figura 3.12 muestra un ejemplo de las acumulaciones de la red de pluviómetros y de radar que se han combinado con el algoritmo de kriging con una deriva externa.

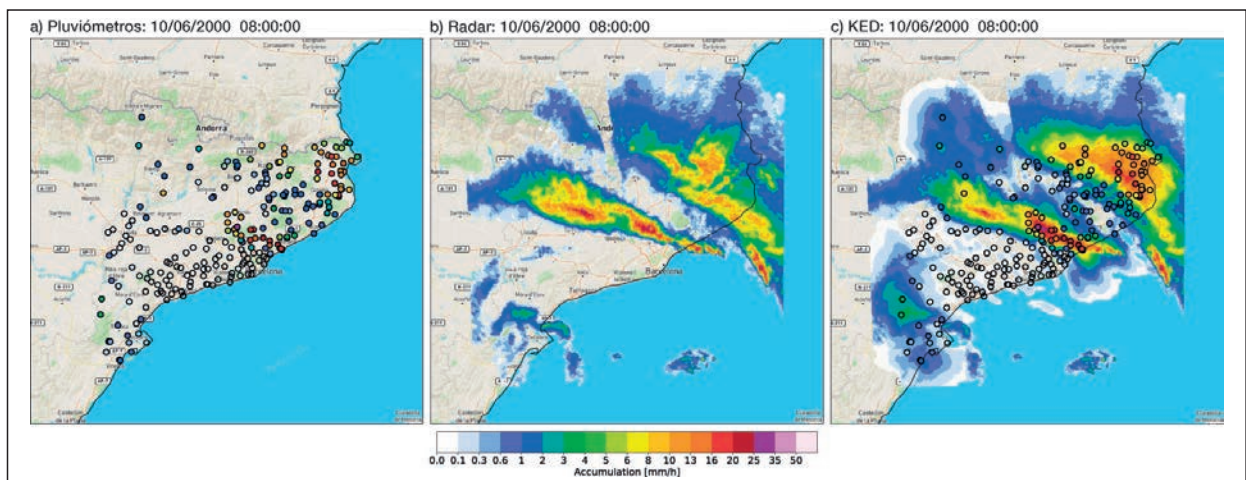


Figura 3.12. Acumulación de lluvia del día 10 de junio de 2000 entre las 07:00 UTC y las 08:00 UTC: (a) observados con las redes de pluviómetros utilizadas; (b) estimada a partir de las observaciones de radar; (c) obtenida con el algoritmo de kriging con una deriva externa combinando (a) y (b).

3.4.4 Los episodios de lluvia desencadenantes de ERML

En la Tabla 3.2 y en la Tabla 3.3 se presentan, respectivamente, las listas de episodios analizados de los años 1963, 1982, 1996, 2008, 2013 y 2020. En ellas se presentan los datos utilizados para reconstruir los mapas de lluvia junto con los valores de lluvia acumulada a lo largo del episodio y en 24 horas (de las 00:00 a las 24:00 UTC).

Tabla 3.2. Fechas y características principales de los episodios de lluvia reconstruidos con el método de Versini et al. (2012) a partir de los registros pluviométricos. Resoluciones: 24 h y 3 km.

Fechas	Redes de pluviómetros (número)	Lluvia acumulada durante el episodio (lluvia diaria)	Zonas más afectadas
01-06/08/1963	AEMET (129)	Llesp (Alta Ribagorça): 117 mm (55 mm), Vilaller (Alta Ribagorça): 99 mm (45 mm), Caldes de Boí (Alta Ribagorça): 96 mm (53 mm), Adrall (Alt Urgell): 84 mm (79 mm), Bonaigua (Val d'Aran): 82 mm (45 mm)	Val d'Aran, Alta Ribagorça, Vall de l'Èssera
05-09/11/ 1982	AEMET (158)	la Pobla de Lillet (Berguedà): 340 mm (266 mm), Cabdella (Pallars Jussà): 324 mm (252 mm), Bagà (Berguedà): 305 mm (240 mm), Estany Gento (Pallars Jussà): 271 mm (200 mm),	Vertiente sur Pirineos
20-25/01/1996	ACA, AEMET, SMC (240)	la Molina (Cerdanya): 202 mm (143 mm), la Coma i la Pedra (Solsonès): 193 mm (95 mm), Castellar de n'Hug (Berguedà): 120 mm (58 mm), Saldes (Berguedà): 130 mm (63 mm)	Noguera, Pallars Sobirà, Pallars Jussà, Berguedà

Tabla 3.3. Fechas y características principales de los episodios de lluvia reconstruidos con el método de Velasco-Forero et al. (2009) a partir de las observaciones de la red de pluviómetros y de radar. Resoluciones: 1 h y 1 km. BCN, CDV, PBE y PDA son, respectivamente, los acrónimos de los radares de Barcelona (AEMET), la Panadella, Vallirana y Puig d'Arques (SMC).

Fechas	Redes de pluviómetros (número)	Radares	Lluvia acumulada durante el episodio (lluvia diaria)	Zonas más afectadas
03-06/06/2008	ACA, CHE, SMC (269)	CDV (SMC)	Santuari de Queralt (Berguedà): 100 mm (47 mm), Castellbell i el Vilar (Bages): 67 mm (58 mm)	Berguedà
17-19/06/2013	ACA, SMC (209)	CDV (SMC)	Vielha (Val d'Aran): 126 mm (101 mm), Espot (Pallars Sobirà): 93 mm (58 mm)	Val d'Aran, Pallars i Riba- gorça
19-23/01/2020	ACA, AEMET, SMC (301)	CDV, PBE, PDA (SMC)	Lliurona (Alt Empordà): 516 mm, Osor (Selva): 440 mm (207 mm), Puig Sesolles (Vallès Oriental): 430 mm (204 mm), Viladrau (Osona): 426 mm (173 mm), Horta de Sant Joan (Terra Alta): 305 mm (220 mm)	Catalunya

Muchos ERML coinciden con episodios emblemáticos de inundaciones de los últimos años (como son los casos de las inundaciones en la cuenca del Segre de noviembre de 1982, el episodio de junio de 2013 o el temporal Gloria de enero de 2020). La mayoría de los episodios tienen una duración de diversos días y las acumulaciones de precipitación superan los 200 mm en 24 h en múltiples estaciones en extensiones significativas en las que coinciden las zonas con más movimientos de ladera (Figura 3.13). Esta conformación es muy evidente en el temporal Gloria (19-23 de enero de 2020), con grandes áreas con acumulaciones por encima de 200 mm, lo que provocó la generación de movimientos de ladera en muchas zonas del territorio (Palau et al., 2022).

El análisis de los campos de lluvia reconstruidos incluye el estudio de su calidad. Para ello, se ha hecho un análisis de validación cruzado dejando una de las observaciones fuera (*leave-one-out cross validation*). Este tipo de análisis consiste en aplicar el método de estimación de la lluvia a la localización de un pluviómetro sin utilizar su dato en la reconstrucción, y repetir este proceso en todos los pluviómetros de la red. Comparándolas con la referencia (las observaciones pluviométricas no utilizadas en la reconstrucción), se obtiene una medida de la calidad de las estimaciones obtenidas con los métodos de reconstrucción.

Los resultados del análisis de validación cruzada de los totales de lluvia de episodio se presentan en la Figura 3.14. En ella se observa que las estimaciones obtenidas prácticamente no tienen sesgo (los

3. Las causas de los ERML; análisis de los factores y de su previsión

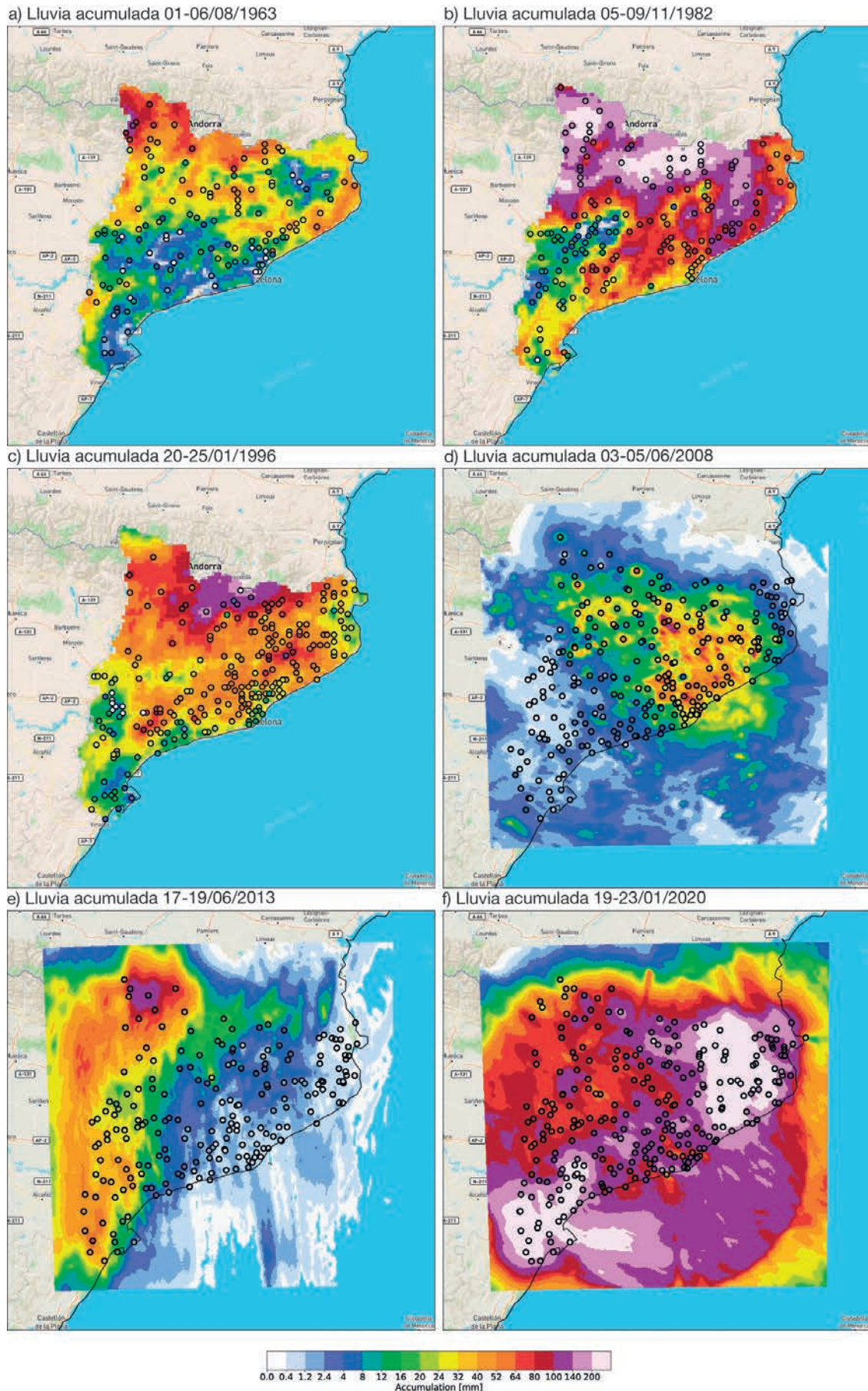


Figura 3.13. Campos de precipitación acumulada reconstruidos con los métodos de la sección 3.3. En todas las figuras también se presentan los valores de precipitación acumulada en los pluviómetros utilizados. a) 23-28 de septiembre de 1962; b) 05-09 de noviembre de 1982; c) 08-13 de octubre de 1994; d) 10 de junio de 2000; e) 13-17 de noviembre de 2018; f) 19-23 de enero de 2020.

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

errores de sobreestimación se compensan con los de subestimación); el análisis aleatorio del error muestra que la magnitud típica del error se encuentra entre 10 y 30 mm dependiendo de la magnitud del episodio (más grande cuando las acumulaciones de lluvia son más grandes), de manera que el error relativo se encuentra entre el 30 y el 40% para los episodios reconstruidos con el método de Versini *et al.* (2012) y entre el 20 y el 30% para los episodios más recientes (cuando la red de pluviómetros es más densa y se utilizan medidas de lluvia de radar meteorológico en la reconstrucción).

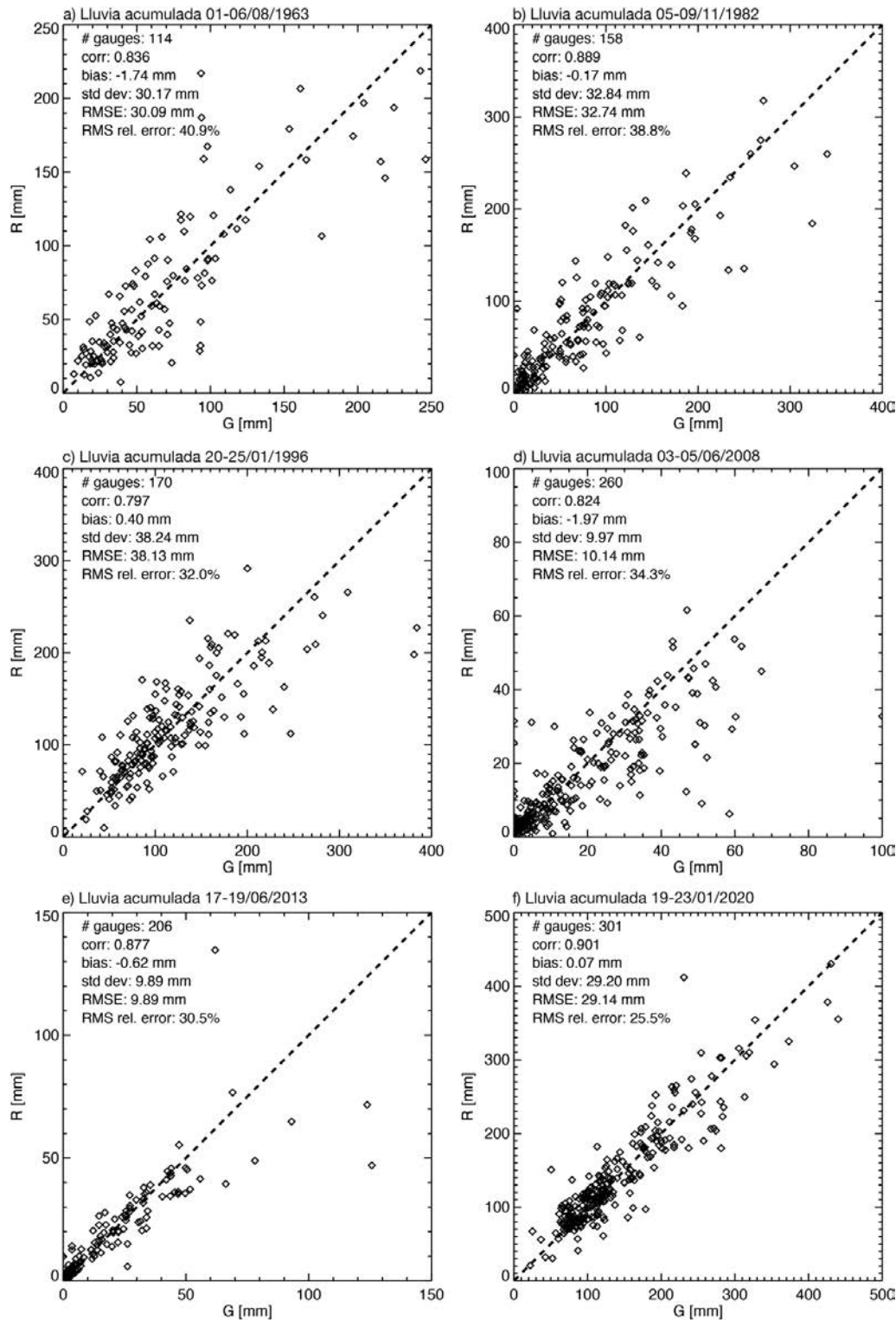


Figura 3.14. Evaluación de la reconstrucción de los campos de lluvia por validación cruzada, comparando los valores estimados con los métodos del apartado 3.3 y los medidos por las redes de pluviómetros durante los episodios analizados: a) 23-28 de septiembre de 1962; b) 05-09 de noviembre de 1982; c) 08-13 de octubre de 1994; d) 10 de junio de 2000; e) 13-17 de noviembre de 2018; f) 19-23 de enero de 2020. En la figura se muestran el número de pluviómetros disponibles, el coeficiente de correlación de Pearson, el sesgo, la desviación estándar del error, la raíz del error medio cuadrático.

3.4.5 Uso de las reconstrucciones para el cálculo de umbrales de lluvia

La reconstrucción de los episodios de precipitación permiten definir de manera muy precisa las variables más significativas de los episodios desencadenantes de movimientos de ladera como son la intensidad (I), la duración (D) y la precipitación acumulada (E). Por lo tanto, la combinación con los inventarios de movimientos de ladera existentes los convierten en una herramienta muy potente para la obtención de umbrales de lluvia o para su validación.

En este sentido, esta metodología de reconstrucción permite disponer de miles de “pluviómetros virtuales” por toda Cataluña (malla regular de 300 x 300 km) por cada ERML registrado en Cataluña desde el año 1963, con las siguientes particularidades:

- Con una resolución espacial de 1 km y temporal horaria para la precipitación en los episodios posteriores al 2000.
- Con una resolución espacial de 3 km y temporal diaria para la precipitación en los episodios anteriores al 2000. En este caso, el hecho de que la reconstrucción de los datos sea diaria, limita el uso de la variable de intensidad de lluvia.

La Figura 3.15 presenta un ejemplo del análisis de umbrales de lluvia a partir de los productos de lluvia acumulada durante todo el episodio en mm (E) respecto a la duración del episodio en días (D) del sector de Berguedà-Ripollès de los episodios de 1982 y 2008.

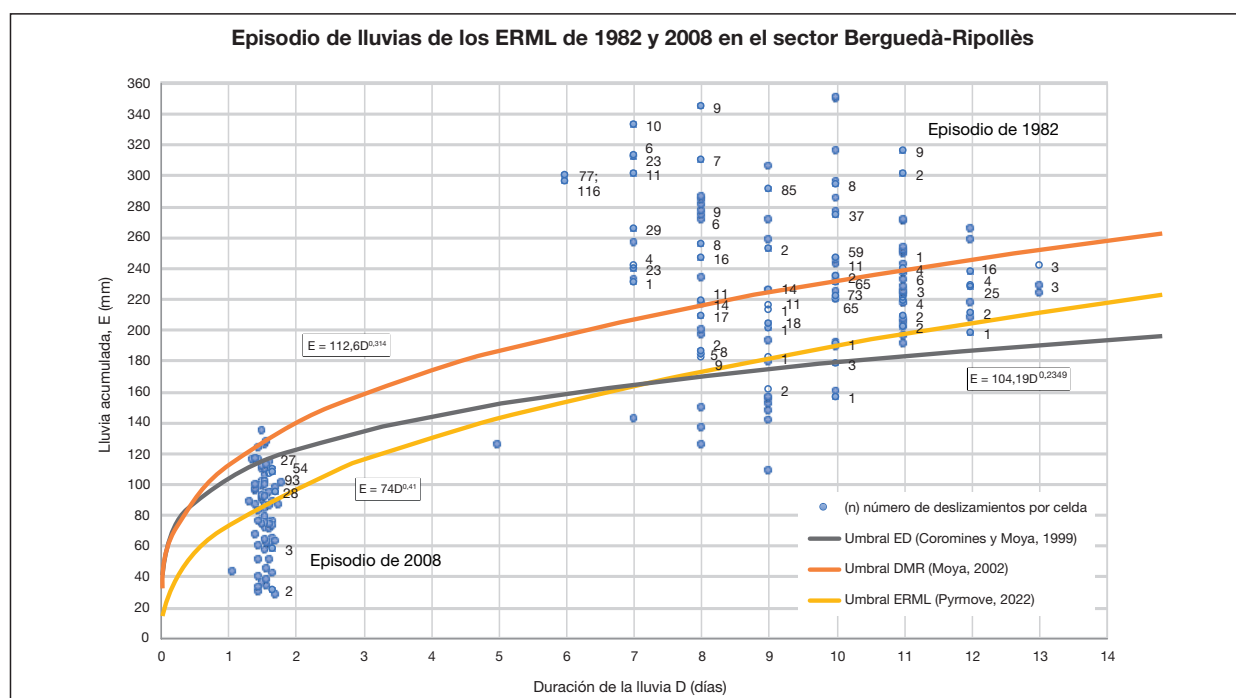


Figura 3.15. Relación entre los acontecimientos de lluvia en las celdas de reconstrucción de la lluvia y el número de movimientos de ladera por los ERML de 1982 y de 2008 del sector Berguedà-Ripollès.

Así los datos de precipitación de cada celda o “pluviómetro virtual” se representan en un gráfico ED. Para facilitar la interpretación a cada celda se le asigna el número total de deslizamientos acaecidos. Las celdas donde no se han producido deslizamientos se representan en color azul sin número. En este gráfico se han representado también los umbrales establecidos para esta zona por Coromines y Moya (1999), en verde, y Moya (2002), en naranja.

En base a este gráfico se ha ajustado un nuevo umbral (en lila) específico para episodios de ERML ($E=74D^{0,41}$).

Como conclusión se puede establecer que esta metodología de reconstrucción de episodios de precipitación es una herramienta válida tanto para establecer nuevos umbrales de precipitación por ERML como para validar umbrales establecidos por movimientos de ladera en general.

3.5 Referencias

- Abancó, C., Hürlimann, M., Moya, J., & Berenguer, M. (2016). Critical rainfall conditions for the initiation of torrential flows. Results from the Rebaixader catchment (Central Pyrenees). *Journal of Hydrology*, 541, 218-229.
- Álvarez, M. A. (2021). Comparing physically-based with data-driven models for landslide susceptibility: A case study in the Catalan Pyrenees. TFM UPC. 72 pp.
- Bhandari, R. K., Senanayake, K. S., & Thayalan, N. (1991). Pitfalls in the prediction on landslide through rainfall data. In: *Landslides* (Bell DH, ed.). Rotterdam: A. A. Balkema, 2: 887-890.
- Caine, N. (1980). The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris-flows. *Geografiska Annaler*, 62 A: 23-27.
- Corominas, J. (2000). Landslides and climate. Keynote lecture In: Bromhead E., Dixon N., and Ibsen M. L. (ed.). *Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides*. Cardiff (UK), A. A. Balkema, 4: 1-33.
- Corominas, J. (2006). El clima y sus consecuencias sobre la actividad de los movimientos de ladera en España. *Rev. C & G.*, 20: 89-113.
- Corominas J., & Alonso E. (1984). Inestabilidad de laderas en el Pirineo catalán. Tipología y Causas. *Jornadas sobre Inestabilidad de laderas en el Pirineo*. Barcelona, C.1-C.53.
- Corominas J., & Moya J. (1996). Historical landslides in the Eastern Pyrenees and their relation to rainy events. In: *Landslides* (ed.: Chacon J., Irigaray C., Fernandez T.). Rotterdam: A. A. Balkema, 125-132.
- Corominas J., & Moya J. (1999). Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology* 30: 79-93.
- Corral, C., Velasco, D., Forcadell, D., & Sempere-Torres, D. (2009). Advances in radar-based flood warning systems. The EHIMI System and the experience in the Besòs flash-flood pilot basin, Taylor & Francis, Londres, UK, 1295-1303.
- Crozier M. J. (1986). *Landslides: causes, consequences and environment*. Londres: Croom Helm, 252 pp.
- Fell, R., Corominas, J., Bonnard, C., Cascini, L., Leroi, E., Savage, W. Z., & on behalf of the JTC-1 Joint Technical Committee on Landslides and Engineered Slopes (2008). Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning. *Engineering Geology*, 102, 85-98.
- Frattini, P., Crosta, G., & Carrara, A. (2010). Techniques for evaluating the performance of landslide susceptibility models. *Engineering Geology*, 111 (1-4), 62-72.
- Gallart F., & Clotet N. (1988). Some aspects of the geomorphic processes triggered by an extreme rainfall event. the November 1982 flood in the Eastern Pyrennes. *Catena Supl*. Band 13: 75-91.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S. Rossi, M., & Stark, C. P. (2007). Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorol Atmos Phys*, 98, 239-267.
- Marquès, M. A., Martín, E., & Gascón, M. (2001). Episodio extremo y distribución espacial de movimientos de laderas en Montserrat (Barcelona, España). V Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Madrid. Vol. 3, 1315-1326.
- Medina, V., Hürlimann, M., Guo, Z., Lloret, A., & Vaunat, J. (2021). Fast physically-based model for rainfall-induced landslide susceptibility assessment at regional scale. *Catena*, 201.
- Moya, J., & Corominas, J. (1997). Condiciones pluviométricas desencadenantes de deslizamientos en el Pirineo oriental. IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Granada. Vol. 1, 199-212.
- Moya, J. (2002). Determinación de la edad y de la periodicidad de los deslizamientos en el Prepirineo oriental. Tesis doctoral. Univ. Politècnica de Catalunya, 248 pp.
- Oller, P., Pinyol, J., González, M., Ripoll, J., & Micheo, J. (2013). Efectes geomorfològics de l'aiguat i riuada del 18 de Juny de 2013. *A Gestió de les Inundacions*, 126-132.
- Palau, R. M., Berenguer, M., Hürlimann, M., & Sempere-Torres, D. (2022). Application of a fuzzy verification framework for the evaluation of a regional-scale landslide early warning system during the January 2020 Gloria storm in Catalonia (NE Spain). *Landslides* 1, 1-18. <https://doi.org/10.1007/s10346-022-01854-2>.
- Shu, H., Hürlimann, M., Molowny-Horas, R., González, M., Pinyol, J., Abancó, C., & Ma, J. (2019). Relation between land cover and landslide susceptibility in Valle de Arán, Pyrenees (Spain): Historical aspects, present situation and forward prediction. *Science of The Total Environment*, 693, 133557.
- Sidle R. C., Pearce A. J., & O'Loughlin C. L. (1985). Hillslope stability and land use. *American Geophysical Union. Water Resources Monograph*, 11: 140pp.
- van Westen, C. J., van Asch, T. W. J., & Soeters, R. (2006). Landslide hazard and risk zonation-why is it still so difficult? *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 65(2), 167-184.
- Velasco-Forero, C. A., Sempere-Torres, D., Cassiraga, E. F., & Gómez-Hernández, J. J. (2009). A non-parametric automatic blending methodology to estimate rainfall fields from rain gauge and radar data. *Adv. Water Resour.* 32, 986-1002.
- Versini, P., Berenguer, M., & Sempere-Torres, D. (2012). Reconstruction of historical precipitation based on radar fields: application on Catalonia region (Spain). In: *EGU General Assembly, Vienna, Austria* (p. 8904).
- Wieczorek, G. F. (1987). Effect of rainfall intensity and duration on debris flows in central Santa Cruz Mountains. In: *Debris flow/avalanches: process, recognition, and mitigation* (Costa J. E., Wieczorek G. F., ed.). Geological Society of America, *Reviews in Engineering Geology*, 7, 93-104.
- Wieczorek, G. F. (1996). Landslide triggering mechanisms. In: A. K. Turner & R. L. Schuster (ed.). *Landslides, investigation and mitigation*. Special Report 247. Transportation Research Board. National Academy Press. Washington D.C., 76-90.
- Yano K., & Senoo K. (1985). How to set standard rainfalls or debris flow warning and evacuation, *Sabo Symposium (SEDD Japan)*, pp 451-457.
- Zawadzki, I. (1984). Factors affecting the precision of radar measurements of rain, *American Meteorological Society*. In: 22nd conference on radar meteorology, Zurich, Switzerland (pp. 251-256).

4. El riesgo de movimientos de ladera en los Pirineos y herramientas para su prevención

4.1 Introducción

Una de las consecuencias de los grandes temporales de lluvia en los Pirineos es el desencadenamiento de un número importante de movimientos de ladera sincrónicos, el que denominamos Episodio Regional de Movimientos de Ladera o ERML. Este escenario, tal y como se ha descrito a lo largo de la monografía, se repite periódicamente con diferentes recurrencias en función de la severidad del episodio. Se recuerdan especialmente el aguacero de 1982 por las fuertes consecuencias que tuvieron en Cataluña y Andorra, las inundaciones de la Garona del año 2013 y el episodio de movimientos de ladera ligados al temporal Gloria de 2020.

Teniendo en cuenta los daños que producen los ERML, y en un contexto de cambio climático en el que se espera una mayor intensidad y severidad de los fenómenos meteorológicos, se plantean una serie de cuestiones: ¿se prevé un aumento del riesgo ligado a movimientos de ladera en los próximos años? ¿el incremento del riesgo estuvo vinculado al cambio climático o habrá otros factores que contribuirán a ello? Y, finalmente, ¿cómo se debe prevenir y tratar este riesgo de acuerdo a las necesidades y estándares de seguridad que demanda la sociedad actual?

El riesgo (R) se define como un parámetro que evalúa la probabilidad de que se produzca un hecho negativo de una cierta severidad (por ejemplo, que las pérdidas económicas anuales superen un cierto umbral o que se produzcan pérdidas de vidas humanas). El riesgo generado por los movimientos de ladera se acostumbra a calcular de acuerdo con la fórmula de Varnes (1984): $R = P \times (E \times V)$, donde la *P* (*Peligrosidad*) es una función de probabilidad ligada a la magnitud y frecuencia en que se dan los movimientos de ladera, mientras que la *E* (*Exposición*) y la *V* (*Vulnerabilidad*), hacen referencia a los elementos afectados (personas o bienes) y se relaciona con las consecuencias del fenómeno.

Para analizar cómo puede evolucionar en los próximos años el riesgo de movimientos de ladera en los Pirineos, analizaremos cómo pueden evolucionar en el futuro los 3 términos que conforman la ecuación del riesgo, es decir: la peligrosidad, la exposición y la vulnerabilidad.

Al final del capítulo se describen las herramientas y políticas activas para prevenir y mitigar el riesgo de los movimientos de ladera en los Pirineos de acuerdo a los estándares de seguridad actuales y las demandas de la sociedad.

4.2 Evolución de la peligrosidad en relación al cambio climático

La magnitud y la frecuencia de los movimientos de ladera en un ámbito es resultado de la propensión del terreno a deslizarse, junto con la recurrencia en que se dan los procesos que los desencadenan, como los temporales de lluvia, la acción hielo-deshielo, terremotos o determinadas actuaciones antrópicas. El factor geológico, que se traduce en las propiedades resistentes del terreno, junto con los factores de relieve, de clima y de usos del suelo, determinan la susceptibilidad de un territorio de generar movimientos de ladera. El resultado es que la distribución regional de la susceptibilidad es variable. En Cataluña las zonas más propensas a desarrollar movimientos de ladera se localizan mayoritariamente en los Pirineos y en las cordilleras costeras (Riskcat, 2008, Palau *et al.*, 2020).

Por otro lado y simplificando, la magnitud de un movimientos de ladera viene determinada por el volumen de material que moviliza o una derivada que es el potencial damnificador. En este sentido, el ICGC ha establecido una clasificación semicuantitativa de 5 grados que va de magnitud M1 a magnitud M5 (ICGC,

2021). Los movimientos de ladera grandes (M5), que involucran volúmenes superiores al millón de metros cúbicos, responden a mecanismos generadores propios y específicos de cada uno de ellos, como disposiciones de los estratos y juntas del macizo rocoso, acciones sísmicas o la respuesta a cambios extremos en las condiciones medioambientales (Corominas, 2000). Por otro lado, los movimientos de ladera medios y pequeños (de M1 a M4), que son mucho más abundantes, corresponden a mecanismos bastante comunes y usualmente son activados por un fenómeno meteorológico tales como precipitaciones intensas o prolongadas, la fusión rápida del manto nival o como respuesta a la acción del hielo-deshielo.

Los inventarios de movimientos de ladera, como el Lliscat (ICGC, 2020), son herramientas muy valiosas para conocer la actividad de estos eventos en un territorio. En la práctica, sin embargo, la información que contienen sólo recoge una proporción de la actividad de movimientos de ladera. Esta proporción va disminuyendo a medida que los acontecimientos son más antiguos, especialmente cuando trata de acontecimientos históricos de los que sólo se recogen algunos movimientos de ladera de tamaño medio y grande que son los que se han podido recuperar de los archivos. Por otro lado, salvo que se realice una campaña específica postevento, los movimientos de ladera que más habitualmente quedan registrados son los relacionados con las incidencias que se producen en zonas frecuentadas, mientras que las que se producen en zonas aisladas pasan más desapercibidas, sobre todo los de tamaño pequeño. Todo ello hace que no se disponga de un registro sistemático de movimientos de ladera que vaya mucho más atrás del año 1980.

Toda la casuística expuesta hace que sea difícil, sino imposible, utilizar los inventarios para establecer las tendencias estadísticas que relacionen la evolución de la actividad de movimientos de ladera y el cambio climático. Hay que inferir pues una relación entre la variación de los patrones climáticos y la mencionada evolución de los movimientos de ladera a partir de criterios heurísticos o deductivos.

Hay un amplio consenso de que el cambio en el patrón climático conllevará en las próximas décadas un aumento de las temperaturas. La tendencia prevista por los modelos climáticos es clara, si bien los detalles de las proyecciones varían según los escenarios de emisión de gases de efecto invernadero (IPCC, 2018; 2019). Hay, también, un cierto consenso en el hecho de que la cantidad total de precipitación puede disminuir y que se puede producir un incremento de episodios prolongados de sequía y, con menos certeza, un incremento de temporales con precipitaciones intensas (Calbó *et al.*, 2016; Lasat *et al.*, 2016, Martín-Vide, 2020).

A pesar de las incertidumbres descritas en los párrafos anteriores, se puede extrapolar que si los patrones de cambio climático avanzan en la dirección expresada, a lo largo de las próximas décadas se producirá un incremento en el número de movimientos de ladera pequeños y medianos en relación con el incremento de episodios extremos. Por el contrario parece poco probable que dentro del rango de las predicciones previstas para el cambio climático se produzcan modificaciones significativas en los patrones de comportamiento de los grandes movimientos de ladera, aunque pueden sufrir reactivaciones (Corominas *et al.*, 2005).

4.3 Evolución de la vulnerabilidad y la exposición en los próximos años

Como se ha explicado anteriormente, para calcular el riesgo es necesario valorar los factores de exposición y vulnerabilidad. En este apartado se revisan los factores de exposición en términos de uso urbanístico, de movilidad y de acceso a espacios de naturaleza en actividades de ocio.

No se tienen datos fiables del coste anual asociado a los movimientos de ladera en los Pirineos. Esto se debe en parte a que en su gestión intervienen diferentes organismos (gestores de infraestructuras, gestores del medio rural y natural, y varias administraciones públicas en diferentes niveles) y también porque los efectos de los movimientos de ladera a menudo quedan enmascarados o contabilizados en los de las inundaciones.

Aunque los mayores problemas que provocan los movimientos de ladera derivan de los daños materiales que ocasionan en infraestructuras o edificios, también producen daños a personas. El ICGC lleva un registro de los movimientos de ladera que han supuesto pérdidas de vidas humanas en Cataluña (33 personas entre los años 1970 y 2020) categorizadas por actividades y magnitud (Figura 4.1). De este registro se desprende que los eventos con consecuencias mortales se han producido principalmente en actividades de movilidad y secundariamente, y con una proporción bastante similar, en actividades de

4. El riesgo de movimientos de ladera en los Pirineos y herramientas para su prevención

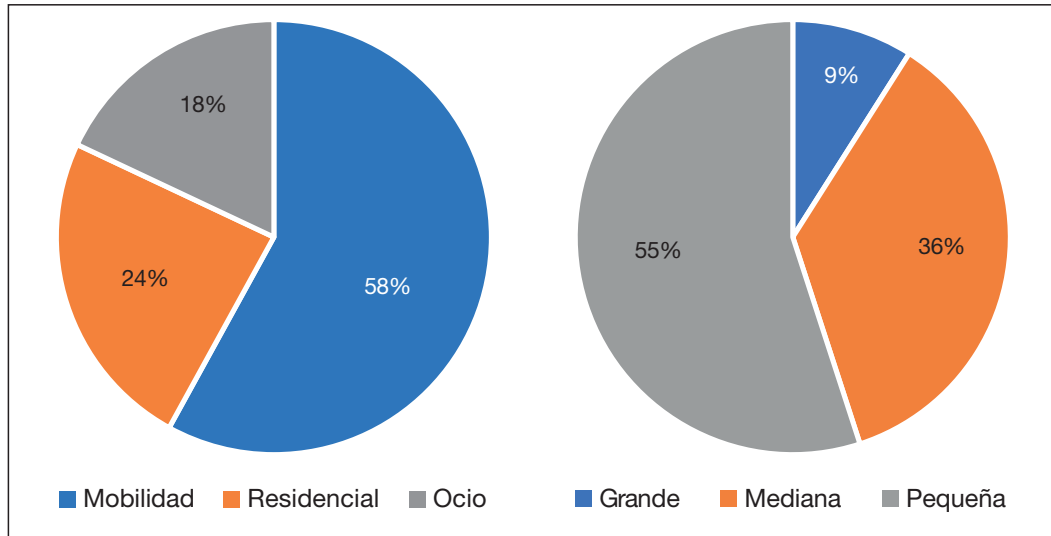


Figura 4.1. Distribución de los movimientos de ladera con consecuencias mortales en Cataluña entre 1970 y 2020; por actividades (izquierda) y por tamaño (derecha). Fuente: ICGC.

ocio y residencial. También se constata que la mayor parte de estos movimientos de ladera mortales han sido de tamaño pequeño y mediano.

La ocupación del territorio

Actualmente el 80% de la población catalana reside en ámbitos urbanos de más de diez mil habitantes (Pujadas-Rúbies y Bayona 2016) y esta proporción se va incrementando. El Institut d'Estadística de Catalunya indica que en los próximos años la población residente en las zonas de mayor susceptibilidad decrecerá o en los mejores de los casos tenderá a estabilizarse (Figura 4.2) (IDESCAT, 2014).

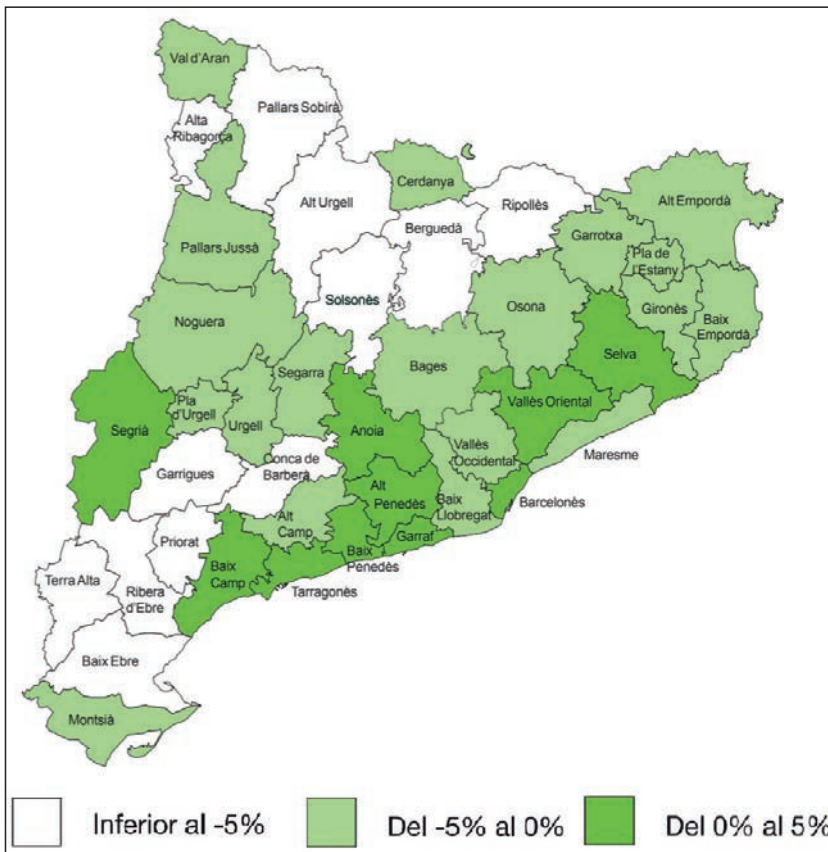


Figura 4.2. Porcentaje de crecimiento de la población esperado en Cataluña para el periodo 2013-2051, por comarcas. Fuente: IDESCAT, 2014.

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

Por contraposición en Andorra se observa que desde el año 1947 hasta el año 2019 la población ha presentado una tendencia creciente sostenida en el tiempo sólo rota en el año 2010 (Figura 4.3). Las proyecciones del Departament d'Estadística d'Andorra indican una proyección de entre 83 325 y 91 049 habitantes en el año 2031 lo que indica un lento crecimiento.

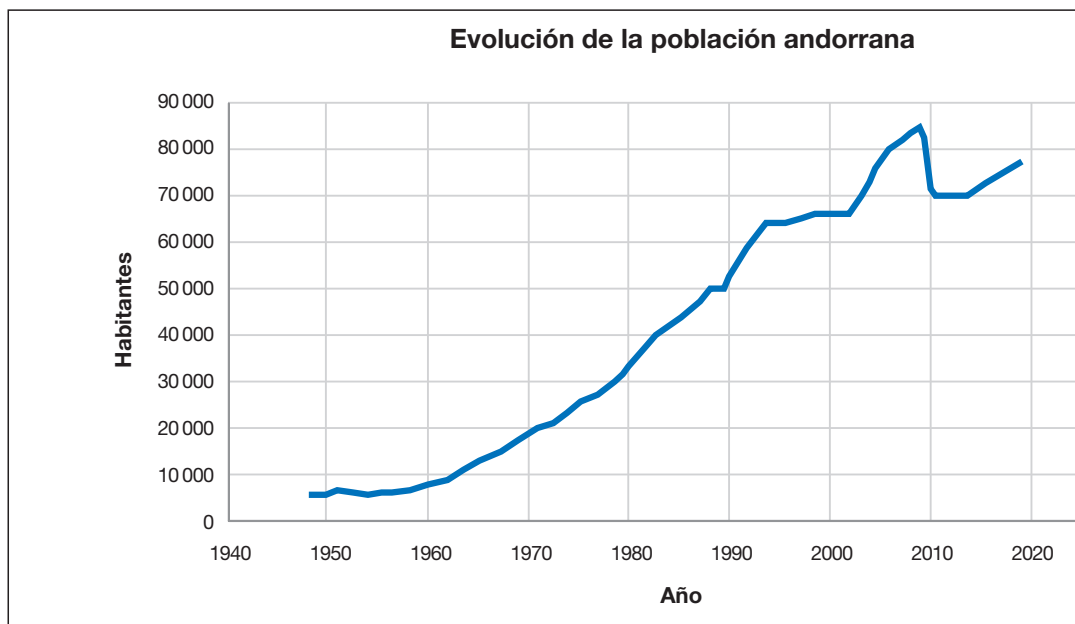


Figura 4.3. Evolución de la población andorrana desde el año 1948. Fuente: Departament d'Estadística d'Andorra.

La movilidad

La movilidad destaca como uno de los factores de exposición más importante de riesgo de sufrir las consecuencias de los movimientos de ladera. La movilidad incluye el conjunto de desplazamientos que realizan las personas residentes y foráneas en el interior de un ámbito territorial.

En Cataluña la movilidad intermunicipal se realiza esencialmente con vehículo privado, por carretera, y secundariamente en transporte ferroviario, concitándose este último en las áreas metropolitanas. En la movilidad de fin de semana tiene un peso importante los desplazamientos relacionados con las segundas residencias y por motivos de ocio (ATM, 2006).

En general la movilidad tiene una tendencia a incrementarse, esta incluye tanto la de los propios residentes en zonas de montaña como la relacionada con el turismo.

Actividades de ocio en la naturaleza

En las últimas décadas se ha producido un incremento en el acceso de espacios de naturaleza para practicar actividades de ocio en entornos susceptibles a generar movimientos de ladera. El anuario de la Federació d'Entitats Excursionistes de Catalunya indica que el número de licencias federativas se ha incrementado en prácticamente 30 000 licencias en el periodo comprendido entre los años 1998 y 2018 (FEEC, 2019). Es significativo el dato de 44 víctimas mortales por aludes de nieve en los Pirineos catalanes entre las temporadas 1986-1987 y 2019-2020, la gran mayoría mientras practicaban deportes de montaña (ICGC 2020).

En las últimas décadas la mayor parte de las incidencias por movimientos de ladera en Cataluña han sido causadas por eventos pequeños y medianos en actividad de movilidad. Estos movimientos de ladera se han producido mayoritariamente vinculados a episodios de lluvias intensas o persistentes.

Se puede esperar que, a pesar de la incertidumbre en las proyecciones de la evolución futura de los patrones de precipitación a causa del cambio climático en Cataluña, el riesgo debido a movimientos de ladera tendrá a incrementar, ligado a una mayor frecuencia de los episodios de lluvias intensas. Muy probablemente se tratará de eventos de tamaño pequeño y mediano, y su incidencia más notable será en la movilidad y de forma secundaria en zonas residenciales.

4.4 El riesgo y su prevención

Durante los últimos decenios a nivel nacional e internacional ha habido una progresiva concienciación de los agentes públicos en la necesidad de gestión preventiva de los riesgos naturales, que culmina en la puesta en marcha en el año 2000 por parte de la Organización de las Naciones Unidas de la Estrategia Internacional para la Reducción de los Desastres (UNDRR, 1994) y posteriormente el marco de Sendai de 2015 (UNISDR, 2015). De estas iniciativas se deriva el convencimiento de que la forma más sostenible de gestión de los riesgos geológicos es su prevención minimizando la exposición. Mientras que el factor de peligrosidad solo puede reducirse de forma local incidiendo en medidas mitigadoras activas y de gestión, y la vulnerabilidad solo puede reducirse adoptando diseños que dotan de una mejor resistencia a los elementos afectados (hecho que a menudo no es viable o es de efecto muy limitado), la exposición puede reducirse modificando los patrones de ocupación del territorio o los comportamientos sociales.

Teniendo en cuenta todos los datos y premisas expuestos anteriormente, una política de prevención del riesgo de movimientos de ladera debe basarse en los siguientes vectores: i) la planificación urbanística, ii) la mejora de la gestión del riesgo en lugares de alta exposición, iii) la mejora en la gestión de activos de protección en infraestructuras viales i iv) la capacidad para prever la emergencia.

Planificación urbanística

En Cataluña ha sido un avance muy importante en la reducción del riesgo geológico la inclusión en el *Reglament de la Llei d'urbanisme de Catalunya* (Decreto 305/2006, de 18 de julio) y la *Llei d'urbanisme de Catalunya* (Decreto Legislativo 1/2010, de 3 de agosto 2010) de la directriz de preservación urbanística de los espacios sometidos a un riesgo que pueda afectar al bienestar o a la seguridad de las personas. De estas normativas se deriva la obligatoriedad de incorporar en los instrumentos de planeamiento un estudio de riesgo geológico que indiquen si las áreas de planificación pueden estar afectadas por movimientos de ladera. Esta indicación se ha concretado en el requisito de elaboración de los Estudios de Identificación de Riesgos Geológicos (EIRG) y en la guía técnica que fija y estandarizada los contenidos de estos estudios (ICGC, 2021).

En Andorra en el año 2000 se publicó en el BOPA la *Llei general d'ordenació del territori i urbanisme* (LGOTU, con modificaciones posteriores) que regula la edificación de las zonas expuestas a los peligros naturales. Posteriormente, en el reglamento para la realización de trabajos o actividades que modifiquen el estado actual del terreno, se incluyen unos requisitos generales de los estudios geológicos y geotécnicos, así como el contenido de los estudios específicos teniendo en cuenta el nivel de peligrosidad del terreno a edificar. El nivel de peligrosidad queda determinado por la zonificación según la problemática geológica y geotécnica del año 2001 y sus revisiones posteriores. Actualmente, existen zonificaciones para los siguientes fenómenos: deslizamientos superficiales, corrientes de derrubios, desprendimientos, grandes movimientos y aludes. En este sentido el territorio andorrano se cataloga en lo referente a la autorización de licencias de edificación en cuatro tipos de zonas según la peligrosidad geológica.

- Edificable sin restricciones. Corresponde a los terrenos con peligrosidad muy baja.
- Edificable con posibles medidas de protección. Corresponde a los terrenos con peligrosidad baja.
- Edificable con medidas de protección. Corresponde a los terrenos con peligrosidad media.
- No edificable. Corresponde a terrenos con peligrosidad alta.

Mejora de la gestión del riesgo en lugares de alta exposición

La reducción del coste de los sensores y de las telecomunicaciones permiten monitorizar los movimientos de ladera en tiempo real de una forma progresivamente más amplia, empleando técnicas de teledetección e instrumentales de contacto. El seguimiento y la monitorización de los movimientos del terreno ofrecen aplicaciones muy interesantes para la detección de desplazamientos que puedan ser precursores de inestabilidades cercanas al desencadenamiento de movimientos de ladera. En base a este principio se pueden implementar sistemas de alerta temprana que deben asociarse a planes específicos de actuación (Janeras *et al.*, 2016; 2018). En este campo, equipos catalanes han hecho interesantes desarrollos y aplicaciones: Abellan *et al.* (2010), Blanch *et al.* (2019), Hürlimann *et al.* (2014), Janeras *et al.* (2018) y Núñez *et al.* (2019), entre otros.



Figura 4.4. Trabajos de instalación de sensores de la red de auscultación geotécnica. Plan de mitigación del riesgo en Montserrat. Fuente: ICGC.

En Cataluña, el ICGC ha puesto en marcha la red de auscultación geotécnica, que tiene por objetivo monitorizar los movimientos del terreno en los lugares que amenazan la seguridad de edificios y personas. A fecha de hoy, el ICGC tiene desplegadas redes de auscultación en varios lugares entre los que se encuentran el núcleo de Barberà de la Conca, el Barri de l'Estació de Sallent o el macizo de Montserrat (Figura 4.4).

En el Principado de Andorra, en lugares de alta exposición y actividad, se dispone de sistemas de vigilancia y auscultación, como por ejemplo: la vertiente de la Portalada en Sant Julià de Lòria o el gran movimiento del Forn de Canillo (Figura 4.5).

Mejora en la gestión de activos de protección en infraestructuras de movilidad

Actuar proactivamente para mejorar la seguridad de las redes de transporte con la adecuación de las medidas de mitigación adecuadas en cada caso es un fundamento para garantizar una movilidad segura. En estos casos la reducción efectiva del riesgo requiere una combinación de esfuerzos de mitigación y estrategias de adaptación que actúan a diferentes escalas temporales y geográficas, y la adopción de medidas estructurales y no estructurales.

La adopción de metodologías de evaluación cuantitativa de riesgos (QRA) puede proporcionar una base racional para conceptualizar el riesgo de movimientos de ladera, desarrollar criterios de aceptabilidad de riesgos, realizar análisis de coste-beneficio y evaluar diferentes medidas de gestión y mitigación de riesgos de movimientos de ladera (Janeras *et al.*, 2009; Budetta



Figura 4.5. Sistema de auscultación del Gobierno de Andorra en el Forn de Canillo. Fuente: AR+I.

4. El riesgo de movimientos de ladera en los Pirineos y herramientas para su prevención

et al., 2016, Corominas *et al.*, 2018). La adopción de programas de gestión de activos geotécnicos permite al gestor de las infraestructuras establecer los planes de inversión proactivamente en función del nivel de riesgo y del ciclo de vida de los activos (NASEM, 2019). En Cataluña, tanto Ferrocarrils de la Generalitat de Catalunya como la Direcció General d'Infraestructures de Mobilitat de la Generalitat de Catalunya han adoptado esquemas de gestión de activos geotécnicos basados en el riesgo (Paniagua y Álvarez, 2017; Santana, 2017). En el caso de Andorra, son COEX (Conservación y Explotación de Carreteras) y el Ministeri d'Ordenament Territorial quienes velan por la protección de infraestructuras de movilidad.

Capacidad para prever las crisis de movimientos de ladera

Los sistemas de predicción regionales son una medida de defensa no estructural que puede reducir de manera significativa el riesgo por movimientos de ladera, en la medida en que permiten hacer avisos a la población y asociarse a planes de emergencia. Estos sistemas requieren desarrollar e implementar sistemas de predicción y alerta basados en el seguimiento y monitorización de los elementos desencadenantes, esencialmente las precipitaciones, y permiten alertar en qué puntos del territorio es más probable que se produzcan incidencias. En este sentido, la desescalada de servicios procedentes de las observaciones satelitales, y la mejora del procesamiento, permitirá enlazar las previsiones meteorológicas con los puntos más propensos a sufrir movimientos de ladera ante la previsión de lluvias intensas a 24 y 48 h y también en tiempo real a partir de datos de radares meteorológicos (Guzzetti *et al.*, 2019). Actualmente, a nivel europeo destacan los servicios geológicos noruego y del piamonte que ofrecen un boletín semanal regionalizado de las previsiones de incidencias (Tiranti *et al.*, 2017; Krøgli *et al.*, 2018). En Cataluña se están realizando avances en el campo de las corrientes de derrubios y deslizamiento superficiales (Palau *et al.*, 2018; 2022).

A modo de conclusiones indicar que la planificación urbanística, la mejora de gestión de activos de protección en infraestructuras de viales, la monitorización y la predicción regionalizada de cuándo y dónde se pueden producir movimientos de ladera, la capacidad para atender la emergencia y la concienciación social son y serán las herramientas básicas para reducir el riesgo de los movimientos de ladera. Estas herramientas, que actualmente son esenciales para responder al estándar de seguridad que pide la sociedad, lo serán aún más para adoptar políticas de adaptabilidad y encarar los retos que se plantean en las próximas décadas como consecuencia del cambio climático.

4.5 Referencias

- Abellán, A., Calvet, J., Vilaplana, J. M., & Blanchard, J. (2010). Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring. *Geomorphology*, 119, 162-171.
- ATM (2006). Enquesta de Mobilitat Quotidiana de Catalunya, EMQ 2006 Principals resultats. Generalitat de Catalunya. Departament d'Obres Públiques, Institut d'Estadística de Catalunya, Institut d'Estudis Regionals Metropolitans de Barcelona, Autoritat del Transport Metropolità.
- Blanch, X., Abellán, A., & Guinau, M. (2019). Rockfall monitoring at a high-temporal rate using cost-effective photogrammetric Systems. *Geophysical Research Abstracts*. n. 21, art. EGU2019-11591-2.
- Budetta, P. D. L. C., De Luca, C., & Nappi, M. (2016). Quantitative rockfall risk assessment for an important road by means of the rockfall risk management (RO. MA.) method. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 75(4), 1377-1397.
- Calbó, J., Gonçalves, M., Barrera, A., Garcia-Serrano, J., Doblas-Reyes, F., Guemas, V., Cunillera, J., & Altava, V. (2016). Projeccions climàtiques i escenaris de futur. IEC i Generalitat de Catalunya (2016). Tercer Informe sobre el Canvi Climàtic a Catalunya (coord. J. Martín-Vide), 115-133.
- Corominas, J. (2000). Landslides and Climate. A: VIII International Symposium on Landslides, (E.N. Bromheaded.). Cardiff, UK, Keynote lectures, CD-ROM.
- Corominas, J. (2005). Evaluación preliminar de los Impactos en España por efecto del Cambio Climático. Proyecto ECCE: Informe final. Impactos sobre los riesgos naturales de origen climático: Riesgo de inestabilidad de laderas. 549 pp.
- Corominas, J., Matas, G., & Ruiz-Carulla, R. (2018). Quantitative analysis of risk from fragmental rockfalls. *Landslides*, 16, 5-21.
- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). *Landslide Types and Processes*, Special Report, Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Special Report 247, 36-75.
- Departament de la Presidència (2010). Decret Legislatiu 1/2010, de 3 d'agost pel qual s'aprova el text refós de la Llei d'urbanisme de Catalunya. DOGC, n. 5686 de fecha 5 de agosto de 2010.
- Departament de Política Territorial i Obres Públiques (2006). Decret 305/2006, de 18 de juliol, pel qual s'aprova el Reglament de la Llei d'urbanisme. DOGC, núm. 4682 de fecha 24 de julio de 2006.
- Federació d'Entitats Excursionistes de Catalunya (2019). Anuari 2018. Assemblea General Ordinària, Barcelona, mayo de 2019, 4.
- Guzzetti, F., Gariano, S. L., Peruccacci, S., Brunetti, M. T., Rossi, M., & Melillo, M. (2019). Geographical landslide early warning Systems. *Earth-Science Reviews*. Vol. 200, art 102973.
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11, 2, 167-194.

Los Episodios Regionales de Movimientos de Ladera en los Pirineos

- Hürlimann, M., Abancó, C., Moya, J., & Vilajosana, I. (2014). Results and experiences gathered at the Rebaixader debris-flow monitoring site, Central Pyrenees, Spain. *Landslides*, 11, 6, 939-953.
- Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (2020). Accidents per allaus. Dades dels accidents més representatius ocorreguts al Pirineu de Catalunya. Disponible en línea en <https://www.icgc.cat/Administracio-i-empresa/Serveis/Perill-d-allaus-i-informacio-nivologica/Sobre-les-allaus/Accidents-per-allaus>.
- Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (2020). Base de dades d'esllavissades (LLISCAT). Disponible en línea en <https://icgc.cat/Administracio-i-empresa/Serveis/Riscos-geologics/Base-de-dades-d-esllavissades-LLISCAT/Base-de-dades-d-esllavissades-LLISCAT-Access>
- Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (2021). Guia per a l'elaboració d'Estudis d'Identificació de Riscos Geològics per a urbanisme (EIRG), AP-0001/21. Barcelona.
- Institut d'Estadística de Catalunya (2014). Projeccions de població 2013-2051, principals resultats. Generalitat de Catalunya, Institut d'Estadística de Catalunya. 1a edició: Barcelona, octubre de 2014. DL: B 22365-2014.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2018). Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty [Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pörtner, H.-O., Roberts, D., Skea, J., Shukla, P. R., Pirani, A., Moufouma-Okia, W., Péan, C., Pidcock, R., Connors, S., Matthews, J. B. R., Chen, Y., Zhou, X., Gomis, M. I., Lonnoy, E., Maycock, T., Tignor, M., & Waterfield, T. (ed.)].
- IPCC (2019). IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [Pörtner, H.-O., Roberts, D. C., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., Min-tenbeck, K., Alegria, A., Nicolai, M., Okem, A., Petzold, J., Rama, B., & Weyer, N. M. (ed.)].
- Janeras, M., Buxó, P., Paret, D., Comellas, J., & Palau, J. (2009). Valoración del riesgo como herramienta de análisis de alternativas de protección frente desprendimientos de rocas en el Cremallera de Núria. A: VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables Barcelona. Alonso, E., Corominas, J., & Hürlimann, M. (ed.).
- Janeras, M., Jara, J. A., López, F., Marcé, A., Carbonell, T., & Elvira, A. (2016). Development of a wireless sensor network for rock mass deformation monitoring in the Montserrat Massif. 3rd RSS International Symposium on Rock Slope Stability, Lyon, 131-132.
- Janeras, M., Gili, J. A., Guinau, M., Vilaplana, J. M., Buxó, P., & Palau, J. (2018). Lessons learned from Degotalls rock wall monitoring in the Montserrat Massif (Catalonia, NE Spain). 4th RSS Rock Slope Stability Symposium (RSS-2018) proceedings, Chambéry 2018.
- Krøgli, I. K., Devoli, G., Colleuille, H., Boje, S., Sund, M., & Engen, I. K. (2018). The Norwegian forecasting and warning service for rainfall- and snowmelt-induced landslides. *Nat Hazards Earth System Science*, 18, 1427-1450.
- Llasat, M. C., Corominas, J., García, C., Quintana, P., & Turco, M. (2016). Projeccions climàtiques i escenaris de futur. A: Martín-Vide, J. (coord.). Tercer Informe sobre el Canvi Climàtic a Catalunya, 137-160.
- Martin-Vide, J. (2020). Precipitacions torrencials a Catalunya: el temporal Glòria i perspectives de futur. A: Sobre el temporal Glòria (19-23.01.20), els seus efectes sobre el país i el que se'n deriva, Report de Resposta Ràpida. Canals, M., & Miranda, J. (ed.), 13-21.
- NASEM (2019). National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine. Geotechnical Asset Management for Transportation Agencies, Volume 1: Research Overview. Washington, DC: National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine, The National Academies Press, 1.
- Núñez Andrés, M. A., Buill Pozuelo, F., Puig Polo, C., Lantada Zarzosa, M. N., Janeras Casanova, M., & Gili Ripoll, J. A. (2019). Comparison of several geomatic techniques for rockfall monitoring. In JISDM 2019 4th Joint International Symposium on Deformation Monitoring: 15-17 May 2019 Eugenides Foundation Athens, Greece: Proceedings, 1-7.
- Paniagua, I., & Álvarez, E. (2017). Metodología de gestión de taludes en desmonte en la red carreteras de GENCAT: experiencia en la aplicación. A: Alonso, E., Corominas, J., & Hürlimann, M. (ed.). IX Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Junio 2017, Santander, España, 383-394.
- Palau, R. M., Hürlimann, M., Berenguer, M., & Sempere-Torres, D. (2018). A prototype regional early warning system for shallow landslides and debris flows. *Geophysical Research Abstracts*, 20, EGU2018-1081.
- Palau, R. M., Hürlimann, M., Berenguer, M., & Sempere-Torres, D. (2020). Influence of the mapping unit for regional Landslide Early Warning Systems. Comparison between pixels and polygons in Catalonia (NE Spain). *Landslides* 17(9), 2067-2083.
- Palau, R. M., Berenguer, M., Hürlimann, M., & Sempere-Torres, D. (2022). Application of a Fuzzy verification framework for the evaluation of a regional-scale landslide early warning system during the January 2020 Gloria storm in Catalonia (NE Spain). *Landslides*.
- Pujadas-Rubies, I., & Bayona, J. (2016). L'evolució demogràfica recent dels municipis petits a Catalunya: diversitat de trajectòries. *Treballs de la Societat Catalana de Geografia*, 81, 25-43.
- RISKCAT (2008). Vilaplana, J. M. (ed. científic). Els riscos naturals a Catalunya. Informe executiu. (Informes del CADS; 6) ISBN 9788439378365. 551.58(467.1), 15-18.
- Santana, D., Pons, J., Rodríguez, H., Prat, E., Lopez, F., Janeras, M., Buxó, P., Comellas, J., Ferrer, A., & Paret, D. (2017). Plataforma on-line para el seguimiento geológico y geotécnico de la red ferroviaria de FGC. A: Alonso, E., Corominas, J., & Hürlimann, M. (ed.). IX Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Junio 2017, Santander, España, 674-685.
- Tiranti, D., Devoli, G., Cremonini, R., Sund, M., & Boje, S. (2017). Regional landslide forecasting in Piemonte (Italy) and in Norway: experiences from 2013 late spring. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss*, 18, 1351-1372.
- UNDRR (1994). Strategy and Plan of Action for a Safer World. Guide for Natural Disaster Prevention, Preparedness and Mitigation. World Conference on Natural Disaster Reduction. Yokohama, Japón, 19 p.
- UNISDR (2015). Sendai Framework for Disaster Risk Reduction, 2015-2030, The United Nations Office for Disaster Risk Reduction. Third UN World Conference in Sendai, Japón, 32 p.
- Varnes, D. J. (1984). Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. IAEG Commission on Landslides and other Mass Movements. Paris: UNESCO Press, 63 p.



Generalitat de Catalunya
**Departament de la Vicepresidència
i de Polítiques Digitals i Territori**



ICGC
Institut
Cartogràfic i Geològic
de Catalunya