

DINÁMICA Y PELIGROSIDAD DE LAS CORRIENTES DE DERRUBIOS: APLICACIÓN EN EL BARRANCO DE ERILL, PIRINEO CATALÁN

por:

CARLES RAÏMAT QUINTANA

Directores:

Jordi Corominas

Marcel Hurlimann



Departament d'Enginyeria del terreny i Escola Tècnica
Superior d'Enginyers de Camins, Canals i Ports
UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA
BARCELONATECH

TESIS DOCTORAL

DINÀMICA Y PELIGROSIDAD DE LAS CORRIENTES DE DERRUBIOS: APLICACIÓN EN EL BARRANCO DE ERILL, PIRINEO CATALÁN

por:

CARLES RAÏMAT QUINTANA

Directores:

JORDI COROMINAS

MARCEL HURLIMANN



Departament d'Enginyeria del terreny i Escola Tècnica
Superior d'Enginyers de Camins, Canals i Ports
UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA
BARCELONATECH



AGRADECIMIENTOS

AGRADECIMIENTOS



No sé con exactitud en que momento de mi niñez supe que quería trabajar en algo relacionado con las ciencias de la tierra. Recuerdo, siendo yo muy niño, a mi abuelo Ton de Blasi explicándome fascinado asuntos relacionados con la construcción de presas y túneles durante la primera mitad del S. XX en la Vall Fosca y en la Vall de Boí, a mi padre Antonio que me permitía acompañarle en sus larguísimas caminatas con el “ramat” por la montaña y al que arrancaba respuestas muy trabajadas sobre la dinámica glaciaria y la geomorfología en alta montaña y a mi madre que me enseñó otras maneras de mirar la naturaleza, más cercanas, más calmas; también a maestros en la pedagogía del enseñar las ciencias de la tierra como a Lluís Garrofé, Joan Rossell, Eduard Remacha, Joan Manuel Vilaplana; y a Jordi Corominas y Marcel Hürlimann que en cada una de sus clases o charlas siempre me han dado alas para seguir adelante en mi cabezonería. Quiero agradecerles a todos en general y a cada uno en particular sus experiencias compartidas y el cariño que he heredado de ellos hacia la Tierra y sus conocimientos.

Quiero dedicar una especial atención al apoyo recibido desde la “familia Geobruigg” así Bernard, Stephan, Andrea, Corinna y Bruno siempre han estado atentos a la evolución de los trabajos y muy especialmente quiero agradecer a mi jefe y amigo Roberto que ha velado en todo momento por mi integridad personal y científica.

Para el proyecto, en un u otro momento ha hecho falta contar con el apoyo técnico y humano de fantásticos colegas como Christoph Graf y Bruno Fritschi a los que quiero agradecer su buen hacer y consejos. También a Paco Fernández, Jesús Fernández, Carles Fañanas, Carlos Sanroman y Sixto Martínez que han sido madres y padres de esta idea... A mis compañeros de trabajo que en muchos momentos han apoyado como Judith Albalate, Judith Monclus, Eli Riera, Noelia Aguilar, Laura Masegosa, Montse Pont y muy especialmente a mi hermano Antonio y a Marta Felip que le han puesto horas y ganas casi tantas como yo mismo.

También agradecer a Ignasi Vilajosana de World Sensing, a Mario Zarroca de Geomed, a Ramón Pérez de Tecsol, a José Moreno de PLC, a Montse Senís y Pedro Velasco de Itasca y a Pepito de Noray que han sido industriales imprescindibles en este proyecto pero que además de ciencia han suministrado humanidad, inquietud científica y buen hacer. Así como a José Moya, Albert Vidal y Ermengol Gassiot por dar una visión más “histórica” al trabajo cuando parecía volverse más numérica.

A la “bona gent de la Vall”, Ayuntamiento y vecinos que me lo han facilitado todo y especialmente a todos aquellos que me han visto muy a menudo por Basco y Erill como husmeando entre prados y vacas. Gracias por su paciencia infinita. A Parc Nacional d’Aigües Tortes y Estany de Sant Maurici, Endesa, Centre Excursionista de Catalunya y Casa Ametller por todos los datos aportados.

Por último agradecer a aquellos en los que he pensado cada día tirando para adelante este trabajo y que han puesto paciencia “a cientos” y tiempo “a miles” para que pudiese terminar un día: a mis queridos padres Carme y Antonio, a mis hermanos Tonet, Albert y Josep y a mis hijos Jona, Iván y a mi pequeña Teia. A mi preciosa Mireia no sé como agradecerle tanto... . Ojalá a mis hijos pueda servirles un día este trabajo como ejemplo de tenacidad y perseverancia.



RESUMEN



Aún y considerándose las corrientes de derrubios como uno de los movimientos en masa más peligrosos para los entornos urbanos e infraestructuras en regiones montañosas, son muchas las cuestiones pendientes de resolver sobre sus condiciones hidrológicas, mecanismos de desencadenamiento, dinámica de flujo y medidas de mitigación. Si bien en los últimos años se han invertido numerosos trabajos en esta dirección son todavía muchos los aspectos en los que profundizar y todos ellos imprescindibles para la evaluación de la peligrosidad. Con este mismo fin se ha promovido este trabajo en el Barranco de Erill (Vall de Boí –Lleida) que pretende profundizar en el conocimiento de las condiciones hidrológicas de generación y dinámica de las corrientes de derrubios a escala de cuenca. Para ello ha sido imprescindible la auscultación concienzuda de una pequeña cuenca, activa desde el punto de vista de las corrientes de derrubios, con importantes depósitos glaciares, en la que las corrientes de derrubios han sido trascendentes históricamente a nivel de territorio. Paralelamente se ha recabado en registros antiguos para la obtención de series de precipitación locales y fotografías así como en hemerotecas, además de entrevistas personales con la población local, para la obtención de datos históricos relevantes del último Siglo que permitiesen ser analizados y comparados con los valores auscultados recientes.

El sistema de auscultación del que se ha dotado la cuenca consta de estación meteorológica autónoma, conjunto piezométrico de 5 geófonos de cuerda vibrante en una misma vertical caracterizando de ese modo el espesor completo del depósito glaciar, equipo de 4 geófonos en el canal de flujo, células de carga en el sistema de intercepción del flujo y 2 cámaras de filmación, además del sistema de alimentación autónoma, registro y e-conectividad del conjunto. La toma de datos de precipitación combinados con la auscultación piezométrica permite determinar las pautas de correlación directa y el estado piezométrico previo a la generación de una rotura en el terreno generadora de corrientes de derrubios. A su vez la instalación de los geófonos en combinación con la toma de los valores de precipitación horaria permite correlacionar las condiciones de lluvia acumulada e intensidad necesarias para generar un flujo capaz de activar el sistema de auscultación pero además la interpretación permite distinguir, con la ayuda inestimable de cámaras de filmación y células de carga en el sistema de retención, entre falsas alarmas y señales distintas asociadas a distintos tipos de flujo, así como parámetros de flujo y carga.

Entre 2007 y 2012, ninguno de los eventos auscultados ha superado los 2500 m³ de material removilizado hasta el sistema de retención, sin embargo de la recopilación de datos históricos del S.XX se desprende como han llegado a movilizarse, en el mayor de los casos, volúmenes de más de 75000 m³ correspondientes al evento de 1907. El análisis combinado de los valores históricos y auscultados permite generar una relación entre la magnitud y la frecuencia, en distintas ventanas de trabajo, de este tipo de eventos imprescindible para la evaluación de riesgos en esta cuenca pero sin duda extrapolable para trabajos en otras cuencas de naturaleza semejante. Así mismo disponer de numerosas fotos sobre antiguos eventos ha permitido calibrar mediante back-analysis los parámetros de flujo para la aplicación del software RAMMS el cual ha mostrado ser una herramienta útil para recrear escenarios futuros de cara a la evaluación de riesgos.

Tomando exclusivamente valores de precipitación (intensidad o acumulada en distintos intervalos) como parámetro de la generación de corrientes de derrubios, aplicando la objetivación que permite el método ROC sobre los valores de precipitación horarios auscultados, se desprende como la acumulación (>12 mm) en pocas horas (2 y 12 según número de eventos considerados) pudiera ser un elemento a considerar para un sistema de alerta temprana en materia de corrientes de derrubios. Mientras el mismo método apunta para las series históricas diarias de precipitación los valores de >47 mm en 72 horas como mejor criterio en el caso de aplicación de un sistema de alerta temprana exclusivamente aplicado sobre la base de la toma de datos de precipitación diaria.

Sin embargo la auscultación piezométrica del depósito glaciar combinada con la toma de datos horarios de precipitación ha permitido comprender mejor la dinámica de infiltración para la morrena y las posibles condiciones que llevan al límite el estado tensional del terreno. Se ha observado como ninguno de los eventos de corrientes de derrubios auscultados ha venido precedido de condiciones piezométricas extremas como para

inestabilizar de forma global la ladera. Así ninguno de los eventos auscultados ha coincidido con un episodio de lluvia que sumado a un estadio de carga previo del sistema hidrológico justificase la corriente de derrubios por inestabilización global de la ladera. Pero con los datos de la auscultación se ha podido generar un modelo hidrológico básico en primer estadio y un modelo de estabilidad a continuación, todo ello mediante el software FLAC, que da respuesta a las condiciones hidrológicas correspondientes a las fechas de los eventos históricos. Se desprende de los resultados la importancia del estudio del sistema piezométrico en detalle para comprender y prever su dinámica de estabilidad y como estratos de poco espesor puede condicionar la estabilidad global de la ladera. Del estudio se deduce que los eventos auscultados son fruto de removilizaciones de canal y/o inestabilidades superficiales menores y en ningún caso se derivan de una inestabilidad global del depósito glaciar.

Se ha probado el sistema de intercepción flexible del tipo VX y se resuelve como eficiente habiendo interceptado hasta 7 flujos completando un volumen total retenido próximo a los 3000 m³ con cargas dinámicas y estáticas del orden de las calculadas teóricamente y comparativamente muy similar a las obtenidas en otra cuenca (Ilgaben, Suiza). Este sistema de intercepción puede ser usado como elemento de mitigación para corrientes de derrubios de corto y medio periodo de retorno con el ánimo de reducir el riesgo.



ÍNDICE



AGRADECIMIENTOS	3
RESUMEN.....	5
ÍNDICE GENERAL.....	7
ÍNDICE DE FIGURAS, TABLAS Y FOTOS	17

CAPÍTULO 1: OBJETIVOS E INTRODUCCIÓN AL CONOCIMIENTO DEL FUNCIONAMIENTO DE LOS DEBRIS FLOW EN EL BARRANCO DE ERILL

1. INTRODUCCIÓN	40
2. CONCEPTOS BÁSICOS SOBRE LAS CORRIENTES DE DERRUBIOS.....	40
2.1 Introducción	40
2.2 Características espaciales de las corrientes de derrubios	41
2.3 Parámetros que caracterizan las corrientes de derrubios	42
2.4 Parámetros que influyen en la generación de un debris flow.....	43
2.5 Clasificación de los debris flow en base a como han sido generados	44
2.6 Clasificaciones de las corrientes de derrubios	44
2.6.1 Clasificaciones en base al mecanismo principal de flujo.....	44
2.6.2 Clasificación según su concentración de sólidos	45
2.7 Temas abiertos de interés científico	46
3. OBJETIVOS	47
4. METODOLOGÍA GENERAL Y ESTRUCTURA DE LA TESIS.....	48
4.1 Análisis de los factores que condicionan la formación de las corrientes de derrubios	48
4.2 Identificación y caracterización de las corrientes de derrubios.....	48
4.3 Análisis de la relación magnitud - frecuencia de las corrientes de derrubios	49
4.4 Proceso post rotura.....	49
5. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	50

CAPÍTULO 2: DESCRIPCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

1. LOCALIZACIÓN Y ELECCIÓN DE LA CUENCA.....	56
2. GEOLOGÍA GENERAL PIRENAICA	57
3. DEPÓSITOS GLACIARES DEL CUATERNARIO.....	59

4.	GEOLOGÍA DE LA CUENCA DE ERILL.	61
5.	DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA DEL TILL DE ERILL.	63
6.	ESTUDIO ESPECÍFICO DE LA CUENCA.	65
6.1.	Descripción litológica.	65
6.2.	Ensayos de permeabilidad in-situ.	67
6.3.	Caracterización de los materiales mediante ensayo de laboratorio.	68
6.3.1.	Humedad y grado de saturación.	68
6.3.2.	Análisis granulométrico y plasticidad.	69
6.3.3.	Plasticidad.	71
6.4.	Resumen de resultados.	71
7.	DESCRIPCIÓN CLIMATOLÓGICA.	73
7.1.	Información histórica de las corrientes de derrubios debris flow en Erill.	74
7.1.1.	Registros de lluvia.	74
7.2.	Eventos históricos de ámbito regional ocurridos durante el Siglo XX.	77
7.3.	Entrevista personal.	81
7.4.	Eventos trascendentes de ámbito local conocidos a partir de datos dispersos.	85
8.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.	93

CAPÍTULO 3: INSTRUMENTACIÓN Y AUSCULTACIÓN DE LA CUENCA

1.	OBJETIVOS.	98
2.	DISPOSITIVOS INSTALADOS EN ERILL.	100
2.1.	Estación Meteorológica.	100
2.2.	Piezómetros de cuerda vibrante.	102
2.3.	Sistema autónomo automático de medición y registro de flujo.	105
2.4.	Dique flexible VX 160 y celdas de carga.	110
2.4.1.	Antecedentes.	110
2.4.2.	Descripción general de barreras flexibles.	111
2.4.3.	Descripción de la instalación en Erill.	113
3.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.	118

CAPÍTULO 4: DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LOS EVENTOS

1.	INTRODUCCIÓN.	124
2.	ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS.	125
2.1.	Clasificación de los diferentes procesos.	126
2.1.1.	Activación de un único geófono:	128
2.1.2.	Activación simultánea de dos o más geófonos.	128
2.1.3.	Activación espaciada correlativa de todos los geófonos.	130

3.	INTERPRETACIÓN DE LA SEÑAL DE CORRIENTE DE DERRUBIOS.	133
3.1.	Evento del 21 de julio de 2007.	134
3.2.	Evento del 18 de abril de 2008.	137
3.3.	Evento del 2 de noviembre de 2008.	141
3.4.	Evento del 6 de julio de 2009.	145
3.5.	Evento del 22 de julio de 2010.	148
3.6.	Evento del 23 de agosto de 2010.	152
3.7.	Evento del 5 de agosto de 2011.	154
3.8.	Evento del 13 de agosto de 2011.	157
3.9.	Claro ejemplo de señal corriente de derrubios: evento del 23 de agosto de 2010.	159
4.	ANÁLISIS DE CARGAS REGISTRADAS POR IMPACTO DE FLUJO EN LA ESTRUCTURA VX.	162
4.1.	Evento corriente de Derrubios del 22.07.2010.	162
4.2.	Evento corriente de Derrubios del 05.08.2011.	166
4.3.	Comparativa de cargas entre ambos eventos.	168
4.4.	Formulación teórica de las solicitaciones & cargas medidas.	170
4.4.1.	Solicitaciones previstas:	171
4.4.2.	Cargas medidas & cargas esperadas:	172
4.5.	Comparativa de resultados de carga entre sistema instalado en Erill y diseño base instalado en Illgraben por C.Wendeler en 2008.	173
5.	RELACIÓN DE CARGA MEDIDA EN VX CON LA VIBRACIÓN REGISTRADA POR LOS GEÓFONOS.	176
6.	CONCLUSIONES.	180
7.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.	181

CAPÍTULO 5: CONDICIONES HIDROLÓGICAS

1.	INTRODUCCIÓN A LA PRECIPITACIÓN DESENCADENANTE.	186
2.	MÉTODOS APLICADOS Y DATOS ANALIZADOS.	187
2.1.	Eventos recientes auscultados con datos horarios.	188
2.1.1.	Definición de un episodio de lluvia.	188
2.1.2.	Flujos torrenciales detectados.	189
2.1.3.	Análisis de las lluvias.	191
2.2.	Eventos históricos.	200
2.3.	Aplicación de las curvas ROC para definir un umbral a partir de los eventos auscultados.	203
2.3.1.	Resultados de la aplicación de las curvas ROC sobre las precipitaciones registradas.	208
2.3.2.	Resultados de la aplicación de las curvas ROC sobre las precipitaciones históricas.	220
3.	PIEZOMETRÍA.	230
3.1.	Monitoreo e interpretación de la relación entre los niveles piezométricos y la precipitación local.	230
3.1.1.	Comportamiento piezométrico por efecto de los eventos que han generado corrientes de derrubios en el período de auscultación.	236

3.2.	Comportamiento en periodo de carga	239
3.3.	Comportamiento en periodo de descarga	245
3.4.	Interpretación de los resultados de carga y descarga	249
4.	ANÁLISIS DE EVENTOS HISTÓRICOS.	255
5.	CONCLUSIONES.	260
6.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.	264

CAPÍTULO 6: ANÁLISIS DE LA OCURRENCIA DE EVENTOS

1.	RELACIÓN ENTRE LA MAGNITUD Y LA FRECUENCIA EN LOS EVENTOS CATASTRÓFICOS (M-F)	270
1.1.	Metodología.	270
1.1.1.	Escala Interanual.	271
1.1.2.	Escala Decenal	271
1.1.3.	Escala Secular	286
1.2.	CONCLUSIONES. Establecimiento de la relación entre magnitud y frecuencia.	290
2.	MODELIZACIÓN NUMÉRICA MEDIANTE FLAC (ITASCA) DEL RÉGIMEN HIDROGEOLÓGICO Y MODELO DE ROTURA PARA EL TILL GLACIAR DEL BARRANC DE ERILL EN CONDICIONES EXCEPCIONALES DE PRECIPITACIÓN	293
2.1.	Funcionamiento conceptual del software flac.	293
2.2.	Objetivo y alcance de la modelización numérica	296
2.3.	Metodología y datos de partida	297
2.4.	Calibración de los piezómetros	301
2.4.1.	Simulación de la recarga a partir de la entrada lateral de agua por el nivel denominado Wurm III	302
2.4.2.	Simulación de la recarga mediante la infiltración.	312
2.5.	Análisis de la estabilidad de la morrena glaciario de Erill	317
3.	CONCLUSIONES AL MODELO HIDROLÓGICO Y MODELO DE ESTABILIDAD	327
4.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.	328

CAPÍTULO 7: PROCESO POST-ROTURA (RUNOUT)

1.	INTRODUCCIÓN	334
2.	DESCRIPCIÓN DEL MODELO NUMÉRICO APLICADO	334
3.	CALIBRACIÓN DE LOS PARÁMETROS REOLÓGICOS Y ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD	335
4.	SIMULACIÓN DE LOS EVENTOS HISTÓRICOS Y ANÁLISIS RETROSPECTIVO	343
4.1.	Introducción	343
4.1.1.	Evento del 1907	345
4.1.2.	Evento del 1930	349
4.1.3.	Evento del 1937	350
4.1.4.	Evento del 1953	351

5.	CÁLCULO DE LOS ESCENARIOS PARA DIFERENTES PERÍODOS DE RETORNO	352
5.1.	Introducción	352
5.2.	Periodo de retorno de 100 años	352
5.3.	Periodo de retorno de 50 años	353
5.4.	Periodo de retorno de 25 años	356
5.5.	Periodo de retorno de 10 años	358
5.6.	Periodo de retorno de 1 año	359
5.7.	Resumen resultados de los escenarios analizados	360
6.	DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	360
7.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	361

CAPÍTULO 8: RESUMEN DE CONCLUSIONES

I.	CONCLUSIONES GENERALES	366
1.1.-	Análisis de los factores que condicionan la formación de las corrientes de derrubios	366
1.2.-	Identificación y caracterización de las corrientes de derrubios.....	367
1.3.-	Análisis de la relación magnitud - frecuencia de las corrientes de derrubios.....	369
1.4.-	Proceso post rotura.....	369
1.5.	Futuras líneas de investigación	370

ANEJO 1: LLUVIAS DESENCADENANTES

•	5 de marzo de 1930	376
(1)	LA VANGUARDIA pág. 24 del miércoles 5 de marzo de 1930- GRANDES INUNDACIONES ..	376
(2)	(Exclusivo de “La Vanguardia”) miércoles 5 de marzo de 1930 FRANCIA-LAS INUNDACIONES.	377
(3)	“LA VANGUARDIA” Jueves 6 de marzo de 1930-LAS INUNDACIONES.....	379
•	5 de junio de 1953.....	380
(4)	LA VANGUARDIA Viernes, 5 de junio de 1953 EL TIEMPO EN ESPAÑA	380
(5)	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA Sábado, 6 de junio de 1953 EL TIEMPO EN ESPAÑA	381
(6)	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA Viernes, 19 de junio de 1953.....	382
•	4 de octubre de 1960	383
(7)	LA VANGUARDIA 5 de octubre de 1960 NOTICIARIO RESUMIDO	383
(8)	LA VANGUARDIA Jueves, 6 de octubre de 1960	383
(9)	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA Viernes, 7 de octubre de 1960	384
(10)	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA Sábado, 9 de octubre de 1960	384
•	3 de agosto de 1963	385
(11)	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA 4 de Agosto de 1963 NOTICIARIO DE CATALUÑA.....	385
(12)	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA Domingo, 4 de agosto de 1963.....	389
(13)	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA Martes, 6 de agosto de 1963	391
(14)	ABC 8 de agosto de 1963.....	395
(15)	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA miércoles 7 de agosto de 1963	396

• 16 noviembre de 1963	400
(16) LA VANGUARDIA ESPAÑOLA sábado 16 de noviembre de 1963	400
(17) LA VANGUARDIA ESPAÑOLA domingo 17 de noviembre de 1963	403
(18) LA VANGUARDIA ESPAÑOLA viernes 22 de noviembre de 1963	
NOTICARIO DE CATALUÑA	405
(19) LA VANGUARDIA ESPAÑOLA viernes 28 de febrero de 1964 NOTICARIO DE CATALUÑA ..	405
• 17 de diciembre de 1997	406
(20) LA VANGUARDIA ESPAÑOLA sábado 20 de diciembre de 1997 EL TIEMPO	406
(21) LA VANGUARDIA ESPAÑOLA viernes 19 de diciembre de 1997	407

ANEJO 2: ESPECIFICACIONES TÉCNICAS DE LOS DISPOSITIVOS INSTALADOS EN ERILL

I. DISPOSITIVOS INSTALADOS EN ERILL	410
I.1. Estación Meteorológica	410
I.1.1. Señales de entrada-conectividad	412
I.1.2. Protocolos de comunicación disponibles	413
I.1.3. Adaptadores de comunicaciones	413
I.1.4. Reloj interno y sincronización por receptor gps	413
I.1.5. Temperatura de funcionamiento	414
I.1.6. Pluviómetro	414
I.2. Piezómetros de cuerda vibrante	415
I.3. Sistema autónomo automático de medición y registro de flujo	415
I.4. Fuente de energía	419
I.5. Sistema UX/VX y celdas de carga	421
I.6. Sistema medición de carga en VX	422

ANEJO 3: LLUVIAS DESENCADENANTES

19/06/2010	426
22/07/2010 (1)	427
22/07/2010 (2)	428
23/08/2010	429
28/08/2010	430
10/10/2010	431
04/02/2011	432
11/05/2011	433
26/05/2011	434
29/05/2011	435
30/05/2011	436
09/06/2011	437
13/06/2011	438
21/06/2011	439
29/06/2011	440
12/07/2011	441

13/07/2011	442
05/08/2011 (1)	443
05/08/2011 (2)	444
05/08/2011 (3)	445
15/08/2011	446
26/08/2011	447
01/09/2011	448
09/09/2011	449
24/09/2011	450
03/11/2011 (1)	451
03/11/2011 (2)	452
24/11/2011	453
30/11/2011	454
10/03/2012	455
19/05/2012	456
07/06/2012	457
18/06/2012	458
21/06/2012	459
27/06/2012	460
05/08/2012 (1)	461
05/08/2012 (2)	462
05/08/2012 (3)	463
28/08/2012	464
09/09/2012	465
10/09/2012	466
23/09/2012	467
ANEJO 4: GRÁFICO PIEZO & LLUVIA	469
ANEJO 5: GRÁFICO EVENTOS PIEZO & LLUVIA	473
ANEJO 6: REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE LA PRECIPITACIÓN RESPECTO A LA PIEZOMETRÍA ..	477
ANEJO 7: FIG. 11	495
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	499



ÍNDICE DE FIGURAS, TABLAS Y FOTOS



CAPÍTULO 1: OBJETIVOS E INTRODUCCIÓN AL CONOCIMIENTO DEL FUNCIONAMIENTO DE LOS DEBRIS FLOW EN EL BARRANCO DE ERILL

Figura 1.1	Diagrama de un flujo de derrubios con un frente de fragmentos gruesos (Pierson, 1986).	42
Figura 1.2	Morfología de los depósitos producto de flujos de detritus http://www.geol.umd.edu/~jmerck/geol342/lectures/09.html .	42
Figura 1.3	Clasificación de movimientos de masa en función de la fracción total de sólidos en el volumen y la correspondiente fracción fina con respecto a los sólidos totales (Cousot, 1992).	45
Figura 1.4	Clasificación de los movimientos en masa en pendientes pronunciadas como función de la fracción sólida y del tipo de material. (Cousot & Meunier 1996).	45
Figura 1.5	Diagrama triangular de los diferentes tipos de movimientos en masa a partir del porcentaje de las partículas constituyentes (Phillips and Davies, 1991), (ONR-24-800, 2007).	46
Figura 1.6	Temas abordados en este trabajo.	47
Figura 1.7	Relación entre la procedencia de los datos y el análisis.	50
Tabla 1.1	Iverson (1997a). The physics of debris flows.	43

CAPÍTULO 2: DESCRIPCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

Figura 2.1	Localización de la cuenca de estudio (arriba) y mapa topográfico de pendientes (abajo): en violeta >45°, en rojo entre 35-45°, en naranja entre 28-35° y en verde <35°. Fuente: IGCC, Google Earth y SIGPAC Forestal Catalana	56
Figura 2.2	Muñoz, A. (1992). Evolución de una colisión continental de cabalgamientos: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In K.R. McClav (Ed.) Thrust Tectonics (pp. 235-246). Chapman & Hall.	57
Figura 2.3	Corte Norte-Sur desde el estado actual (superior) al desplegado en reconstrucción donde se observan las cuencas de antepaís (Fototeca.cat Gran Enciclopedia Catalana).	58
Figura 2.4	Vista general de los grandes mantos de cabalgamiento que afectan los Pirineos (Fototeca.cat Gran Enciclopedia Catalana).	58
Figura 2.5	Representación gráfica de la escala temporal y la variación de la temperatura a escala global para los períodos glaciares recientes (Uriarte, 2003).	59
Figura 2.6	Estratigrafía del cuaternario y cronología glacial de la cuenca de la Alta Ribagorça y su correlación con la cronología glacial en el área de Lourdes (Francia) en Vilaplana (1983)	60
Figura 2.7	Representación particular de la extensión de los glaciares de la Ribagorçana y de Tor en el último máximo glacial (fase I, 2 y 3 de izquierda a derecha). Leyenda de la figura izquierda. 1. Límite de la cuenca glacial; 2. Cursos de agua; 3. Lagos por obstrucción; 4. Principales picos; 5. Sentido del flujo del hielo glacial; 6. Transfluencia glacial; 7. Lecho rocoso; 8. Glaciar en Vilaplana (1983).	60
Figura 2.8	Geología de la zona; la cuenca de Erill se sitúa con el controno delimitado en rojo. Sl (silúrico), Qco (gravas del cuaternario de origen incierto), Qgt (depósito de till glacial). Fuente: ICGC.	62
Figura 2.9	Esquema-Geomorfológico de la cubeta de Barruera (Modificado Vilaplana, 1982). 1. Embalse; 2. Aluviones; 3. Canchal de detritus de ladera relictas; 4. Canchal de detritus de ladera funcional; 5. Depósitos morrénicos; 6. Desprendimiento de rocas; 7. Sustrato rocoso; 8. Río; 9. Canal fluvial abandonado; 10. Cono de deyección fluvio-torrencial; 11. Cono canchal de detritus funcional; 12. Barra rocosa; 13. Pared rocosa; 14. Linde rocoso; 15. Sondeo eléctrico; 16. Dirección del perfil.	62
Figura 2.10	Sección geológica transversal simplificada de los materiales involucrados en la cuenca del Barranco de Erill. Fuente: propia.	63
Figura 2.11	Columna estratigráfica de la unidad intermedia (Vilaplana, 1982 y 1983).	64
Figura 2.12	Columna litológica obtenida a partir de los testigos del sondeo, valores de permeabilidad y posición de los piezómetros (que coinciden con el nivel de gravas gruesas).	66

Figura 2.13	<i>Modelo geológico simplificado del Barranco d'Erill considerando la presencia de una cuña de gravas adicional a la descrita por Vilaplana (1982) en el contacto de la unidad Superior e Intermedia con el sustrato.</i>	67
Figura 2.14	<i>Esquema del funcionamiento general de un ensayo Lefranc por aportación de agua.</i>	68
Figura 2.15	<i>Posición de los puntos de donde se tomaron las muestras de material.</i>	69
Figura 2.16	<i>Representación gráfica de los resultados obtenidos del análisis granulométrico por tamizado, s/UNE 103101:1995.</i>	70
Figura 2.17	<i>Representación de los valores anuales de precipitación disponibles de la serie histórica perteneciente a la estación meteorológica de Senet destacando en línea roja horizontal la media obtenida de entre todos ellos.</i>	75
Figura 2.18	<i>Representación de los valores diferenciales anuales de la serie histórica perteneciente a la estación meteorológica de Senet respecto a la media obtenida de entre todos ellos.</i>	75
Figura 2.19	<i>Representación de los valores de precipitación media mensual de la estación meteorológica de Senet de 58 años y tabla de valores.</i>	76
Figura 2.20	<i>Valores de precipitación anual de la estación meteorológica de Senet destacando en rojo los valores de los años de los que se conoce trascendentes eventos en el Valle.</i>	76
Figura 2.21	<i>Distribución temporal hipotética de la precipitación entre el 20 y el 22 de octubre de 1907 en la subcuenca de la cabecera del río Flamisell. Corresponde a un hietograma de entrada de 105 mm en tres días. Basada en descripciones de García-Faria (1908) y en la lluvia tipo de Puigcerdà referida por el mismo autor. Tomado de Balasch, et al. 2008.</i>	78
Figura 2.22	<i>Distribución temporal hipotética de la precipitación entre el 25 y el 28 de octubre de 1937 en la subcuenca de la cabecera del río Flamisell. Corresponde a tres hietogramas con un sumatorio de 430 mm. Basada en los datos tomados en Estany Gento y de acuerdo a las descripciones de Fontseré y Galceran (1938). Tomado de Balasch, et al. 2008.</i>	79
Figura 2.23	<i>Recorte de prensa (hemeroteca de La Vanguardia) del día 19 de Diciembre de 1937.</i>	79
Figura 2.24	<i>Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada (en rojo) a lo largo del año y la precipitación diaria (en azul) donde destaca la precipitación del 8 de noviembre (columna en rojo).</i>	80
Figura 2.25	<i>Distribución temporal hipotética de la precipitación entre el 6 y el 8 noviembre de 1982 en la cuenca alta de la Noguera Pallaresa. Basado en datos del INM y un hietograma diario siguiendo el modelo de distribución de Montflorite (Huesca). Tomado de Balasch, et al. 2008</i>	81
Figura 2.26	<i>Evolución de la población en el valle de Boí en base al Banco de datos estadísticos de municipios y comarcas catalanas (Idescat). Fuente: www.idescat.cat/es. Fecha de la consulta 12 de abril de 2012.</i>	82
Figura 2.27	<i>Distribución por edades de la población en el valle de Boí en base al Banco de datos estadísticos de municipios y comarcas catalanas (Idescat).</i>	83
Figura 2.28	<i>Representación gráfica combinada de los resultados obtenidos de entrevista y registro fotográfico histórico. Leyenda: En azul fecha de los eventos y número de datos disponibles, y en rojo atribución de las fotografías al año correspondiente.</i>	85
Figura 2.29	<i>Fotos del fondo FECSA donde se observa las labores de limpieza de las obras de drenaje de la carretera en construcción.</i>	86
Figura 2.30	<i>Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada (en rojo) a lo largo del año y la precipitación diaria (en azul) donde se ha resaltado la precipitación del 5 de junio (columna en rojo).</i>	87
Figura 2.31	<i>Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada en los 70 días previos al 5 de junio (en rojo) y la precipitación diaria (en azul).</i>	87
Figura 2.32	<i>Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada (en rojo) a lo largo del año y la precipitación diaria (en azul) donde se ha resaltado la precipitación del 4 de octubre (columna en rojo).</i>	88
Figura 2.33	<i>Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada en los 70 días previos al 4 de octubre (en rojo) y la precipitación diaria (en azul).</i>	88
Figura 2.34	<i>Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada (en rojo) a lo largo del año y la precipitación diaria (en azul) donde se ha resaltado la precipitación del 3 de agosto (columna en rojo).</i>	89
Figura 2.35	<i>Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada en los 70 días previos al 3 de agosto (en rojo) y la precipitación diaria (en azul).</i>	89
Figura 2.36	<i>Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada (en rojo) a lo largo del año y la precipitación diaria (en azul) donde se ha resaltado la precipitación del 16 de noviembre (columna en rojo).</i>	90
Figura 2.37	<i>Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada en los 70 días previos al 16 de noviembre (en rojo) y la precipitación diaria (en azul).</i>	90
Figura 2.38	<i>Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada (en rojo) a lo largo del año y la precipitación diaria (en azul) donde se ha resaltado la precipitación del 17 de diciembre (columna en rojo).</i>	91
Figura 2.39	<i>Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada en los 70 días previos al 17 de diciembre (en rojo) y la precipitación diaria (en azul).</i>	91

Figura 2.40	Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada en los 70 días previos de los 5 eventos trascendentes en el ámbito local.	92
Tabla 2.1	Período glaciares globales y en rojo los detectados en los Pirineos. (Fuente: Propia)	59
Tabla 2.2	Resultados obtenidos de la determinación de la humedad mediante secado en estufa, s/UNE 103300:1993.	69
Tabla 2.3	Resultados obtenidos del análisis granulométrico por tamizado, s/UNE 103101:1995.	70
Tabla 2.4	Resultados obtenidos de la determinación de los límites de Atterberg, s/UNE 103103:94 y 103104:93.	71
Tabla 2.5	Permeabilidades características y propiedades mecánicas asociadas de distintos terrenos.	72
Tabla 2.5	Continuación.	72
Tabla 2.6	Tabla resumen de la localización de las estaciones meteorológicas con datos disponibles.	74
Tabla 2.7	Fuente: Archivos FECSA y FEDA (Balasch, et al. 2008).	78
Tabla 2.8	Fuente: Archivos FECSA, ENHER y HEC (Balasch, et al. 2008).	80
Tabla 2.9	Fuente: Tabla resumen a partir de los datos citados por varios autores, Archivos FECSA, ENHER y HEC.	81
Tabla 2.10	Relación de personas entrevistadas por población.	83
Tabla 2.11	Resultados de la entrevista en el Valle de Boí.	84
Tabla 2.12	Resultados de la entrevista en Erill.	84
Tabla 2.13	Resumen datos de precipitación diaria de los eventos trascendentes en el ámbito local.	85
Tabla 2.14	Tabla resumen a partir de los datos Archivos FECSA, ENHER y HEC.	92
Foto 2.1	Vista aérea y vista oblicua del fondo del valle de Boí y la morfología clásica de valle en "U" propia de la erosión glaciar. (Fuente: Propia)	61
Foto 2.2	Detalle de los materiales constituyentes de la Unidad Intermedia. Fuente: Propia	65

CAPÍTULO 3: INSTRUMENTACIÓN Y AUSCULTACIÓN DE LA CUENCA

Figura 3.1	Situación de los sensores instalados en la cuenca de estudio. (Fuente: Propia).	99
Figura 3.2	Estación meteorológica (fuente: Geónica)	100
Figura 3.3	Esquema funcionamiento de la estación meteorológica Geónica (fuente: Geónica).	101
Figura 3.4	Pluviómetro de cazoletas basculantes (fuente: Geónica).	101
Figura 3.5	Esquema conceptual del funcionamiento de un piezómetro de cuerda vibrante (Fuente: Slope Indicator).	102
Figura 3.6	Despiece de un piezómetro de cuerda vibrante e imagen de los piezómetros proporcionados por Slope Indicator para este trabajo (Fuente: Slope Indicator).	103
Figura 3.7	Detalle del momento de la instalación de los piezómetros de cuerda vibrante.	103
Figura 3.8	Detalle del momento de la instalación de los piezómetros de cuerda vibrante.	104
Figura 3.9	Detalle del momento de la inyección con bentonita para realizar el tapón de impermeabilización entre los diferentes niveles piezométricos. (Fuente: Propia).	104
Figura 3.10	Imagen de la estación de control de los piezómetros y esquema de la interface del software de conexión. (Fuente: Propia).	105
Figura 3.11	Esquema conceptual del funcionamiento del datalogger y su configuración. (Fuente: Propia)	106
Figura 3.12	Imagen general de la central de adquisición de datos, fuente de alimentación foco y cámara; imagen de detalle del interior de un geófono instalado en Erill; datalogger, modem, grabadora y baterías; webcam y antena. (Fuente: Propia).	107
Figura 3.13	Imagen desde la cámara secundaria (webcam) de la instalación VX para la interceptación del flujo. (Fuente: Propia).	107
Figura 3.14	Esquema general simplificado del funcionamiento del sistema de medición del flujo por medio de geófonos en Erill. (Fuente: Propia).	108
Figura 3.15	Vista general del tramo auscultado del Barranco de Erill donde se observa la ubicación de cada geófono.. (Fuente: Propia).	108
Figura 3.16	Perfil esquemático del perfil de la parte alta del Barranco de Erill y ubicación del conjunto de geófonos. La distancia entre geófonos se ha tomado directamente sobre terreno. (Fuente: Propia)	109
Figura 3.17	Posición del geófono con respecto al centro del cauce. (Fuente: Propia)	109
Figura 3.18	Señal de cada uno de los geófonos, en la fase de prueba, con respecto a la distancia respecto al margen del cauce. (Fuente: Propia)	110

Figura 3.19	Muestra del orden de investigación y trabajo para alcanzar la optimización del producto VX. (Fuente: Geobruigg).	111
Figura 3.20	Esquema conceptual de los Sistema VX y UX, denominados también diques flexibles (Geobruigg).	111
Figura 3.21	Imágenes de algunos detalles del Sistema VX. De izquierda a derecha. Malla flexible de intercepción del flujo, elementos de frenado o disipadores plásticos de energía, protección contra la abrasión (Geobruigg).	112
Figura 3.22	Imágenes de algunos detalles del Sistema VX o UX. De izquierda a derecha. Conexión entre los cables del Sistema y los anclajes de cable, cimentación para vincular la cabeza flexible con la barra de anclaje y poste metálico (Geobruigg).	112
Figura 3.23	Evolución de la carga sobre la estructura VX a partir de la evolución del impulso (Wendeler, 2008).	112
Figura 3.24	Impulso de la primera ola de flujo sobre la estructura VX. ρ [kg/m ³], g [m/s ²], h_{fl} [m], u [m/s], h_b [m]. Original de Disertación PhD Tesis de Wendeler (2008), cedido por la autora.	113
Figura 3.25	Impulso de la segunda ola de flujo sobre la estructura VX. h_{II} [m]. Original de Disertación PhD Tesis de Wendeler (2008), cedido por la autora.	113
Figura 3.26	Imágenes de algunos detalles del Sistema VX durante la instalación. Vista general desde aguas abajo, vista lateral desde margen izquierdo, detalle de la fijación de los cables intermedios a la roca por medio de los anclajes GA7001, y por último fijación del cable perimetral superior con frenos a los anclajes GA7001. (Geobruigg).	114
Figura 3.27	Sensor de carga (fuente: ADI ARTECH TRANSDUCERS y sensor inalámbrico)(caja negra) conectado a un transductor de carga axial en la malla. (Fuente: Propia)	115
Figura 3.28	Imagen del Sistema de intercepción de flujo VX instalado en Erill tras un flujo de corriente de derrubios que ha producido el llenado de un 60% del volumen disponible. (Fuente: Propia)	115
Figura 3.29	Imagen del Sistema de intercepción de flujo VX instalado en Erill con la posición de las galgas de tensión. (Fuente: Propia).	116
Figura 3.30	Distribución de los sensores en la malla. (Fuente: Propia).	116
Figura 3.31	Pantalla de control del sistema de recolección de datos inalámbrico instalado en la malla. (Fuente: Propia).	117
Figura 3.32	Grafica representado la carga de los sensores 2,3 y 5 para un periodo determinado. Nótese que los valores se representan en voltios. (Fuente: Propia).	118
Tabla 3.1	Tipos de sensores instalados en la cuenca, el año de la instalación, las unidades instaladas y el periodo de auscultación.	103
Tabla 3.2	Tabla con las principales características de los piezómetros instalados.	104
Tabla 3.3	Resumen de las principales características de las unidades de adquisición y almacenamiento de datos de los piezómetros.	105

CAPÍTULO 4: DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LOS EVENTOS

Figura 4.1	Distribución temporal de las activaciones del sistema de geófonos. (Fuente: Propia)	127
Figura 4.2	Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) en el eje vertical y duración en el tiempo (segundos) en el eje horizontal de distintas señales registradas por un único geófono.	128
Figura 4.3	Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) en el eje vertical y duración en el tiempo (segundos) en el eje horizontal de distintas señales registradas por 2 o mas geófonos.	128
Figura 4.4	Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por 2 o más geófonos.	129
Figura 4.5	Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por 2 o más geófonos.	129
Figura 4.6	Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos de inicio espaciado.	130
Figura 4.7	Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos de inicio espaciado.	130
Figura 4.8	Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos de inicio espaciado.	131
Figura 4.9	Detalle del levantamiento topográfico a partir de estación total para medir los volúmenes de los distintos eventos.	133
Figura 4.10	Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.	134
Figura 4.11	Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.	135

Figura 4.12	<i>Simulación del volumen acumulado para el evento del 21/07/2007.</i>	136
Figura 4.13	<i>Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.</i>	137
Figura 4.14	<i>Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.</i>	138
Figura 4.15	<i>Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.</i>	139
Figura 4.16	<i>Simulación del volumen acumulado para el evento del 18/04/2008.</i>	141
Figura 4.17	<i>Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.</i>	142
Figura 4.18	<i>Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.</i>	143
Figura 4.19	<i>Simulación del volumen acumulado para el evento del 02/10/2008.</i>	145
Figura 4.20	<i>Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.</i>	145
Figura 4.21	<i>Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.</i>	146
Figura 4.22	<i>Simulación del volumen acumulado para el evento del 06/07/2009.</i>	148
Figura 4.23	<i>Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.</i>	148
Figura 4.24	<i>Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.</i>	149
Figura 4.25	<i>Simulación del volumen acumulado para el evento del 22/07/2010.</i>	151
Figura 4.26	<i>Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.</i>	152
Figura 4.27	<i>Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.</i>	153
Figura 4.28	<i>Simulación del volumen acumulado para el evento del 23/08/2010.</i>	154
Figura 4.29	<i>Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.</i>	155
Figura 4.30	<i>Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.</i>	155
Figura 4.31	<i>Simulación del volumen acumulado para el evento del 05/08/2011.</i>	156
Figura 4.32	<i>Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.</i>	157
Figura 4.33	<i>Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.</i>	158
Figura 4.34	<i>Simulación del volumen acumulado para el evento del 13/08/2011.</i>	159
Figura 4.35	<i>Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de la señal de un geófono atribuida a un flujo de corriente de derrubios.</i>	160
Figura 4.36	<i>Interpretación de la señal del geófono en términos de parte del flujo que pasa por un punto con el paso del tiempo.</i>	160
Figura 4.37	<i>Interpretación de la señal del geófono en términos de parte del flujo que pasa por un punto con el paso del tiempo para el conjunto de las señales de los 4 geófonos.</i>	161
Figura 4.38	<i>Comparación de velocidades entre el frente de flujo y la segunda ola de flujo (ola menor).</i>	161
Figura 4.38	<i>Continuación.</i>	162
Figura 4.39	<i>Distribución de las células de carga en el cableado de la estructura VX.</i>	162
Figura 4.40	<i>Evolución de las cargas instaladas en el VX durante el evento de 22.07.2014.</i>	163
Figura 4.41	<i>Evolución de la carga C1 base durante el evento de 22.07.2014.</i>	163
Figura 4.42	<i>Evolución de la carga C2 mitad durante el evento de 22.07.2014.</i>	163
Figura 4.43	<i>Evolución de la carga C3 alto durante el evento de 22.07.2014.</i>	164
Figura 4.44	<i>Evolución de la carga C4 T1 y C5 T2 durante el evento de 22.07.2014.</i>	164
Figura 4.45	<i>Distribución de cargas en el sistema VX a lo largo del evento de 05.08.2011.</i>	166
Figura 4.46	<i>Evolución de la carga C1 base durante el evento de 05.08.2011.</i>	166

Figura 4.47	Evolución de la carga C2 mitad durante el evento de 05.08.2011.	167
Figura 4.48	Evolución de la carga C3 alto durante el evento de 05.08.2011.	167
Figura 4.49	Evolución de la carga C4 T1 y C5 T2 durante el evento de 05.08.2011.	167
Figura 4.50	Vista frontal de la estructura VX llena hasta el 60% de su altura, destacando en rojo los tres cables C1 BASE, C2MITAD Y C3ALTO.	168
Figura 4.51	Gráfica comparada entre las cargas del evento de 22.07.2010 (izquierda) y las cargas del evento de 05.08.2011 (derecha).	169
Figura 4.52	Esquema conceptual del funcionamiento teórico del sistema frente al primer evento. h_f (Wendeler, 2008).	169
Figura 4.53	Esquema conceptual del funcionamiento teórico del sistema frente al segundo evento con el efecto del primero. Ev: evento; C1, C2, etc. ... (Wendeler, 2008)	169
Figura 4.54	Gráficos de comparación de la carga en el mismo cable para los dos eventos.	170
Figura 4.55	h_f Altura de flujo y h_b altura de protección VX en el primer evento.	170
Figura 4.56	Diseño conceptual instalado en Illgraben (Wendeler, 2008).	173
Figura 4.57	Comparativa en el número y disposición de cables y células de carga para un equivalente diseño VX160. En la izquierda el instalado en Illgraben y en la derecha el instalado en Erill.	173
Figura 4.58	Comparativa entre las cargas para igual configuración medidas en Erill en 22.07.2010 (izquierda) y en Illgraben en 16.06.2008 (derecha).	174
Figura 4.59	Comparativa entre las cargas medidas en Erill en 22.07.2010 (C1 base) y en Illgraben en 16.06.2008 (Zelle 3 y Zelle 5). (Wendeler, 2008)	174
Figura 4.60	Comparativa entre las cargas medidas en Erill en 22.07.2010 (C2 mitad) y en Illgraben en 16.06.2008 (Zelle 6).	175
Figura 4.61	Comparativa entre las cargas medidas en Erill en 22.07.2010 (C3 alto) y en Illgraben en 16.06.2008 (Zelle 2).	175
Figura 4.62	Comparativa entre las cargas medidas en Erill en 22.07.2010 (C4 T1 y C5 T2) y en Illgraben en 16.06.2008 (Zelle 1 y Zelle 4).	175
Figura 4.63	Comparativa entre las cargas registradas en VX en el evento del 22.07.2008 con respecto a los impulsos por segundo medidos por el geófono G1.	177
Figura 4.64	Comparativa entre las cargas registradas en VX en el evento del 22.07.2008 con respecto a los impulsos por segundo medidos por el geófono G1 centrada en los instantes más trascendentes.	177
Figura 4.65	Comparativa entre las cargas registradas en VX en el evento del 22.07.2008 con respecto a los impulsos por segundo medidos por el geófono G1 centrada en los instantes más trascendentes y solamente las 3 celdas inferiores.	178
Figura 4.66	Cargas en C1 base con respecto a G1. Detalle de los segundos necesarios para la activación de la carga y la duración del proceso total de carga para C1.	178
Figura 4.67	Cargas en C2 MITAD con respecto a G1. Detalle la duración del proceso total de carga para C2.	179
Figura 4.68	Cargas en C3 ALTO con respecto a G1. Detalle del inicio del proceso de carga y común con C1 y detalle la duración del proceso total de carga para C2.	179
Figura 4.69	Cargas en C4 y C5 con respecto a G1. Detalle del tramo en el que se atribuyen parte de la vibración a los acomodados y vibraciones de la estructura.	180
Tabla 4.1	Resumen de los eventos que han activado el sistema de auscultación.	126
Tabla 4.2	Tabla resumen del tipo de señales e interpretación realizada. (Fuente: Propia).	131
Tabla 4.3	Resumen de las señales registradas por los geófonos y tipo de proceso. Tipo de proceso: CD = Corriente de Derrubios, FH = Flujo Hiperconcentrado, TS = Transporte de Sedimento. * Puntualmente indicios de CD; "Tipo de proceso" en blanco indica que no se ha interpretado o no corresponde a un flujo torrencial.	132
Tabla 4.4	Resumen de las corrientes de derrubios observadas.	133
Tabla 4.5	Tabla resumen valores geófonos.	134
Tabla 4.6	Tabla resumen valores geófonos.	135
Tabla 4.7	Tabla resumen valores geófonos.	141
Tabla 4.8	Tabla resumen valores geófonos.	145
Tabla 4.9	Tabla resumen valores geófonos.	148
Tabla 4.10	Tabla resumen valores geófonos.	152
Tabla 4.11	Tabla resumen valores geófonos.	154
Tabla 4.12	Tabla resumen valores geófonos.	157
Tabla 4.13	Valores de carga característicos registrados en VX durante evento de 22.07.2010.	165
Tabla 4.14	Valores de carga característicos registrados en VX durante evento de 05.08.2011.	168

Tabla 4.15	Fuerza Total posible en VX para el evento de 22.07.2010 en base a la combinatoria de variables. Se ha marcado en negrita la más probable en base a los datos de los que se dispone.	171
Tabla 4.16	Fuerza Total posible en VX para el evento de 05.08.2011 en base a la combinatoria de variables. Se ha marcado en negrita la más probable en base a los datos de los que se dispone.	171
Tabla 4.17	Carga estática probable procedente del depósito del evento de 22.07.2010.	172
Tabla 4.18	Resumen de las cargas medidas en las células de carga en el evento de 22.07.2010.	172
Tabla 4.19	Resumen de las cargas medidas en las células de carga en el evento de 05.08.2011.	172
Tabla 4.20	Resumen de las cargas medidas en Erill y en Illgraben en el proceso de llenado de un equivalente modelo comercial.	174
Tabla 4.21	Resumen de las cargas medidas en Erill y porcentaje de carga distribuida por líneas.	176
Tabla 4.22	Resumen de las cargas medidas en Illgraben y porcentaje de carga distribuida por líneas.	176
Foto 4.1	Vista completa del Barranco de Erill desde cabecera en la parte alta hasta el final del cono aluvial en la parte inferior de la imagen.	124
Foto 4.2	Vista desde la cabecera de la cicatriz activa del Barranco de Erill donde se hallan el conjunto de geófonos.	125
Foto 4.3	Flujo removido por el evento del 21/07/2007.	136
Foto 4.4	Detalle del material removilizado después del evento del 18/04/2008.	140
Foto 4.5	Detalle del desagüe inferior de la malla después del evento del 18/04/2008.	140
Foto 4.6	Detalle del material acumulado después del evento del 02/10/2008.	144
Foto 4.7	Detalle del material acumulado después del evento del 02/10/2008.	144
Foto 4.8	Detalle del material acumulado del evento del 06/07/2009.	147
Foto 4.9	Material acumulado en el evento del 06/07/2009.	147
Foto 4.10	Imágenes que muestran el nivel de aterramiento de la estructura VX.	150
Foto 4.11	Imagen tomada del evento 22.07.2010. Fuente: Propia.	151
Foto 4.12	Material acumulado del evento del 23/08/2010.	152
Foto 4.13	Material acumulado del evento del 23/08/2010.	152
Foto 4.14	Imagen del evento 05.08.2011. Fuente: Propia.	156
Foto 4.15	Material acumulado del evento del 13/08/2011.	159
Foto 4.16	Material acumulado del evento del 13/08/2011.	159
Foto 4.17	Vista completa desde aguas debajo de la estructura VX parcialmente llena.	165
Foto 4.18	Vista completa desde el lateral izquierdo aguas debajo de la estructura VX parcialmente llena y vista completa del trasdós de la estructura desde estribo izquierdo. Destaca el ligero curvado de la estructura flexible por el efecto de carga.	165

CAPÍTULO 5: CONDICIONES HIDROLÓGICAS

Figura 5.1	Definición de los parámetros de lluvia a considerar para definir un umbral (Aleotti, 2004).	187
Figura 5.2	Ejemplo de la aplicación de un algoritmo para la reconstrucción de un evento de lluvia. A) en azul la precipitación horario. B) Selección de valores de precipitación aislados (en rojo). C) identificación de los subeventos lluviosos. D) Identificación de los subeventos lluviosos irrelevantes (en rojo). E) Identificación de los eventos lluviosos considerados (Melillo, M. et al. 2015).	189
Figura 5.3	Ejemplo de representación de la identificación del evento 18/04/2008.	189
Figura 5.4	Ejemplo de representación de la identificación del evento 02/11/2008.	190
Figura 5.5	Relación de la intensidad máxima en mm/h con la duración de los distintos evento; azul, corriente de derrubios; rojo, flujo hiperconcentrado y verde, no evento.	192
Figura 5.6	Relación de la precipitación acumulada en mm con la duración de los distintos evento; azul, corriente de derrubios; rojo, flujo hiperconcentrado y verde, no evento.	192
Figura 5.7	Intensidad de precipitación en las 24 horas previas a los eventos de CD.	194
Figura 5.8	Intensidad de precipitación en las 6 horas previas a los eventos de CD.	194
Figura 5.9	Representación gráfica de la intensidad con respecto a la duración del episodio lluvioso.	195
Figura 5.10	Representación gráfica de la intensidad con respecto a la duración del episodio lluvioso en doble escala logarítmica.	195
Figura 5.11	Representación gráfica de la línea de tendencia del conjunto de valores CD+FH (izquierda) y CD (derecha) además de distintos umbrales porcentuales.	196

Figura 5.12	Representación gráfica de la línea de tendencia del conjunto de valores CD+FH (verde) y CD (rojo) además de distintos umbrales porcentuales.	196
Figura 5.13	Media de las 24 últimas horas con respecto a la precipitación de la última hora (izquierda) y media de las 6 últimas horas con respecto a la precipitación de la última hora (derecha) para los eventos CD y FH.	197
Figura 5.14	La precipitación máxima de las 24 últimas horas con respecto a la precipitación media de las 24 últimas horas (izquierda) y la precipitación máxima de las 24 últimas horas con respecto a la precipitación media de las últimas 6 horas (derecha) para los eventos CD+FH.	197
Figura 5.15	Representación gráfica de la relación entre la intensidad de la hora de la rotura & la precipitación acumulada en las 360 anteriores a la rotura para el mismo episodio lluvioso.	198
Figura 5.16	Representación gráfica de la relación entre la precipitación acumulada en 360 y 48 horas y la precipitación horaria del evento.	198
Figura 5.17	Relación entre precipitación acumulada (72h y 360h) y precipitación en el episodio lluvioso. La línea discontinua divide el area en función del dominio del concepto representado en el eje correspondiente, frente a la creación de la corriente de derrubios y/o flujo hiperconcentrado. El efecto de la concentración o intensidad de la precipitación disminuye con incremento de días de precipitación antecedente.	199
Figura 5.18	Representación gráfica de la relación entre la precipitación acumulada en 360 y la precipitación del episodio que da lugar al evento.	199
Figura 5.19	Representación gráfica de la relación entre la precipitación acumulada en 360 y 240 horas y la precipitación del episodio que da lugar al evento.	199
Figura 5.20	Representación gráfica de la relación entre la precipitación acumulada en 120 y la precipitación del episodio que da lugar al evento.	200
Figura 5.21	Resumen de los datos históricos trabajados distinguiendo los huecos (No data), los datos utilizados para correlaciones (amarillo y rojo), los meses rellenados con las fórmulas de las correlaciones (verde y azul) y los datos de la misma cuenca en blanco (Erill la Vall y Boí Central).	202
Figura 5.22	Correlación lineal entre Erill – Senet.	203
Figura 5.23	Correlación lineal entre Boí – Pont de Suert.	203
Figura 5.24	Matriz de confusión (Fawcett, 2005).	204
Figura 5.25	Ejemplo de grafico ROC (Fawcett 2005).	204
Figura 5.26	Esquema de proporciones de los diferentes ratios de las curvas ROC. La suma de los verdaderos positivos (TP) y los falsos negativos (FN) representan los positivos (P), y la suma de los falsos positivos (FP) y los verdaderos negativos (TN) representan los negativos (N). Fuente: propia.	205
Figura 5.27	Relación de la variabilidad de falsos positivos (FP) y negativos (N) con diferentes variabilidades encontradas.	205
Figura 5.28	Relación de la variabilidad de verdaderos positivos (TP) y positivos (P) con diferentes variabilidades encontradas.	206
Figura 5.29	Relación de la variabilidad de verdaderos negativos (TN) y negativos (N) con diferentes variabilidades encontradas.	206
Figura 5.30	Relación de la variabilidad de verdaderos negativos (TN), negativos (N), verdaderos positivos (TP) y positivos (P) con diferentes variabilidades encontradas.	207
Figura 5.31	Relación de la variabilidad de verdaderos positivos (TP) y falsos positivos (FP) con diferentes variabilidades encontradas.	207
Figura 5.32	Representación la cantidad de episodios encontrados considerando una lluvia acumulada de 2 horas (izquierda) y 6 horas (derecha).	209
Figura 5.33	Representación la cantidad de episodios encontrados considerando una lluvia acumulada de 12 horas (izquierda) y 24 horas (derecha).	209
Figura 5.34	Representación la cantidad de eventos encontrados considerando una lluvia acumulada de 48 horas (izquierda) y 72 horas (derecha).	209
Figura 5.35	Relación de tpr y fpr para los 22 eventos de CD+FH (izquierda) y 7 eventos de CD (derecha) para una precipitación acumulada de 1h.	211
Figura 5.36	Relación de tpr y fpr para los 22 eventos de CD+FH (izquierda) y 7 eventos de CD (derecha) para una precipitación acumulada de 2h.	212
Figura 5.37	Relación de tpr y fpr para los 22 eventos de CD+FH (izquierda) y 7 eventos de CD (derecha) para una precipitación acumulada de 6h.	213
Figura 5.38	Relación de tpr y fpr para los 22 eventos de CD+FH (izquierda) y 7 eventos de CD (derecha) para una precipitación.	214
Figura 5.39	Relación de tpr y fpr para los 22 eventos de CD+FH (izquierda) y 7 eventos de CD (derecha) para una precipitación acumulada de 12h.	215

Figura 5.40	Relación de tpr y fpr para los 22 eventos de CD+FH (izquierda) y 7 eventos de CD (derecha) para una precipitación acumulada de 24h.	216
Figura 5.41	Relación de tpr y fpr para los 22 eventos de CD+FH (izquierda) y 7 eventos de CD (derecha) para una precipitación acumulada de 48h.	217
Figura 5.42	Relación de tpr y fpr para los 22 eventos de CD+FH (izquierda) y 7 eventos de CD (derecha) para una precipitación acumulada de 72h.	218
Figura 5.43	Relación de tpr/fpr para los 7 eventos de CD.	219
Figura 5.44	Relación de tpr/fpr para los 22 eventos de CD+FH.	219
Figura 5.45	Comparación de los vectores entre los 7 y 22 eventos.	220
Figura 5.46	Relación de tpr y fpr para los 7 eventos históricos considerando 1 mm precipitación mínima (izquierda) y 5 mm precipitación mínima (derecha) para una precipitación acumulada de 1 día.	222
Figura 5.47	Relación de tpr y fpr para los 7 eventos históricos considerando 1 mm precipitación mínima (izquierda) y 5 mm precipitación mínima (derecha) para una precipitación acumulada de 2 días.	223
Figura 5.48	Relación de tpr y fpr para los 7 eventos históricos considerando 1 mm precipitación mínima (izquierda) y 5 mm precipitación mínima (derecha) para una precipitación acumulada de 3 días.	224
Figura 5.49	Relación de tpr y fpr para los 7 eventos históricos considerando 1 mm precipitación mínima (izquierda) y 5 mm precipitación mínima (derecha) para una precipitación acumulada de 4 días.	224
Figura 5.50	Relación de tpr y fpr para los 7 eventos históricos considerando 1 mm precipitación mínima (izquierda) y 5 mm precipitación mínima (derecha) para una precipitación acumulada de 7 días.	225
Figura 5.51	Relación de tpr y fpr para los 7 eventos históricos considerando 1 mm precipitación mínima (izquierda) y 5 mm precipitación mínima (derecha) para una precipitación acumulada de 10 días.	226
Figura 5.52	Relación de tpr y fpr para los 7 eventos históricos considerando 1 mm precipitación mínima (izquierda) y 5 mm precipitación mínima (derecha) para una precipitación acumulada de 15 días.	227
Figura 5.53	Relación de tpr y fpr para los 7 eventos históricos considerando 1 mm precipitación mínima (izquierda) y 5 mm precipitación mínima (derecha) para una precipitación acumulada de 30 días.	227
Figura 5.54	Relación de tpr/fpr para los 7 eventos históricos y diferentes precipitaciones acumuladas considerando 1 mm como mínima precipitación.	228
Figura 5.55	Relación de tpr/fpr para los 7 eventos históricos y diferentes precipitaciones acumuladas considerando 5 mm como mínima precipitación.	229
Figura 5.56	Comparación de los vectores entre acumulada mínima de 1 y 5 mm.	230
Figura 5.57	Representación gráfica del nivel piezométrico registrada por la estación automatizada instalada en la cuenca del barranco de Erill.	231
Figura 5.58	Representación gráfica del comportamiento piezométrico sobre la base de la estacionalidad. El fondo gris representa el invierno, el verde primavera, amarillo verano y el rosa otoño.	232
Figura 5.59	Precipitación media mensual en base a la serie de 60 años usada para este estudio.	232
Figura 5.60	Representación gráfica de la precipitación diaria y medidas de piezómetros de cuerda vibrante.	233
Figura 5.61	Representación gráfica de la precipitación diaria junto a la variación de presión del piezómetro situado a la cota -44 metros.	233
Figura 5.62	Representación gráfica de la precipitación diaria junto a la variación de presión del piezómetro situado a la cota -36 metros.	234
Figura 5.63	Representación gráfica de la precipitación diaria junto a la variación de presión del piezómetro situado a la cota -23 metros.	234
Figura 5.64	Representación gráfica de la precipitación diaria junto a la variación de presión del piezómetro situado a la cota -9 metros.	235
Figura 5.65	Representación gráfica de la precipitación diaria junto a la variación de presión del piezómetro situado a la cota -3 metros.	235
Figura 5.66	En rojo los días en los que se ha registrado un evento de flujo hiperconcentrado o debris flow en la cuenca de Erill.	236
Figura 5.67	Evolución de los piezómetros por la precipitación de 3/05/2011. Las barras negras representan el momento de ocurrencia del evento.	237
Figura 5.68	Evolución de los piezómetros por la precipitación de 5/08/2012. Las barras negras representan el momento de ocurrencia del evento.	238
Figura 5.69	Evolución de los piezómetros por la precipitación de 5/08/2011. Las barras negras representan el momento de ocurrencia del evento.	238
Figura 5.70	Representación gráfica de la precipitación diaria con respecto a la variación de presión del piezómetro de los distintos piezómetros en un intervalo de tiempo considerado como de carga.	239

Figura 5.71	Representación gráfica de la intensidad de precipitación (izquierda) y lluvia acumulada en intervalos de 6 horas (derecha) con respecto a la variación de presión del piezómetro 44 y 36 metros piezómetros en período de carga.	240
Figura 5.72	Representación gráfica de la intensidad de precipitación (izquierda) y lluvia acumulada en intervalos de 6 horas (derecha) con respecto a la variación de presión del piezómetro 23 metros piezómetros en período de carga.	240
Figura 5.73	Representación gráfica de la intensidad de precipitación instantánea, lluvia acumulada y la variación de presión del piezómetro 23 metros piezómetros en período de carga para el intervalo de estudio específico.	241
Figura 5.74	Representación gráfica de la relación entre presión absoluta y lluvia acumulada para el piezómetro situado a 23 metros de profundidad para el período general y concreto de referencia.	241
Figura 5.75	Representación gráfica de la relación entre presión absoluta y la lluvia instantánea para el piezómetro situado a 23 metros de profundidad para el período general y concreto de referencia.	241
Figura 5.76	Representación gráfica de la intensidad de precipitación (izquierda) y lluvia acumulada en intervalos de 6 horas (derecha) con respecto a la variación de presión del piezómetro 9 metros piezómetros en período de carga.	242
Figura 5.77	Representación gráfica de la intensidad de precipitación instantánea, lluvia acumulada y la variación de presión del piezómetro 9 metros piezómetros en período de carga para el intervalo de estudio específico.	242
Figura 5.78	Representación gráfica de la relación entre presión absoluta y lluvia acumulada para el piezómetro situado a 23 metros de profundidad para el período general y concreto de referencia.	243
Figura 5.79	Representación gráfica de la relación entre presión absoluta y la lluvia instantánea para el piezómetro situado a 9 metros de profundidad para el período general y concreto de referencia.	243
Figura 5.80	Representación gráfica de la intensidad de precipitación (izquierda) y lluvia acumulada en intervalos de 6 horas (derecha) con respecto a la variación de presión del piezómetro 3 metros piezómetros en período de carga.	244
Figura 5.81	Representación gráfica de la intensidad de precipitación instantánea, lluvia acumulada y la variación de presión del piezómetro 3 metros piezómetros en período de carga para el intervalo de estudio específico.	244
Figura 5.82	Representación gráfica de la relación entre presión absoluta y lluvia acumulada para el piezómetro situado a 3 metros de profundidad para el período de referencia (derecha); Representación gráfica de la relación entre presión absoluta y la lluvia instantánea para el piezómetro situado a 3 metros de profundidad para el período de referencia.	244
Figura 5.83	Representación gráfica de la precipitación diaria con respecto a la variación de presión del piezómetro de los distintos piezómetros en un intervalo de tiempo considerado como de descarga en verano de 2012.	245
Figura 5.84	Representación gráfica de la intensidad de precipitación (izquierda) y lluvia acumulada en intervalos de 6 horas (derecha) con respecto a la variación de presión del piezómetro situado a 44 metros de profundidad en período de descarga.	245
Figura 5.85	Representación gráfica de la intensidad de precipitación (izquierda) y lluvia acumulada en intervalos de 6 horas (derecha) con respecto a la variación de presión del piezómetro situado a 36 metros de profundidad en período de descarga.	246
Figura 5.86	Representación gráfica de la intensidad de precipitación (izquierda) y lluvia acumulada en intervalos de 6 horas (derecha) con respecto a la variación de presión del piezómetro situado a 23 metros de profundidad en período de descarga.	246
Figura 5.87	Representación gráfica de la intensidad de precipitación y lluvia acumulada en intervalos de 6 horas con respecto a la variación de presión del piezómetro situado a 23 metros de profundidad en período de descarga.	246
Figura 5.88	Representación gráfica de la relación entre presión absoluta y lluvia acumulada para el piezómetro situado a 23 metros de profundidad para el período general y específico de referencia.	247
Figura 5.89	Representación gráfica de la intensidad de precipitación (izquierda) y lluvia acumulada en intervalos de 6 horas (derecha) con respecto a la variación de presión del piezómetro situado a 9 metros de profundidad en período de descarga.	247
Figura 5.90	Representación gráfica de la intensidad de precipitación y lluvia acumulada en intervalos de 6 horas con respecto a la variación de presión del piezómetro situado a 9 metros de profundidad en período de descarga.	248
Figura 5.91	Representación gráfica de la relación entre presión absoluta y lluvia acumulada para el piezómetro situado a 9 metros de profundidad para el período general y específico de referencia.	248
Figura 5.92	Representación gráfica de la intensidad de precipitación (izquierda) y lluvia acumulada en intervalos de 6 horas (derecha) con respecto a la variación de presión del piezómetro situado a 3 metros de profundidad en período de descarga.	248
Figura 5.93	Representación gráfica de la intensidad de precipitación y lluvia acumulada en intervalos de 6 horas con respecto a la variación de presión del piezómetro situado a 3 metros de profundidad en período de descarga.	249

Figura 5.94	Representación gráfica de la relación entre presión absoluta y lluvia acumulada para el piezómetro situado a 3 metros de profundidad para el período general y específico de referencia.	249
Figura 5.95	Representación gráfica comparada de la relación entre presión absoluta y lluvia acumulada para los 3 piezómetros para el período general de referencia.	250
Figura 5.96	Representación gráfica comparada de la relación entre presión relativa (variación de presión) y lluvia acumulada para los 3 piezómetros para el período general de referencia.	250
Figura 5.97	Representación gráfica de la relación entre presión relativa y lluvia acumulada para cada uno de los piezómetros para el período de referencia.	251
Figura 5.98	Representación gráfica comparada de la relación entre presión relativa (variación de presión) y lluvia acumulada relativa para los 3 piezómetros para el período general de referencia y la línea de tendencia exponencial que las vincula.	251
Figura 5.99	Representación gráfica comparada de la relación entre presión relativa (variación de presión) y lluvia acumulada relativa de los 21 días previos para los 3 piezómetros para el período puntual y la línea de tendencia exponencial que las vincula.	252
Figura 5.100	Representación gráfica de la relación entre presión relativa (variación de presión) y lluvia acumulada relativa para cada uno de los piezómetros en el período general de referencia y la línea de tendencia exponencial que las vincula.	252
Figura 5.101	Representación gráfica comparada de la relación entre presión absoluta y lluvia acumulada para los 3 piezómetros para el período general de referencia.	253
Figura 5.102	Representación gráfica comparada de la relación entre presión relativa (variación de presión) y lluvia acumulada para los 3 piezómetros para el período general de referencia.	253
Figura 5.103	Representación gráfica de la relación entre presión relativa y lluvia acumulada para cada uno de los piezómetros para el período de referencia.	254
Figura 5.104	Representación gráfica comparada de la relación entre presión relativa (variación de presión) y lluvia acumulada para los 3 piezómetros para el período general de referencia y la línea de tendencia lineal que las vincula.	254
Figura 5.105	Representación gráfica de la relación entre presión relativa (variación de presión) y lluvia acumulada para cada uno de los piezómetros en el período general de referencia y la línea de tendencia lineal que las vincula.	255
Figura 5.106	Representación gráfica de la relación de las presiones relativas previas a las roturas de los 4 eventos históricos entre ellos sobre las funciones obtenidas en el punto anterior de los diferentes piezómetros, en base a los 15 días previos. Las flechas indican el punto de no coincidencia que se interpreta como posible momento de rotura del terreno.	256
Figura 5.107	Representación gráfica de la relación de la presión relativa previa a las roturas de los eventos históricos entre ellos sobre las funciones obtenidas en el punto anterior de los diferentes piezómetros, en base a los 15 días previos.	256
Figura 5.108	Representación gráfica de la relación de la presión relativa previa a las roturas de los eventos históricos entre ellos sobre las funciones obtenidas en el punto anterior de los diferentes piezómetros, en base a los 15 días previos.	257
Figura 5.109	Representación gráfica de la relación de la presión relativa previa a las roturas de los eventos históricos entre ellos sobre las funciones obtenidas en el punto anterior de los diferentes piezómetros, en base a los 15 días previos.	257
Figura 5.110	15 días antes.	258
Figura 5.111	21 días antes.	259
Figura 5.112	12 días antes.	259
Figura 5.113	Representación gráfica de la relación entre el momento de inicio de la lluvia y la reacción en la presión piezométrica (caso real piezómetro 23).	261
Figura 5.114	Esquema conceptual de la terminología usada en este trabajo.	261
Figura 5.115	Representación gráfica conceptual de la reacción de carga para episodios lluviosos sucesivos.	262
Figura 5.116	Representación gráfica conceptual de la línea de tendencia de la presión para los períodos de carga y descarga.	262
Tabla 5.1	Eventos registrados con la auscultación que han generado movilización de material.	190
Tabla 5.2	Relación de la precipitación y duración de los eventos que han generado movilización de material.	191
Tabla 5.3	Precipitación horaria de las 24 horas anteriores a cada uno de los eventos de corriente de derrubios registrados en la tabla 1 y en naranja la precipitación de la hora en la que se activó el sistema de auscultación.	193
Tabla 5.4	Relación de la duración de los episodios que han causado corriente de derrubios y la intensidad de la lluvia.	195
Tabla 5.5	Relación de fechas dónde se han producido eventos.	200

Tabla 5.6	Relación de estaciones de las que se dispone datos de precipitación diarios.	201
Tabla 5.7	Relación de fórmulas correspondientes a las correlaciones lineales entre Erill – Senet y Boí – Pont de Suert.	201
Tabla 5.8	Resumen tipo de diagnóstico.	206
Tabla 5.9	Resumen de los eventos auscultados y la lluvia acumulada para diferentes periodos..	208
Tabla 5.10	Relación de tpr y fpr de los 22 eventos de CD+FH para una precipitación acumulada de 1h y su vector.	210
Tabla 5.11	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos de CD para una precipitación acumulada de 1h y su vector.	210
Tabla 5.12	Relación de tpr y fpr de los 22 eventos de CD+FH para una precipitación acumulada de 2h y su vector.	211
Tabla 5.13	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos de CD para una precipitación acumulada de 2h y su vector.	212
Tabla 5.14	Relación de tpr y fpr de los 22 eventos de CD+FH para una precipitación acumulada de 6h y su vector.	212
Tabla 5.15	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos de CD para una precipitación acumulada de 6h y su vector.	213
Tabla 5.16	Relación de tpr y fpr de los 22 eventos de CD+FH para una precipitación acumulada de 9h y su vector.	213
Tabla 5.17	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos de CD para una precipitación acumulada de 9h y su vector.	214
Tabla 5.18	Relación de tpr y fpr de los 22 eventos de CD+FH para una precipitación acumulada de 12h y su vector.	214
Tabla 5.19	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos de CD para una precipitación acumulada de 12h y su vector.	215
Tabla 5.20	Relación de tpr y fpr de los 22 eventos de CD+FH para una precipitación acumulada de 24h y su vector.	215
Tabla 5.21	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos de CD para una precipitación acumulada de 24h y su vector.	216
Tabla 5.22	Relación de tpr y fpr de los 22 eventos de CD+FH para una precipitación acumulada de 48h y su vector.	216
Tabla 5.23	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos de CD para una precipitación acumulada de 48h y su vector.	217
Tabla 5.24	Relación de tpr y fpr de los 22 eventos de CD+FH para una precipitación acumulada de 72h y su vector.	217
Tabla 5.25	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos de CD para una precipitación acumulada de 72h y su vector.	218
Tabla 5.26	tpr, fpr y vector para distintos periodos de los 8 eventos.	218
Tabla 5.27	tpr, fpr y vector para distintos periodos de los 22 eventos.	219
Tabla 5.28	Resumen de los eventos históricos y la lluvia acumulada para diferentes periodos.	221
Tabla 5.29	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos históricos para una precipitación acumulada de 1 día y su vector, considerando 1 mm de precipitación mínima.	221
Tabla 5.30	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos históricos para una precipitación acumulada de 1 día y su vector, considerando 5 mm de precipitación mínima.	221
Tabla 5.31	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos históricos para una precipitación acumulada de 2 días y su vector, considerando 1 mm de precipitación mínima.	222
Tabla 5.32	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos históricos para una precipitación acumulada de 2 días y su vector, considerando 5 mm de precipitación mínima.	222
Tabla 5.33	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos históricos para una precipitación acumulada de 3 días y su vector, considerando 1 mm de precipitación mínima.	223
Tabla 5.34	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos históricos para una precipitación acumulada de 3 días y su vector, considerando 5 mm de precipitación mínima.	223
Tabla 5.35	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos históricos para una precipitación acumulada de 4 días y su vector, considerando 1 mm de precipitación mínima.	224
Tabla 5.36	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos históricos para una precipitación acumulada de 4 días y su vector, considerando 5 mm de precipitación mínima.	224
Tabla 5.37	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos históricos para una precipitación acumulada de 7 días y su vector, considerando 1 mm de precipitación mínima.	225
Tabla 5.38	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos históricos para una precipitación acumulada de 7 días y su vector, considerando 5 mm de precipitación mínima.	225
Tabla 5.39	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos históricos para una precipitación acumulada de 10 días y su vector, considerando 1 mm de precipitación mínima.	225
Tabla 5.40	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos históricos para una precipitación acumulada de 10 días y su vector, considerando 5 mm de precipitación mínima.	226
Tabla 5.41	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos históricos para una precipitación acumulada de 15 días y su vector, considerando 1 mm de precipitación mínima.	226
Tabla 5.42	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos históricos para una precipitación acumulada de 15 días y su vector, considerando 5 mm de precipitación mínima.	226

Tabla 5.43	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos históricos para una precipitación acumulada de 30 días y su vector, considerando 1 mm de precipitación mínima.	227
Tabla 5.44	Relación de tpr y fpr de los 7 eventos históricos para una precipitación acumulada de 30 días y su vector, considerando 5 mm de precipitación mínima.	227
Tabla 5.45	tpr, fpr y vector para los 7 eventos históricos y umbral 1 mm.	228
Tabla 5.46	tpr, fpr y vector para los 7 eventos históricos y umbral 5 mm.	228
Tabla 5.47	Tabla resumen de los valores piezométricos medidos.	231
Tabla 5.48	Tabla de los principales datos de los eventos de corriente de derrubios y flujos hiperconcentrados auscultados en Erill coincidentes con el período de auscultación piezométrica.	236

CAPÍTULO 6: ANÁLISIS DE LA OCURRENCIA DE EVENTOS

Figura 6.1	Relación conceptual entre magnitud y frecuencia. La fórmula típica que relaciona magnitud y frecuencia en medios y grandes deslizamientos se corresponde con una línea recta de pendiente negativa representada sobre ejes doble logarítmicos. Por lo contrario los eventos de menor tamaño se corresponden con una curva exponencial (adaptada de Evans, S.G., et al. 2005).	270
Figura 6.2	Fotografía del evento del 21 de Julio de 2010 en Erill y imagen radar.	271
Figura 6.3	Detalle de una parte de las fotografías de Albert Bastardes 1920 (izquierda) y Arxiu Mas 1922 (derecha).	273
Figura 6.4	Imagen de Oliveras 1925-1937 y fotografía aérea de 1946-47 interpretadas para mostrar la ocupación máxima atribuida al evento de 1907.	274
Figura 6.5	Ortofoto actual con respecto a la imagen aérea de 1946-47 en la zona del ápex. En rojo el alcance de los depósitos atribuidos a 1907 y en amarillo alcance de depósitos anteriores.	274
Figura 6.6	Ortofoto actual con respecto a la imagen aérea de 1946-47 en la zona del canal en el cono aluvial. En rojo el alcance de los depósitos atribuidos a 1907.	275
Figura 6.7	Ortofoto actual con respecto a la imagen aérea de 1946-47 en la zona de la desembocadura con río Noguera de Tort. En rojo el alcance de los depósitos atribuidos a 1907.	275
Figura 6.8	Imagen del Archivo Mas de 1939. En rojo sobre el detalle de la foto el lóbulo deposicional en la zona del ápex. Se distingue del surco profundo en la zona del canal por el evento de 1937.	276
Figura 6.9	Ortofoto actual con respecto a la imagen de la foto aérea de 1946-47 donde se ha destacado el límite del depósito del evento de 1930 en el margen izquierdo y deposicional.	276
Figura 6.10	Foto aérea Americana Serie A de 1945-46 donde puede observarse el que se ha atribuido como límite del depósito del evento de 1930 en el margen izquierdo y deposicional.	277
Figura 6.11	Imagen de Oliveras 1925-1937 y fotografía aérea de 1946-47 interpretadas para mostrar la ocupación máxima atribuida al evento de 1930.	277
Figura 6.12	Foto de Archivo Mas 1939 y detalle ampliado de la misma. Se ha destacado en rojo el surco erosivo en la zona del ápex sobre depósitos anteriores.	278
Figura 6.13	Foto de Oliveras 1925-1937 y detalle ampliado del ápex y parte alta del cono aluvial.	279
Figura 6.14	Foto de Oliveras 1925-1937 y foto aérea de 1946-47. Se ha destacado en rojo el surco erosivo en la zona del ápex sobre depósitos anteriores.	279
Figura 6.15	Foto sin autor del Archivo del Parque Nacional de Aigües Tortes 1953. Destaca el trazado de la carreta en construcción y de la obra de drenaje en la confluencia con el Barranco de Erill y el reciente evento.	280
Figura 6.16	Foto aérea general de todo el cono comparada entre 1946-47 (izquierda) y 1956-57 (derecha).	281
Figura 6.17	Foto aérea del ápex y parte alta del cono aluvial comparada entre 1946-47 (izquierda) y 1956-57 (derecha).	281
Figura 6.18	Foto aérea del canal dentro del cono aluvial comparada entre 1946-47 (izquierda) y 1956-57 (derecha).	282
Figura 6.19	Foto aérea de la desembocadura comparada entre 1946-47 (izquierda) y 1956-57 (derecha).	282
Figura 6.20	Foto aérea de la desembocadura y fondo del valle comparada entre 1946-47 (izquierda) y 1956-57 (derecha).	282
Figura 6.21	Foto de Fons Fecsa 1953 general (izquierda) y detalle ampliado (derecha).	283
Figura 6.22	Foto aérea 1956-57 detalle de la construcción del dique de desvío (en forma de 4 en el centro de la fotografía).	283
Figura 6.23	Foto de Fons Fecsa 1961 general (izquierda) y detalle ampliado (derecha).	284

Figura 6.24	Foto aérea 1973 donde puede observarse la eficiencia del dique de desvío (en forma de 4 en el centro de la fotografía) para eventos torrenciales.	284
Figura 6.25	Representación de los límites de los depósitos de corrientes de derrubios entre 1907 y 1953 sobre la imagen global del cono de deyección.	285
Figura 6.26	Izquierda perímetro depósito del cono aluvial y derecha posición de la cata en la parte distal del cono.	286
Figura 6.27	Foto desde aguas abajo del flujo de la cata y esquema interpretado de la cata del barranco de Erill. En rojo y en granate, niveles de paleosuelo donde se hallaron los restos de homínido.	287
Figura 6.28	Columna estratigráfica obtenida en la cata del cono del barranco de Erill.	288
Figura 6.29	Secciones estratigráficas simplificadas. Izquierda Sección estratigráfica correspondiente típicamente a un flujo torrencial (streamflood flow) (de Nemeč y Steel, 1984). Derecha Sección estratigráfica típica de un debris-flow (de Nemeč y Steel, 1984).	288
Figura 6.30	Tipos de depósitos y morfologías de los flujos de detritus (Bardou et al., 2004).	289
Figura 6.31	Subdivisión del Würm.	289
Figura 6.32	Correspondencia entre volumen de flujo y área afectada (por varios autores). Los valores representados en la gráfica del estudio actual, se corresponden con los de la tabla 6.3.	291
Figura 6.33	Gráfica M-F (estado actual).	292
Figura 6.34	Representación de los volúmenes formulados para distintos periodos de retorno en base a la M-F.	292
Figura 6.35	Esquema de cálculo de FLAC.	294
Figura 6.36	Aplicación de una fuerza variable en el tiempo, sobre una masa, m , resultando una aceleración, u'' , una velocidad, u' , y un desplazamiento, u .	294
Figura 6.37	(a) Elementos cuadriláteros utilizados por FLAC; (b) Típico elemento triangular con vectores de velocidad; (c) Vector de fuerza en los nodos.	295
Figura 6.38	Criterio de signos empleado por FLAC.	296
Figura 6.39	Modelo geológico del Barranc d'Erill.	297
Figura 6.40	Malla y Modelo de cálculo donde A_r = arcillas y G_r = gravas.	298
Figura 6.41	Resultados de los ensayos Lefranc.	298
Figura 6.42	Conductividades hidráulicas de depósitos glaciales; uds. en 1 E-5 m/d (en Stephenson, D.A., et al 1988).	299
Figura 6.43	Modelo de cálculo. A_r = arenas, G_r = Grava.	301
Figura 6.44	Modelo de cálculo. Detalle de la estratigrafía y ubicación de los piezómetros.	301
Figura 6.45	Hipótesis N° 7. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	302
Figura 6.46	Hipótesis N° 8. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	303
Figura 6.47	Hipótesis N° 9. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	304
Figura 6.48	Hipótesis N° 10. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	304
Figura 6.49	Hipótesis N° 11. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	305
Figura 6.50	Hipótesis N° 12. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	306
Figura 6.51	Modelo hidrológico con la diferenciación de materiales en el entorno de los piezómetros.	307
Figura 6.52	Hipótesis N° 13. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	308
Figura 6.53	Hipótesis N° 13. Detalle de los vectores de descarga específica (m/s).	308
Figura 6.54	Hipótesis N° 14. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	309
Figura 6.55	Hipótesis N° 15. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	309
Figura 6.56	Hipótesis N° 16. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	310
Figura 6.57	Hipótesis N° 17. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	310
Figura 6.58	Hipótesis N° 18. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	311
Figura 6.59	Hipótesis N° 17-18. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	312
Figura 6.60	Estratigrafía del perfil del terreno en el entorno de los piezómetros.	313
Figura 6.61	Hipótesis N° 19. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	313
Figura 6.62	Hipótesis N° 20. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	314
Figura 6.63	Hipótesis N° 21. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	314
Figura 6.64	Hipótesis N° 22. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	315
Figura 6.65	Hipótesis N° 23. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	315
Figura 6.66	Hipótesis N° 24. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	316
Figura 6.67	Hipótesis N° 25. Distribución de presiones intersticiales (en Pa).	316

Figura 6.68	Hipótesis N° 25. Distribución de presiones intersticiales en la hipótesis más parecida a los datos de lectura (en Pa).	317
Figura 6.69	Hipótesis N° 25. Perfil vertical de permeabilidades.	317
Figura 6.70	Hipótesis N° 25. Inestabilidad potencial con $FS= 1,3$.	319
Figura 6.71	Distribución temporal hipotética de la precipitación entre el 20 y el 22 de octubre de 1907 en la sub-cuenca de la cabecera del río Flamisell. Corresponde a un hietograma de entrada de 105 mm en tres días. Basada en descripciones de García-Faria (1908) y en la lluvia tipo de Puigcerdà referida por el mismo autor. Tomado de Balasch, et al. 2008.	320
Figura 6.72	Distribución temporal hipotética de la precipitación entre el 25 y el 28 de octubre de 1937 en la sub-cuenca de la cabecera del río Flamisell. Corresponde a tres hietogramas con un sumatorio de 430 mm. Basada en los datos tomados en Estany Gento y de acuerdo a las descripciones de Fontseré y Galceran (1938). Tomado de Balasch, et al. 2008.	320
Figura 6.73	Distribución temporal hipotética de la precipitación entre el 6 y el 8 noviembre de 1982 en la cuenca alta de la Noguera Pallaresa. Basado en datos del INM y un hietograma diario siguiendo el modelo de distribución de Montflorite (Huesca). Tomado de Balasch, et al. 2008.	321
Figura 6.74	Hipótesis N° 25. Evolución de los piezómetros durante un evento extremo.	321
Figura 6.75	Hipótesis N° 25. Detalle por piezómetro de la evolución de los piezómetros durante un evento extremo.	322
Figura 6.75	Continuación.	322
Figura 6.76	Hipótesis N° 25. Distribución de presión intersticial (en Pa) tras 6 hrs. de tormenta extrema.	323
Figura 6.77	Hipótesis N° 25. Inestabilidad tras 6 hrs. de tormenta extrema.	323
Figura 6.78	Hipótesis N° 25. Distribución de presión intersticial (en Pa) tras 24 hrs. de tormenta extrema.	324
Figura 6.79	Hipótesis N° 25. Inestabilidad tras 24 hrs. de tormenta extrema.	324
Figura 6.80	Hipótesis N° 25. Distribución de presión intersticial (en Pa) tras 48 hrs. de tormenta extrema.	325
Figura 6.81	Hipótesis N° 25. Inestabilidad tras 48 hrs. de tormenta extrema.	325
Figura 6.82	Hipótesis N° 25. Distribución de presión intersticial (en Pa) tras 72 hrs. de tormenta extrema.	326
Figura 6.83	Hipótesis N° 25. Inestabilidad tras 72 hrs. de tormenta extrema.	326
Tabla 6.1	Resumen datos eventos auscultados con depósito de materiales en la VX.	271
Tabla 6.2	Datos de áreas y volúmenes de cuatro eventos 1907, 1930, 1937 y 1951.	285
Tabla 6.3	Datos para la obtención de la relación M-F.	291
Tabla 6.4	Volumen de flujo esperado para distintos periodos de retorno.	292
Tabla 6.5	Valores del umbral de escorrentía (P_e) según el ACA.	300
Tabla 6.6	Valores representativos seleccionados para la calibración de los piezómetros.	300
Tabla 6.7	Resumen del análisis de sensibilidad a la permeabilidad de los terrenos.	302
Tabla 6.7	Resumen del análisis de sensibilidad a la permeabilidad de los terrenos.	303
Tabla 6.8	Resumen del análisis de sensibilidad a la pendiente del contacto con el Paleozoico.	306
Tabla 6.9	Resumen del análisis de sensibilidad al perfil vertical de permeabilidades.	307
Tabla 6.10	Resumen del análisis de sensibilidad a la permeabilidad de los terrenos.	312
Tabla 6.11	Parámetros resistentes de los terrenos.	318
Tabla 6.12	Permeabilidades características y propiedades mecánicas asociadas de distintos terrenos.	318
Tabla 6.13	Fuente: Tabla resumen a partir de los datos citados por varios autores, Archivos FECSA, ENHER y HEC.	320
Foto 6.1	Foto de la cata desde el extremo Sur y hacia el extremo Norte y detalle de la vertical del depósito con escala humana.	286
Foto 6.2	Grupo de la UPC y arqueólogos de la UAB en la cata del abanico de Erill; cuadrícula sobre punto donde se encontraron los restos de homínido, cérvido e industria lítica.	290
Foto 6.3	Arqueólogos de la UAB sobre punto donde se encontraron los restos de homínido, cérvido e industria lítica y parte de los hallazgos.	290

CAPÍTULO 7: PROCESO POST-ROTURA (RUNOUT)

Figura 7.1	Resultados obtenidos sobre el calado máximo (la altura de flujo máxima) fijando μ en 0,1 y variando ξ en saltos de 500.	336
Figura 7.2	Resultados obtenidos sobre la altura de flujo fijando μ en 0,2 y variando ξ en saltos de 500.	336
Figura 7.3	Resultados obtenidos sobre la altura de flujo fijando μ en 0,3 y variando ξ en saltos de 500.	337

Figura 7.4	Resultados obtenidos sobre la altura de flujo fijando μ en 0,4 y variando ξ en saltos de 500.	337
Figura 7.5	Resultados obtenidos sobre la altura de flujo fijando μ en 0,5 y variando ξ en saltos de 500.	338
Figura 7.6	Resultados obtenidos sobre la altura de flujo fijando ξ en 1.000 y variando μ en 5 escenarios.	338
Figura 7.7	Resultados obtenidos sobre la altura de flujo fijando μ en 0,1 y variando ξ en 5 escenarios.	339
Figura 7.8	Resultados obtenidos sobre la velocidad de flujo fijando ξ en 1.000 y variando μ en 5 escenarios.	339
Figura 7.9	Resultados obtenidos sobre la velocidad de flujo fijando μ en 0,1 y variando ξ en 5 escenarios.	340
Figura 7.10	Resultados obtenidos sobre la presión de flujo fijando ξ en 1.000 y variando μ en 5 escenarios.	341
Figura 7.11	Resultados obtenidos sobre la presión de flujo fijando μ en 0,1 y variando ξ en 5 escenarios.	341
Figura 7.12	Valores de μ y ξ seleccionados a partir del back-analysis y foto aérea interpretada.	342
Figura 7.13	Relación entre la pendiente del cono aluvial i el coeficiente de movimiento k_b (Modificado de Scheidl et al. 2008).	345
Figura 7.14	Altura, velocidad y presión de flujo para el evento de 72.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	345
Figura 7.15	Relación del resultado del modelo con el área del esquema. (Ver figura 6.25)	346
Figura 7.16	Comparativa entre la simulación RAMMS para la altura de flujo del evento de 1907 de 72.000 m ³ y la fotografía existente. En rojo la zona donde se concentró el flujo y en azul la zona por donde desbordó el canal principal hacia un subsidiario que permitió inundar temporalmente la zona en azul.	346
Figura 7.17	Comparativa entre la simulación RAMMS para la altura de flujo del evento de 1907 de 72.000 m ³ y la foto aérea de 1946-47 donde se marca en rojo la zona interpretada como de afección por el evento de 1907.	347
Figura 7.18	Altura de flujo para el evento de 72.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	347
Figura 7.19	Velocidad de flujo para el evento de 72.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	348
Figura 7.20	Presión de flujo para el evento de 72.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	348
Figura 7.21	Altura, velocidad y presión de flujo para el evento de 40.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	349
Figura 7.22	Comparativa entre la simulación RAMMS para la altura de flujo del evento de 40.000 m ³ y la foto aérea de 1946-47 donde en rojo aparece el área de afección interpretada del evento de 1930.	349
Figura 7.23	Altura, velocidad y presión de flujo para el evento de 25.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	350
Figura 7.24	Comparativa entre la simulación RAMMS para la altura de flujo del evento de 25.000 m ³ y la foto de Archivo Mas de 1939 donde en rojo aparece el área de afección interpretada del evento de 1937.	350
Figura 7.25	Altura, velocidad y presión de flujo para el evento de 15.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	351
Figura 7.26	Comparativa entre la simulación RAMMS para la altura de flujo del evento de 15.000 m ³ y vista general del cono y zona deposicional del flujo del evento de 1953 (Archivo FECSA).	351
Figura 7.27	Comparativa entre la simulación RAMMS para la altura de flujo del evento de 15.000 m ³ y detalle del ápex de 1953 (Archivo FECSA).	352
Figura 7.28	Altura, velocidad y presión de flujo para el evento de 102.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	352
Figura 7.29	Altura de flujo general para el evento de 102.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ y detalle de la distribución en el interior del pueblo.	353
Figura 7.30	Altura, velocidad y presión de flujo para el evento de 35.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	353
Figura 7.31	Altura de flujo general para el evento de 35.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ y detalle de la distribución en el interior del pueblo.	354
Figura 7.32	Velocidad de flujo general para el evento de 35.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ y detalle de la distribución en el interior del pueblo.	355
Figura 7.33	Presión de flujo general para el evento de 35.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ y detalle de la distribución en el interior del pueblo.	355
Figura 7.34	Altura, velocidad y presión de flujo para el evento de 12.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	356
Figura 7.35	Altura de flujo general para el evento de 12.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	356
Figura 7.36	Altura de flujo general para el evento de 12.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ con el detalle de la distribución en el interior del pueblo.	356
Figura 7.37	Velocidad de flujo general para el evento de 12.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	357
Figura 7.38	Velocidad de flujo general para el evento de 12.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ con el detalle de la distribución en el interior del pueblo.	357
Figura 7.39	Presión de flujo general para el evento de 12.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	357
Figura 7.40	Presión de flujo general para el evento de 12.000 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ con el detalle de la distribución en el interior del pueblo.	358
Figura 7.41	Altura, velocidad y presión de flujo para el evento de 2.800 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	358

Figura 7.42	Altura de flujo para el evento de 2.800 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	358
Figura 7.43	Velocidad y presión de flujo para el evento de 2.800 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	359
Figura 7.44	Altura, velocidad y presión de flujo para el evento de 75 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	359
Figura 7.45	Altura de flujo para el evento de 75 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	359
Figura 7.46	Presión de flujo para el evento de 75 m ³ y para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	360
Tabla 7.1	Combinaciones de xi y mu usadas para determinar la combinación más parecida a la de un evento conocido (back-analysis).	335
Tabla 7.2	Resumen de los valores de altura, velocidad y presión obtenidos sobre la base de un evento de 25.000 m ³ y mu fijado en 0,1 y xi en 1.000.	343
Tabla 7.3	Año y volumen calculado de los mayores eventos ocurridos entre 1907 y 2007.	343
Tabla 7.4	Resumen de los datos de acumulación calculados para los eventos históricos mediante RAMMS. Comparar con Tabla 6.2 de Capítulo 6.	343
Tabla 7.5	Relación entre k _g y R ² para diferentes autores (Scheidl et al. 2008).	344
Tabla 7.6	Resumen de los valores medios para el evento de 72.000 m ³ para una densidad de 1.700 kg/m ³ .	348
Tabla 7.7	Resumen de los valores medios para el evento de 40.000 m ³ .	349
Tabla 7.8	Resumen de los valores medios para el evento de 25.000 m ³ .	350
Tabla 7.9	Resumen de los valores medios para el evento de 15.000 m ³ .	351
Tabla 7.10	Volúmenes de flujo esperado en metros cúbicos para diferentes períodos de retorno.	352
Tabla 7.11	Resumen de los valores medios para el evento de 102.000 m ³ con densidad de 1.700 kg/m ³ .	353

ANEJO 1: LLUVIAS DESENCADENANTES

Figura A1.1	LA VANGUARDIA pág. 24 del miércoles 5 de marzo de 1930- GRANDES INUNDACIONES.	377
Figura A1.2	(Exclusivo de "La Vanguardia") miércoles 5 de marzo de 1930 FRANCIA- LAS INUNDACIONES.	379
Figura A1.3	"LA VANGUARDIA" Jueves 6 de marzo de 1930-LAS INUNDACIONES.	380
Figura A1.4	Fotos del fondo FECSA donde se observa las labores de limpieza de las obras de drenaje de la carretera en construcción.	380
Figura A1.5	LA VANGUARDIA Viernes, 5 de junio de 1953 EL TIEMPO EN ESPAÑA.	381
Figura A1.6	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA Sábado, 6 de junio de 1953 EL TIEMPO EN ESPAÑA.	382
Figura A1.7	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA Viernes, 19 de junio de 1953.	382
Figura A1.8	LA VANGUARDIA 5 de octubre de 1960 NOTICARIO RESUMIDO.	383
Figura A1.9	LA VANGUARDIA Jueves, 6 de octubre de 1960.	383
Figura A1.10	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA Viernes, 7 de octubre de 1960.	384
Figura A1.11	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA Sábado, 9 de octubre de 1960.	385
Figura A1.12	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA 4 de Agosto de 1963 NOTICARIO DE CATALUÑA.	388
Figura A1.13	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA 4 de Agosto de 1963 NOTICARIO DE CATALUÑA.	389
Figura A1.14	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA Domingo, 4 de agosto de 1963.	390
Figura A1.15	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA Martes, 6 de agosto de 1963.	394
Figura A1.16	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA Martes, 6 de agosto de 1963.	395
Figura A1.17	ABC 8 de agosto de 1963.	395
Figura A1.18	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA miércoles 7 de agosto de 1963.	398
Figura A1.19	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA miércoles 7 de agosto de 1963.	399
Figura A1.20	Reunión para tratar de los problemas de las comarcas siniestradas.	400
Figura A1.21	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA sábado 16 de noviembre de 1963.	402
Figura A1.22	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA sábado 16 de noviembre de 1963.	403
Figura A1.23	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA domingo 17 de noviembre de 1963.	404
Figura A1.24	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA domingo 17 de noviembre de 1963.	404
Figura A1.25	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA viernes 22 de noviembre de 1963 NOTICARIO DE CATALUÑA.	405
Figura A1.26	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA viernes 28 de febrero de 1964 NOTICARIO DE CATALUÑA.	405
Figura A1.27	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA miércoles 17 de diciembre de 1997 EL TIEMPO.	406

Figura A1.28	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA sábado 20 de diciembre de 1997 EL TIEMPO.	407
Figura A1.29	LA VANGUARDIA ESPAÑOLA viernes 19 de diciembre de 1997.	408
Tabla A1.1	Resumen datos de precipitación diaria de los eventos trascendentes en el ámbito local.	376

ANEJO 2: ESPECIFICACIONES TÉCNICAS DE LOS DISPOSITIVOS INSTALADOS EN ERILL

Figura A2.1	Disposición del equipo completo de auscultación en Erill.	410
Figura A2.2	Esquema funcionamiento de la estación meteorológica Geónica.	411
Figura A2.3	Prestaciones Técnicas de conectividad de la estación meteorológica Geónica.	412
Figura A2.4	Especificaciones técnicas del pluviómetro (Geónica).	414
Figura A2.5	Rangos de medida y precisión del pluviómetro (Geónica).	414
Figura A2.6	Esquema conceptual del funcionamiento de un piezómetro de cuerda vibrante.	415
Figura A2.7	Despiece de un piezómetro de cuerda vibrante e imagen de los piezómetros proporcionados por Slope Indicator para este trabajo.	415
Figura A2.8	Imagen de la estación de control de los piezómetros y esquema de la interface del software de conexión.	416
Figura A2.9	Esquema general de funcionamiento del sistema de captación de flujo a partir de geófonos.	417
Figura A2.10	Esquema general de funcionamiento un geófono.	417
Figura A2.11	Esquema completo del funcionamiento del datalogger y su configuración.	418
Figura A2.12	Esquema conceptual del funcionamiento del datalogger y su configuración.	418
Figura A2.13	Principales características de la placa fotovoltaica instalada en Erill.	417
Figura A2.14	Gráficas de adquisición de energía de la placa fotovoltaica y esquema del transductor.	418
Figura A2.15	Esquema de una de las baterías instaladas en Erill.	418
Figura A2.16	Gráfica de la capacidad y ciclos de vida del modelo de baterías instalado en Erill.	418
Figura A2.17	Gráfica del tiempo de aportación de energía en función del consumo de nuestro sistema.	419
Figura A2.18	Gráficas de carga y descarga de la batería por el efecto de la temperatura.	419
Figura A2.19	Esquema conceptual de los Sistema VX y UX, denominados también diques flexibles (Geobruigg).	420
Tabla A2.1	Tabla con las principales características de los piezómetros instalados.	414
Tabla A2.2	Tabla se resumen las principales características de las unidades de adquisición y almacenamiento de datos.	414
Tabla A2.3	Especificaciones técnicas de los transductores de carga utilizados.	421
Tabla A2.4	Rango de emisión y trabajo.	422
Tabla A2.5	Frecuencia de emisión.	422
Tabla A2.6	Especificaciones técnicas de los digitalizadores radio utilizados.	422
Foto A2.1	Estación meteorológica.	409
Foto A2.2	Imagen general de la central de adquisición de datos, fuente de alimentación, foco y cámara, así como imagen de detalle del interior de un geófono instalado en Erill.	417
Foto A2.3	Imágenes de algunos detalles del Sistema VX. De izquierda a derecha. Malla flexible de interceptación del flujo, elementos de frenado o disipadores plásticos de energía, protección contra la abrasión (Geobruigg).	420
Foto A2.4	Sensor inalámbrico (caja negra) conectado a un transductor de carga axial en la malla.	420
Foto A2.5	Imagen del Sistema de interceptación de flujo VX instalado en Erill con la posición de las galgas de tensión (Geobruigg).	421



CAPÍTULO 1

OBJETIVOS E INTRODUCCIÓN AL CONOCIMIENTO DEL FUNCIONAMIENTO DE LOS DEBRIS FLOW EN EL BARRANCO DE ERILL



OBJETIVOS E INTRODUCCIÓN AL CONOCIMIENTO DEL FUNCIONAMIENTO DE LOS DEBRIS FLOW EN EL BARRANCO DE ERILL

1.	INTRODUCCIÓN	40
2.	CONCEPTOS BÁSICOS SOBRE LAS CORRIENTES DE DERRUBIOS	40
2.1	Introducción	40
2.2	Características espaciales de las corrientes de derrubios	41
2.3	Parámetros que caracterizan las corrientes de derrubios	42
2.4	Parámetros que influyen en la generación de un debris flow	43
2.5	Clasificación de los debris flow en base a como han sido generados	44
2.6	Clasificaciones de las corrientes de derrubios	44
2.6.1	Clasificaciones en base al mecanismo principal de flujo	44
2.6.2	Clasificación según su concentración de sólidos	45
2.7	Temas abiertos de interés científico	46
3.	OBJETIVOS	47
4.	METODOLOGÍA GENERAL Y ESTRUCTURA DE LA TESIS	48
4.1	Análisis de los factores que condicionan la formación de las corrientes de derrubios	48
4.2	Identificación y caracterización de las corrientes de derrubios	48
4.3	Análisis de la relación magnitud - frecuencia de las corrientes de derrubios	49
4.4	Proceso post rotura	49
5.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	50

1. INTRODUCCIÓN

La investigación del fenómeno corriente de derrubios o debris flow es todavía incipiente en todos sus ámbitos, desde los parámetros que intervienen en su generación (predicción) y transporte hasta las medidas de mitigación y protección (prevención) a las que se incluye la aceptación socio-económica de su existencia y de sus potenciales efectos.

La hidráulica, como disciplina ingenieril, estudia las avenidas torrenciales como crecidas en las que el transporte de sólidos es tan grande que los conocimientos sobre hidráulica fluvial no alcanzan explicar. Al mismo tiempo desde la geología se trata de explicar la extraña conversión de un cuerpo que desliza en un detritus con propiedades de fluido. Desde ninguna de las disciplinas se aborda y se comprende el fenómeno en su conjunto mientras que existe una creciente necesidad social por comprender el fenómeno desde el punto de vista de la magnitud y frecuencia.

En Cataluña las corrientes de derrubios no son tan frecuentes como en los Alpes o los Andes, pero igualmente han producido importantes pérdidas económicas e incluso algunas pérdidas humanas durante las últimas décadas y se cree que mayores todavía en los últimos siglos. No es hasta después de las inundaciones de 1982 que afectaron de forma general los Pirineos pero especialmente la vertiente Sur donde empieza a hablarse de los debris flow en España, en aquel momento asociados a importantes lluvias acumuladas, inundaciones generales y/o a laderas de fuerte pendiente. Las investigaciones comenzaron en España por Cataluña a raíz de las inundaciones de noviembre de 1982 (Gallart y Clotet, 1988; Corominas y Alonso, 1990 y Hürlimann y Baeza, 2002), y siguieron en los últimos años con los eventos en el Prepirineo de 1992 y 1996 (Hürlimann et al. 2003 y Hürlimann et al. 2010). Con posterioridad han ocurrido otros eventos de ámbito más local, como por ejemplo la de Biescas en 1996 que causó 87 muertos (White et al. 1997; Gutiérrez et al. 1998 y Alcoverro et al. 1999), en Montserrat en 2000 (Marquès, 2001 y Marquès et al. 2001) o en 2008 (Portilla et al. 2010), donde se ha puesto de manifiesto que el fenómeno no siempre está asociado a importantes precipitaciones generalizadas sino que a menudo está relacionado con precipitaciones de gran intensidad en cuencas menores de régimen torrencial esporádico.

La inestabilidad de los depósitos de morrena yacentes en forma de hombreras a media ladera, como movimientos en masa de rápida evolución, es una de las mayores amenazas para los valles Pirenaicos situados en la vertiente sur de España y Andorra y especialmente en La Vall de Boí, recientemente sobre-construidos más allá de los límites urbanos históricos.

El marco de la Cuenca del barranco de Erill se ha considerado especialmente adecuado por la escasa transformación humana del entorno natural, por la histórica y actual actividad de corrientes de derrubios y por la inusual abundancia de datos de precipitación históricos merced a la actividad hidroeléctrica a lo largo de todo el Siglo XX.

2. CONCEPTOS BÁSICOS SOBRE LAS CORRIENTES DE DERRUBIOS

2.1. INTRODUCCIÓN

Se define corriente de derrubios o “debris flow” como un flujo producto de la mezcla de fracción variable de agua, arcilla y áridos que van desde la arena al bloque métrico. En este trabajo utilizaremos el término corriente de derrubios, “flujo de detritus” o “debris flow” indistintamente (Pierson y Costa, 1987; Takahashi, 1991 y Hungry et al. 2001).

Para que se produzca un debris flow son necesarios tres requisitos: la importante presencia de agua repentina ya sea por escorrentía creciente, una lluvia repentina o fusión instantánea de nieve o hielo, por otro lado la presencia de material disponible para ser transportado y/o erosionado (concentraciones sólidas superiores al 40%) y una importante pendiente (>20%). Estas condiciones de base son frecuentes en los Pirineos donde las laderas surcadas por torrentes de régimen estacional con fuertes pendientes, depósitos morrénicos y periglaciares suspendidos en forma hombreras de till o de depósitos de pie de ladera en situación metaestable

y climatología de influencia continental y mediterránea que se traduce en frecuentes episodios lluviosos cortos de gran intensidad.

2.2. CARACTERÍSTICAS ESPACIALES DE LAS CORRIENTES DE DERRUBIOS

De forma genérica podemos reconocer espacialmente en un debris flow un área de iniciación, un canal o zona de conducción y una zona de depósito. El área de iniciación corresponde por lo general con una zona activa de deslizamientos donde son habituales las superficies con roturas definidas, cabeceras de taludes, crestas y/o indicios de erosión por acarcavamiento en márgenes de canales de conducción del flujo o muestras de inestabilidad en el lecho del canal frente a descargas extremas (Cannon y Gartner, 2005). Las áreas de iniciación presentan laderas con ángulos de inclinación entre 20 y 45° que se corresponde con la pendiente que proporciona al flujo suficiente energía potencial para iniciar movimientos en terrenos granulares. El volumen del deslizamiento involucrado en la zona de inicio es muy variable. Con frecuencia son de unas pocas decenas de metros cúbicos, pero que a su vez son capaces de desencadenar un flujo de derrubios mayor aguas abajo. Suele también suceder que un flujo de derrubios de importante proporción, sea simplemente la fase final o extensión de un gran deslizamiento de rocas o de una avalancha de derrubios precursora. Las distintas mezclas de agua y sedimento dan lugar a una gran variedad de reologías. El resultado no es el producto de un simple deslizamiento sino que el interior del mismo se deforma continuamente desplazando las partículas que lo componen de un sitio a otro dentro de la matriz, provocando esfuerzos internos que disipan la energía del material por medio de mecanismos de fricción.

El flujo se concentra en el denominado canal para seguir una trayectoria durante la cual puede incorporar material del lecho y márgenes o depositar en forma de "levees" marginales y lóbulos por desbordamiento, que comportan una modificación de la concentración del flujo inicial. La pendiente del canal suele ser superior a 10°. En algunas ocasiones la entrada del flujo a la parte canalizada ocurre sin la disminución significativa de la velocidad del deslizamiento inicial o avalancha. En otros casos, es posible que el deslizamiento inicial se quede detenido en el cauce conformando una especie de presa de retención temporal. Cuando estas presas se rompen súbitamente o son erosionadas, se produce una oleada de derrubios (Hung, 2005). Es un fenómeno que suele acontecer en oleadas o "waves" dentro de un mismo evento, pudiendo modificar las características reológicas y el volumen involucrado para diferentes oleadas de un mismo episodio en una misma cuenca. Las oleadas resultan de la inestabilidad del flujo producto del ordenamiento longitudinal de los materiales y se caracterizan por tener un frente de bloques grandes de roca (Pierson, 1980 y 1986), un cuerpo principal conformado por una masa fina de derrubios licuados, y al final un flujo diluido y turbulento de agua cargada de sedimentos, similar a las corrientes de derrubios. El crecimiento del frente de bloques ocasiona un ascenso en el nivel del flujo que está detrás, y genera un incremento proporcional en la descarga pico (Iverson 1997a; Hung 2000 y Iverson 2005). Otra clase de oleadas se desarrollan en flujos o en corrientes de derrubios de gradación fina que no transportan bloques de roca. La inestabilidad ocurre porque el flujo, aunque de naturaleza laminar, queda retenido detrás de un frente turbulento (Takahashi 1991 y Davies 1986). Las oleadas pueden o no tener el mismo tamaño, su número es variable y pueden darse en intervalos comprendidos entre segundos u horas.

Justo en la zona donde acaba el canal y empieza la zona de depósito se halla el *Ápex* o *Ápice* punto o área de trascendente interés para el estudio e implementación de medidas de mitigación pues se trata del punto a partir del cual el régimen de flujo varía y el poder energético y por ende destructivo decae.

La zona de depósito o cono de deyección, se ubica en el segmento de pendiente más baja y se forma como resultado de la reducción de la pendiente o de la pérdida de confinamiento del canal o bien de la combinación de ambas, modificando la dinámica del flujo y propiciando el colapso del cuerpo principal de la oleada y que el frente pierda la inercia que le permita avanzar. Los leves o depósitos laterales se pueden formar por desplazamiento de los bloques hacia el exterior del flujo o por abandono en la fase de reflujos. Eventualmente, el material fluidificado del cuerpo principal de la oleada avanza y sobrepasa al frente de grandes rocas, con lo cual éste último se estanca y forma un depósito lobular de fragmentos de roca alineados fuera de la curva. La repetición reiterada de estos procesos en la superficie del cono, a medida que la oleada se desplaza hacia la parte baja del mismo, origina una reducción gradual tanto del contenido de clastos gruesos como de la descarga pico. Frecuentemente, es este comportamiento la causa del redireccionamiento del flujo sobre los conos y de la transformación de un canal principal en canales menores e incluso regueros (Figura 1.1 y Figura 1.2). El depósito

de los materiales provenientes de flujos de derrubios usualmente está poco grano clasificado. En general, la etapa final de un evento de flujo de derrubios es una corriente de agua con una gran carga de sedimentos que alcanza el cono y continúa con las características de una corriente de derrubios, que genera erosión y modifica la estructura original del depósito. Este es un punto importante a ser tomado en cuenta cuando se realizan estimaciones de velocidad del flujo, sección transversal de máximo flujo y descarga pico de la mayor oleada, etc., basándose en la inspección de campo (por ejemplo la observación y análisis de elevación del flujo en los canales, marcas dejadas por el lodo, líneas de poda arbórea sobre las márgenes, etc.).

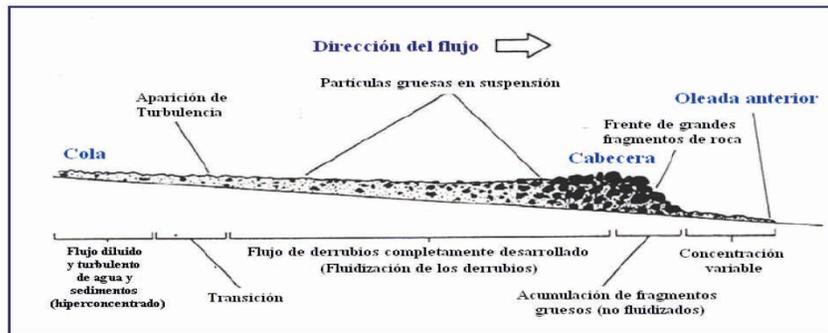


Figura 1.1: Diagrama de un flujo de derrubios con un frente de fragmentos gruesos (Pierson, 1986).

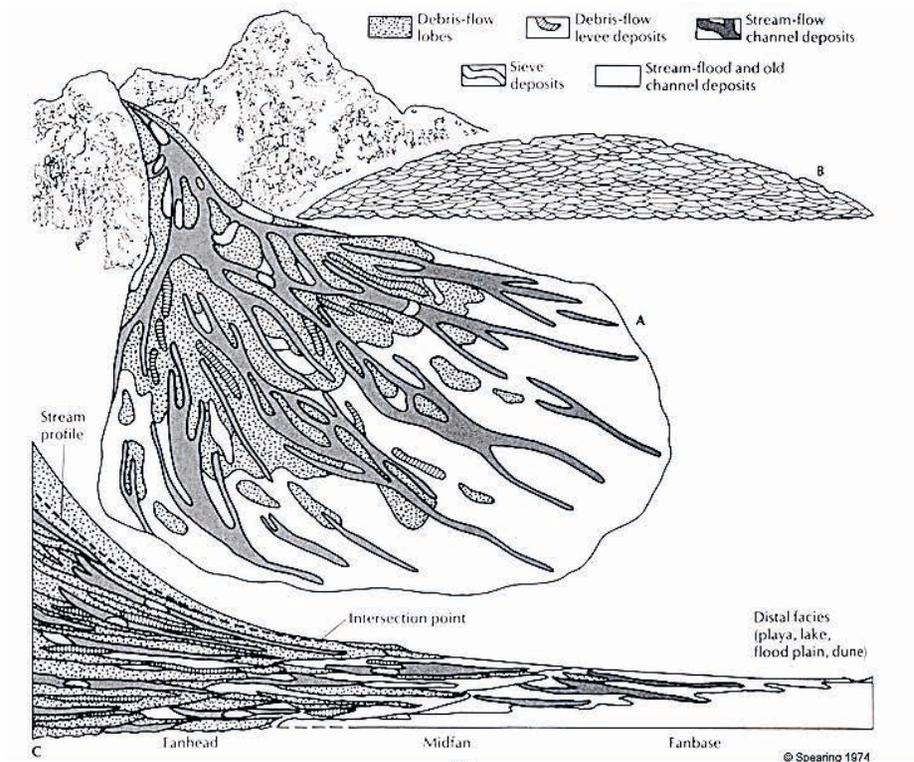


Figura 1.2: Morfología de los depósitos producto de flujos de detritus <http://www.geol.umd.edu/~jmerck/geol342/lectures/09.html>.

2.3. PARÁMETROS QUE CARACTERIZAN LAS CORRIENTES DE DERRUBIOS

El comportamiento de los debris flow está relacionado con los parámetros del entorno generador y del flujo y para su mejor comprensión pueden dividirse entre propiedades del terreno y las propiedades del flujo. Las propiedades del terreno son la pendiente y ciertas características de la superficie, principalmente ligadas a la topografía y a la erodabilidad del lecho y márgenes del canal por donde se propaga el flujo. Entre las propiedades que caracterizan al flujo, las más importantes son: la densidad del fluido, la proporción de partículas sólidas en la mezcla, la velocidad de desplazamiento, la altura de flujo y la presión de impacto.

Los parámetros de entrada más comunes usados en la modelización de los flujos son los siguientes:

- La topografía del terreno, por lo general se trata del modelo digital del terreno, aunque en algunos problemas muy simples puede reducirse sólo a algunos puntos con los que se define una pendiente única.
- Hidrogramas que dan información del aporte de agua a lo largo del tiempo.
- La condición inicial del flujo: posición, volumen, profundidad.
- La densidad de las partículas sólidas.
- La densidad del fluido (generalmente agua).
- La densidad de la mezcla.
- La viscosidad del fluido.
- La viscosidad de la mezcla.
- El ángulo de rozamiento interno.
- El ángulo de rozamiento con el fondo.
- La fracción de sólidos con respecto al volumen total.
- El coeficiente de turbulencia.
- La erodabilidad del lecho (dependen de la ley de erodabilidad que se use).
- El diámetro medio de las partículas.

El uso o no de estos parámetros depende del modelo que se emplee en la modelización. Así por ejemplo Iverson (1997a) propuso el rango típico de variación de algunos de los parámetros mencionados como se muestra en la tabla siguiente (Tabla 1.1). Los parámetros de salida son calculados durante la simulación y en la mayoría de los modelos son: la velocidad, la profundidad o altura del flujo, el volumen involucrado (fijo o variable en el trayecto según los modelos) y la posición y espesor del depósito.

Tabla 1.1: Propiedades de las Corrientes de derrubios (Iverson 1997a).

Propiedades	Rango de variación
Propiedades de las partículas sólidas	
Densidad	2.500 a 3.000 Kg/m ³
Diámetros de partículas	10 ⁻⁵ a 1 m
Ángulo de rozamiento	25° a 45°
Propiedades del fluido en los poros	
Densidad	1.000 – 1.200 Kg/m ³
Viscosidad	0,001 – 0,1 Pa-s
Propiedades de la mezcla	
Fracción de sólidos con respecto al volumen total	0,4 a 0,8
Fracción de fluido con respecto al volumen total	0,2 a 0,6
Permeabilidad hidráulica (cm/s)	10 ⁻¹³ a 10 ⁻⁹
Conductividad hidráulica (m/s)	10 ⁻⁷ – 10 ⁻²
Ángulo de rozamiento interno	25° – 45°

2.4. PARÁMETROS QUE INFLUYEN EN LA GENERACIÓN DE UN DEBRIS FLOW

Los parámetros que influyen en la generación de las corrientes de derrubios son una mezcla entre parámetros topográficos, geológicos, hidrológicos y forestales combinados en proporción variable, como se muestra a continuación:

- 1.- Parámetros topográficos (área y forma de la cuenca, pendientes, longitud y pendiente del canal, etc.)
- 2.- Parámetros geológicos:
 - a) Material erosionable: espesor, cohesión, ángulo de rozamiento interno, plasticidad, permeabilidad, estructura (estratificación, esquistosidad, cuarteado estructural, etc.)

- b) Zócalo: ripabilidad, permeabilidad, estructura rocosa (buzamiento, foliación, caracterización estructural del macizo, etc.)
 - c) Sismicidad local.
- 3.- Parámetros hidrológicos como la precipitación acumulada, la intensidad de precipitación, la permeabilidad del terreno o la presión de poro.
- 4.- Parámetros agrícola-forestales como la cobertura vegetal, el uso de los suelos, etc.

2.5. CLASIFICACIÓN DE LOS DEBRIS FLOW EN BASE A COMO HAN SIDO GENERADOS

Los debris flow también pueden dividirse en base a su génesis de la siguiente forma:

- 1.- Inestabilidades en la masa de terreno en el área de iniciación. Se basa en la aplicación de un criterio de estabilidad de taludes donde tras un deslizamiento la masa deslizada evoluciona a flujo a partir del sucesivo encauzamiento aguas abajo constituyendo una corriente de detritos. El criterio de estabilidad más general es el de Mohr-Coulomb, donde la presión de poro aparece como un elemento muy importante y principal desencadenante de los deslizamientos, sin embargo otros modelos de equilibrio límite arrojan también buenos resultados.
- 2.- Por erosión superficial y arrastre de los materiales en el área de iniciación. Difiere poco del anterior sin embargo no se considera una incorporación por rotura del macizo sino progresiva erosión originada en un puntual acarcavamiento.
- 3.- Por incorporación progresiva de material del canal. Debris Flow creados a partir del incremento de la concentración en el cauce. Recoge los escenarios en los que un flujo baja por un cauce de alta pendiente e incorpora material basal en cantidad suficiente como para incrementar su concentración hasta el punto de cambiar de régimen de flujo y reología. Este proceso es especialmente sensible en zonas previamente afectadas por incendios (Parise y Cannon, 2012 y Gartner et al. 2015)

Sin embargo de la observación minuciosa se desprende que en la mayor parte de las ocasiones la génesis del flujo resultante es una mezcla de las anteriores 3 en proporción variable.

2.6. CLASIFICACIONES DE LAS CORRIENTES DE DERRUBIOS

Las corrientes de derrubios pueden estudiarse y clasificarse en base a múltiples criterios y a continuación se presentan resumidamente algunos de ellos.

2.6.1. CLASIFICACIONES EN BASE AL MECANISMO PRINCIPAL DE FLUJO

Las corrientes de derrubios, a partir de las ideas desarrolladas por Iverson (1997), pueden clasificarse también según cual sea la interacción dominante dentro del mismo. Eso es en base a qué tipo de proceso rige en la transferencia y disipación de energía. En este caso la división más aceptada es:

Flujos dominados por interacciones solido-solido, en estos flujos la energía se transfiere entre las partículas que lo forman según impactos parcialmente inelásticos. Dentro de esta categoría encontramos los flujos granulares completamente secos y las avalanchas.

Flujos dominados por interacciones fluido-fluido, en estos flujos la presencia de sólidos en suspensión altera la densidad del fluido pero la transferencia de energía sigue patrones asociados a los fluidos, observándose fenómenos como turbulencia, viscosidad, etc.

Flujos dominados por intercambio solido-liquido, en estos flujos se produce una sinergia en el intercambio de energía solido-liquido, la energía fluye entre ambas fases y aparecen comportamientos de flujo completamente nuevas. Dentro de esta categoría aparecen las **corrientes de derrubios** en sus diferentes formas: *debris slides, debris torrents, debris floods, mudflows, mudslides, mudspates, etc.*

2.6.2. CLASIFICACIÓN SEGÚN SU CONCENTRACIÓN DE SÓLIDOS

Pueden además clasificarse los debris flow en base a considerar la proporción de sus tres componentes agua, árido grueso y árido fino (Coussot, 1992 y Coussot y Meunier, 1996). Esta clasificación se fundamenta en analizar la composición del flujo, tanto en cantidad de sólidos como en granulometría, y en función de esto se obtiene una clasificación que de alguna manera da pistas sobre el tipo de comportamiento que cabe esperar del flujo (Figura 1.3).

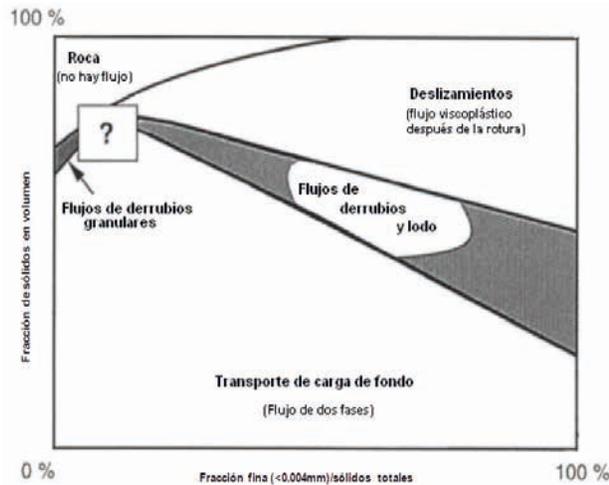


Figura 1.3: Clasificación de movimientos de masa en función de la fracción total de sólidos en el volumen y la correspondiente fracción fina con respecto a los sólidos totales (Coussot, 1992).

La concentración de sólido, C_s , también ha servido para distinguir entre transporte de sedimento ($C_s < 40\%$), flujo hiperconcentrado ($40\% < C_s < 70\%$) y corrientes de derrubios ($C_s > 70\%$) (Costa, 1984).

De forma consensuada se ha aceptado la división de los debris flow en dos tipos principales (Coussot y Meunier, 1996 y Hungr et al., 2001) (Figura 1.4):

1. La corriente de derrubios granular “granular debris flow” que contiene principalmente material grueso y que se representa por un flujo turbulento, friccional o inercial.
2. La corriente de derrubios viscosa “viscous debris flow” o “muddy debris flow” que contiene principalmente material fino y que se caracteriza por un comportamiento de tipo laminar (Figura 1.5).

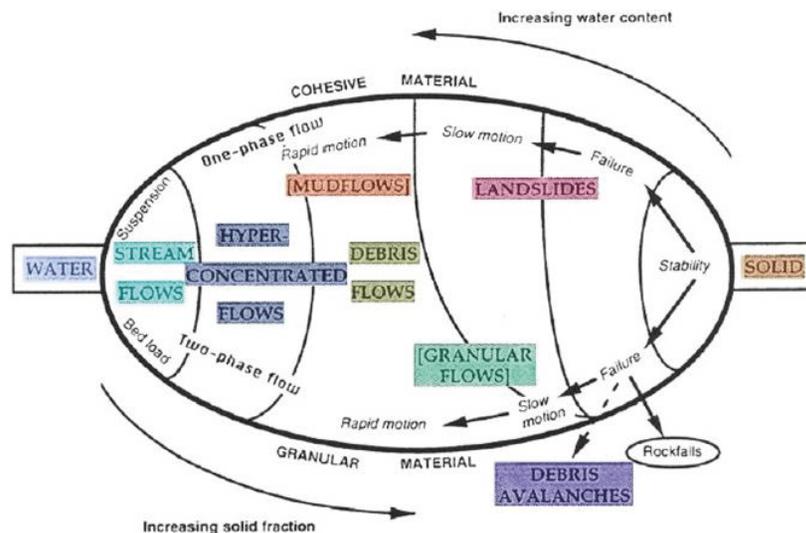


Figura 1.4: Clasificación de los movimientos en masas en pendientes pronunciadas como función de la fracción sólida y del tipo de material. (Coussot & Meunier 1996).



Figura 1.5: Diagrama triangular de los diferentes tipos de movimientos en masa a partir del porcentaje de las partículas constituyentes (Phillips and Davies, 1991), (ONR-24-800, 2007).

2.7. TEMAS ABIERTOS DE INTERÉS CIENTÍFICO

Como se ha podido observar, se ha avanzado mucho en los conocimientos sobre las corrientes de derrubios durante los últimos dos décadas, pero todavía quedan muchas preguntas abiertas, algunas de ellas se intentan estudiar en el presente trabajo. A continuación se describen los cuatro principales temas, todos ellos intentan mejorar la comprensión global de la peligrosidad que generan las corrientes de derrubios (CD) (Fig. 1.6).

- Análisis de las causas de las corrientes de derrubios: factores condicionantes como la pendiente y la presencia de material suelto y factores desencadenantes como las lluvias de alta intensidad. Sobre todo la definición de las lluvias críticas todavía es un tema no resuelto en la literatura científica y hay una gran incertidumbre en los umbrales de lluvia desencadenantes de CD (por ejemplo Guzzetti et al., 2008). Por otra parte, los mecanismos hidro-mecánicos de rotura que puede generar CD no están de todo resueltos (p. ej. Iverson et al., 1997)
- La identificación y caracterización de las corrientes de derrubios: en una cuenca torrencial pueden ocurrir diferentes fenómenos como transporte de sedimento, flujos hiperconcentrados o CD (p. ej. Coussot y Meunier, 1997). La transición entre estos procesos es a veces difícil de definir y solo con datos detallados de campo se puede mejorar los conocimientos de cara a clasificar o definir estos diferentes procesos torrenciales, cada uno de ellos con un potencial de daño muy diferente.
- Análisis de la relación magnitud - frecuencia: La relación magnitud – frecuencia (M-F) es una información básica de cara a la evaluación de la peligrosidad a partir de periodos de retorno. Hay pocos estudios que han definido esta relación M-F para corrientes de derrubios y normalmente se basan en dendrogeomorfología (p. ej. Corominas y Moya, 2010)
- Análisis del proceso post-rotura y la eficiencia de protecciones. El comportamiento de las corrientes de derrubios puede ser muy variable y especialmente su dinámica según la reología correspondiente es un tema no resuelto (Iverson et al., 2010). Además, hay pocos estudios sobre las medidas de protección flexible, su dimensionamiento y los límites de su eficiencia en función del escenario.

3. OBJETIVOS

El presente trabajo tiene un objetivo principal y general y varios específicos.

El objetivo general es mejorar nuestros conocimientos sobre la peligrosidad de las corrientes de derrubios y el riesgo de los conos torrenciales afectados por estos fenómenos.

En este trabajo se ha seleccionado la cuenca de Erill como zona de estudio por que reúne unas condiciones óptimas para poder realizar una investigación detallada de terreno debido a la escasa actividad antrópica tanto en la zona de rotura como en la de canal y cono, merced al historial documentado de diferentes series de precipitaciones diarias a lo largo del S.XX y de la importante histórica y actual actividad torrencial y de corrientes de derrubios.



Figura 1.6: Temas abordados en este trabajo y donde se plantea estudiarlos en la zona de Erill (ver fig. 2.1)

Los objetivos específicos se refieren a los cuatro puntos descritos en el apartado anterior:

1. El primer y más importante objetivo específico se centra en el análisis de los factores que condicionan la formación de las corrientes de derrubios. Se realiza mediante el estudio de las lluvias desencadenantes a partir de diferentes métodos y series de datos meteorológicos. El resultado esperado de este objetivo será la propuesta de un umbral de lluvia (imprescindible para un posible sistema de alerta). Por otra parte, se realiza un análisis hidrológico-mecánico para mejorar la comprensión de las condiciones piezométricas y los mecanismos de rotura para la formación de CD.
2. El segundo objetivo específico consiste en la identificación y caracterización de las corrientes de derrubios a partir de la señal generada por el flujo así como obtener información sobre algunos de los parámetros característicos.
3. El tercer objetivo específico es la definición de la relación M-F para la cuenca, a partir de las ventanas que ofrecen los datos históricos y los auscultados, que pueda ser usada para determinar la peligrosidad para distintos escenarios.
4. El cuarto objetivo específico analiza la propagación de CD y la eficiencia de los sistemas de diques flexibles del tipo VX para la intercepción y/o laminación del flujo.

4. METODOLOGÍA GENERAL Y ESTRUCTURA DE LA TESIS

Este trabajo parte de datos de dos fuentes muy distintas y múltiples métodos de investigación. Los datos proceden por una parte de recopilaciones históricas de datos de precipitación, fotografías y encuestas y por otro lado de la auscultación instalada en la propia cuenca y está dividida además en meteorológica (pluviómetro), hidrología (piezómetros), dinámica de flujo (geófonos y cámaras) y solicitudes de protección sobre sistema de intercepción VX (células de carga).

A continuación se citan y posteriormente se describe los diferentes métodos que se han aplicado para estudiar todos estos datos y para resolver las preguntas y llegar a los objetivos planteados: anteriormente:

1. Análisis de los factores que condicionan la formación de las corrientes de derrubios
2. Identificación y caracterización de las corrientes de derrubios.
3. Análisis de la relación magnitud - frecuencia de las corrientes de derrubios.
4. Proceso post rotura.

A continuación se describen las metodologías y datos utilizado en cada uno de los cuatro temas

4.1. ANÁLISIS DE LOS FACTORES QUE CONDICIONAN LA FORMACIÓN DE LAS CORRIENTES DE DERRUBIOS

Para poder determinar las lluvias desencadenantes de eventos de corrientes de derrubios se ha usado dos series de datos de fuente distinta pero que tratarán de objetivarse siguiendo el mismo procedimiento de análisis. Por un lado la recopilación de las series diarias más completas disponibles en la comarca de la l'Alta Ribagorça, procedentes de la toma de datos, desde inicios del S.XX de LA CANADIENSE y ENHER y hoy archivado por ENDESA. Si bien no es una serie continua para una misma estación meteorológica si permite una correlación puntual entre series próximas, y en su conjunto permite analizar estadísticamente pautas de acumulación de lluvia que pudieran justificar las condiciones necesarias para las fechas de ocurrencia de los eventos de corrientes de derrubios históricos. Además y por otro lado se tomarán y analizarán, para el período auscultado en la propia cuenca, los datos de precipitación horaria y acumulada en distintos intervalos, con el fin de tratar de definir una correlación de comportamiento. Ambas series de datos se analizan por separado mediante el método "ROC analysis" buscando la mejor objetivación del análisis y con el fin de obtener las pautas de acumulación de lluvia para la generación de corrientes de derrubios y más certeras des del punto de vista de la predicción (Capítulo 5.1 y 5.2).

Paralelamente se llevará a cabo un análisis hidrológico-mecánico (análisis determinístico) que incluye el análisis de la evolución piezométrica (Capítulos 3.2.1 y 3.2.2) y el de estabilidad (FLAC) (Capítulos 5.3 y 6.2). Ello se ha realizado a partir de datos de auscultación, por un lado mediante los valores de precipitación horaria que se analizaran de forma comparada con los obtenidos por otro lado de un total de 5 piezómetros de cuerda vibrante colocados en niveles de mayor permeabilidad dentro del depósito de la morrena de Erill, en una misma vertical, cruzando el espesor total del till y hasta el empotramiento en roca-zócalo. Las series comparadas deben permitir definir unas correlaciones entre la precipitación y piezometría que permitan generar un modelo hidrológico-mecánico, sobre la base del Software FLAC de ITASCA, que pueda además dar respuesta a los escenarios de precipitación recientes e históricos de la propia cuenca que han generado corrientes de derrubios.

4.2. IDENTIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LAS CORRIENTES DE DERRUBIOS.

También en este caso se ha optado por dos vías de trabajo muy distintas, una primera a partir de la auscultación de la cuenca y la segunda mediante el reconocimiento estratigráfico del depósito aluvial.

En la fase de auscultación también se dotó el canal de flujo del Barranco de Erill de un sistema autónomo de detección formado por 4 geófonos, un sistema de registro y transmisión de datos, además de un sistema de filmación (Capítulos 3.2.3 a 3.2.4). Los objetivos de partida: discriminar entre el origen de las señales capturadas en base al número de geófonos involucrados y número-intensidad de impulsos por segundo, diferenciar entre los distintos tipos de flujo a partir del análisis comparada de la evolución de la señal generada por los distintos

geófonos, además de caracterizar el flujo en su trayectoria de desplazamiento en términos de velocidad, volumen y densidad del depósito interceptado (Capítulo 4.1 a 4.3).

Conocedores de la actividad histórica en materia torrencial y de corrientes de derrubios en la cuenca del Barranco de Erill y disponiendo de fotografías históricas que permiten determinar el área ocupada por los depósitos de los principales eventos del S.XX, se realiza una calicata de 100 metros de longitud y 9 de profundidad en la zona del cono aluvial afectada por dichos eventos que permita identificar la potencia de dichos depósitos y determinar las principales características estratigráficas (capítulo 6.1.1.3). Además se pretende probar la importante actividad histórica y prehistórica en forma de corrientes de derrubios de esta cuenca a partir de una datación absoluta o relativa entre los estratos involucrados en la excavación.

4.3. ANÁLISIS DE LA RELACIÓN MAGNITUD - FRECUENCIA DE LAS CORRIENTES DE DERRUBIOS.

Con el fin de establecer una relación entre la frecuencia y magnitud de los eventos de corrientes de derrubios que pueda permitir determinar la peligrosidad para distintos escenarios y en último término su gestión, partimos de datos obtenidos de 3 fuentes muy distintas: datos prehistóricos de actividad procedentes de la calicata realizada en el cono aluvial, registros documentales antiguos públicos y privados que abarcan desde finales del S.XIX, entrevistas personales con vecinos que pudiesen haber vivido la mayoría de eventos del S.XX y los datos del registro de la actividad actual del barranco a partir de la auscultación (Capítulo 6.1.). Los eventos históricos que se consideren probados a partir de fotografías y entrevistas se reproducirán mediante software RAMMS y se comparan los resultados gráficos obtenidos por ambas fuentes. Esta metodología permite determinar el área ocupada por el depósito de cada evento que sumado al espesor del depósito obtenido de la calicata permite cuantificar el volumen para cada evento histórico y con ello poder ser usado en la determinación de la curva de frecuencia-magnitud.

En el caso de los eventos auscultados la metodología para cubicar dichos eventos es muy distinta. En este caso se ha realizado a partir de la intercepción de la parte sólida del flujo mediante un dique flexible tipo VX instalado en el canal de flujo. El dique flexible permite el paso del agua sin embargo retiene el 100% del sólido grueso (siempre que no desborde). Tras cada aterramiento se realiza un levantamiento topográfico mediante estación robotizada automática y el volumen resultante se le restan el/los volúmenes previos. De este modo podemos cuantificar el volumen para cada evento auscultado y con ello poder ser usado en la determinación de la curva de frecuencia-magnitud.

Se acepta que son fuentes muy distintas y por ello se analizaran separadamente en lo que se ha denominado en este proyecto ventanas de trabajo, aunque al final se tratará de expresarlos en una única correlación global de frecuencia-magnitud.

4.4. PROCESO POST ROTURA.

Para analizar la propagación del flujo se ha usado para este trabajo el modelo numérico RAMMS, una herramienta muy intuitiva y visual, actualmente muy popular entre los expertos a nivel mundial, para la simulación de flujos torrenciales sobre un modelo digital del terreno (MDT). Nuestro método en este caso consiste en determinar primero la sensibilidad del software para la cuenca de Erill a partir de recrear eventos antiguos fotografiados y afinarlos hasta su máxima coincidencia (Capítulos 7.3 y 7.4).

Una vez determinados los valores de Voellmy, adecuados a esta cuenca, pueden reproducirse los escenarios atribuidos a distintos periodos de retorno y que se han obtenido de la curva frecuencia-magnitud. La simulación de cada escenario permite observar los valores de presión, velocidad y altura de flujo y con ello pudiera permitir evaluar el riesgo en relación a la exposición de personas y bienes (Capítulo 7.5).

Actualmente existente en el mercado nuevos productos que tratan de ofrecer soluciones para la laminación o intercepción de flujos torrenciales y de corrientes de derrubios más allá de los diques de hormigón o muros de gaviones. De los más destacados el que ofrece Geobrugg que intercepta el flujo drenando el agua y absorbiendo las soluciones que absorbe elástica-plásticamente y transmite al terreno las tensiones resultantes. En esta investigación se medirán las solicitaciones generadas por distintos flujos en el dique VX mediante células de

carga, se comparan con los resultados obtenidos para análogos instalaciones en Illgraben y por último se evaluará la eficiencia para reducir la peligrosidad para distintos escenarios (Capítulos 4.4 a 4.5).

A continuación se muestra de forma esquemática como alimentan los dos tipos de datos los diferentes métodos y como se combinarán los datos obtenidos para poder realizar los análisis oportunos y modelizaciones, así como los capítulos que se corresponden con cada uno ellos (Figura 1.7).

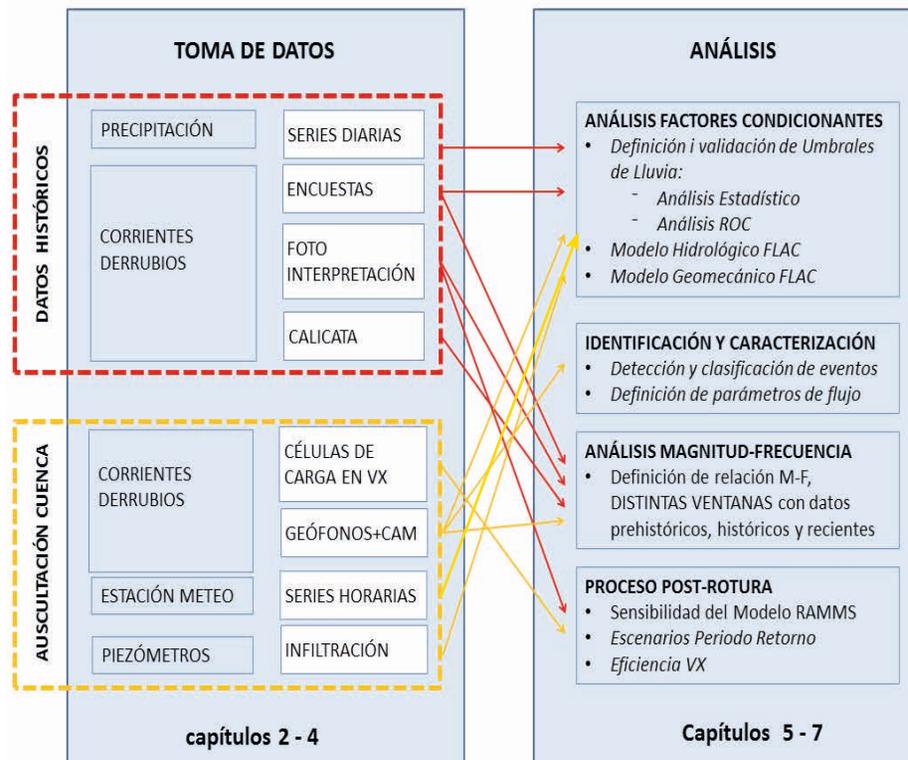


Figura 1.7: Relación entre la procedencia de los datos y el análisis.

En cada uno de los capítulos se introducirá justo al inicio el estado del arte específico de cada temática y/o disciplina y al final expondrá unas conclusiones particulares al capítulo.

Finalmente tras los análisis y conclusiones capitulares, en el capítulo 8 se retomaran los objetivos particulares y generales de la investigación y se expondrán y discutirán las conclusiones en el sentido general del estudio de la dinámica de las corrientes de derrubios y la peligrosidad asociada.

5. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alcoverro, J., Corominas, J. and Gomez, M. 1999. *The barranco de Aras flood of 7 August 1996 (Biescas, Central Pyrenees, Spain)*. Eng Geol, 51. Pág. 237 – 255.
- Aleotti, P. 2004. *A warning system for rainfall – induced shallow failures*. Engineering Geology 73. Pág. 247 – 265.
- Arattano, M. and Franzi, L. 2010. *On the application of kinematic models to simulate the diffusive processes of debris flows*. Natural Hazards 10. Pág. 1689 – 1695.
- Badoux, A., Graf, C., Rhyner, J., Kuntner, R. and McArdell, B. 2009. *A debris-flow alarm system for the Alpine Illgraben catchment: design and performance*. Natural Hazards. Pág. 517 – 539.
- Cannon, S.H. y Gartner, J.E. 2005. *Wildfire-related debris flow from hazard perspective*. En Jacob, M. y Hungr, O. (Eds.) *Debris Flow Hazards and Related Phenomena* (363-383). Heidelberg, Alemania: Springer Verlag, en asociación con Chichester, U.K.: Praxis Publishing Ltd.

- Cannon, S.H., Gartner, J.E., Rupert, M.G., Michael, J.A., Rea, A.H. and Parrett, C. 2010. *Predicting the probability and volume of postwildfire debris flows in the intermountain western United States*. Geological Society of American Bulletin 122. Pág. 127 – 144.
- Capparelli, G. and Tiranti, D. 2010. *Application of the MoniFLaIR early warning system for rainfall-induced landslides in Piedmont region (Italy)*. Landslides 7. Pág. 401 – 410.
- Corominas, J. 2013. *Avoidance and protection measures*. Geomorphology 7. Pág. 259 – 272.
- Corominas, J. and Alonso, E.E. 1990. *Geomorphological effects of extreme floods (November 1982) in Southern Pyrenees*. IAHS (Eds.). Hydrology in mountainous regions II. Pág. 295 – 302.
- Costa, J.E. 1984. *Physical Geomorphology of debris flows*. Costa, J.E. and Fleisher P.J. (Eds.). Developments and applications of Geomorphology. Springer – Verlag. Pág. 268 – 317.
- Coussot, P. 1992. *Rheology of Debris Flows. Study of Concentrated Dispersions and Suspensions*. Tesis de Ph.D. INPG, Grenoble Francia
- Coussot, P. y Meunier, M. 1996. *Recognition, classification and mechanical description of debris flows*. Earth – Science Review 40. Pág. 209 – 227.
- Davies, T.R.H. 1986. *Large debris flows: a macroviscous phenomena*. Acta Mechanica, (63): 161-178. Ellison, W.D. 1947. *Soil erosion studies*. Agricultural Engineering 28. Part I. Pág. 145 – 146.
- Gallart, F. and Clotet, N. 1988. *Some aspects of the geomorphic processes triggered by an extreme rainfall event: the November 1982 flood in the Eastern Pyrenees*. Catena Supplement 13. Pág. 19 – 95.
- Gartner, J.E., Santi, S.M. and Cannon, S.H. 2015. *Predicting locations of post-fire debris-flow erosion in the San Gabriel Mountains of southern California*. Natural Hazards. Pág. 1 – 17.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M. and Sancho, C. 1998. *Geomorphological and sedimentological analysis of a catastrophic flash flood in the Arás drainage basin (Central Pyrenees, Spain)*. Geomorphology 22. Pág. 265 – 283.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. and Colin, P.S. 2008. *The rainfall intensity – duration control of shallow landslides and debris flows: an update*. Landslides 5. Pág. 3 – 17.
- Hungr, O. 2000. *Analysis of debris flow surges using the theory of uniformly progressive flow*. Earth Surface Processes and Landforms, 25: 1-13.
- Hungr, O. 2005. *Classification and terminology*. En: Jacob, M. y Hungr, O. (Ed.). Debris Flow Hazards and Related Phenomena (9-24). Heidelberg, Alemania: Springer Verlag, en asociación con Chichester, U.K.: Praxis Publishing Ltd.
- Hungr, O., Evans, S., Bovis, M. and Hutchinson, J.N. 2001. *Review of the classification of landslides of the flow type*. Environmental and Engineering Geoscience VII. Pág. 221 – 238.
- Hürlimann, M. 2010. *Peligrosidad de Corrientes de derrubios a escala de cuenca vertiente en el Pirineo Oriental*. Primeros resultados del proyecto Debris – Catch. VII Simposio Nacional de Taludes y laderas Inestables. CINME. Barcelona.
- Hürlimann, M. and Baeza, C. 2002. *Analysis of debris – flow events in the eastern Pyrenees, Spain*. Proceedings. Balkema. Pág. 213 – 220.
- Hürlimann, M., Corominas, J., Moya, J. and Copons, R. 2003. *Debris – flow events in the Eastern Pyrenees. Preliminary study on initiation and propagation*. Rickenmann, D. and Chen, C. (Eds.). 3rd Int. Conf. on Debris – Flow Hazards Mitigation. Millpress, Davos. Pág. 115 – 126.
- Hürlimann, M., Rickenmann, D., Medina, V. and Baternan, A. 2008. *Evaluation to calculate debris flow parameters for hazard assessment*. Engineering Geology 12. Pág. 152 – 163.
- Iverson, R.M. 1997. *The physics of debris – flows*. Reviews of Geophysics 35. American Geophysical Union. Paper #97RG00426. Pág. 245 – 296.

- Iverson, R.M. 2005. *Debris-flow Mechanics*. En Jacob, M. y Hungr, O. (Ed.) *Debris Flow Hazards and Related Phenomena* (105-134). Heidelberg, Alemania: Springer Verlag, en asociación con Chichester, U.K.: Praxis Publishing Ltd.
- Jakob, M., Stein, D. and Ulmi, M. 2012. *Vulnerability of buildings to debris flow impact*. *Natural Hazards* 60. Pág. 241 – 261.
- Marquès, M.A. 2001. *Impacto en el medio físico de unas lluvias extremas en el macizo de Montserrat*. *Tecnología del Agua* 213. Pág. 42 – 50.
- Marquès, M.A., Martín, E. and Gascón, M. 2001. *Episodio extremo y distribución espacial de movimientos de laderas en Montserrat (Barcelona, España)*. V Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables 3. Pág. 1315 – 1326.
- Parise, M. and Cannon, S.H. 2012. *Wildfire impacts on the processes that generate debris flows on burned watersheds*. *Natural Hazards* 61. Pág. 217 – 227.
- Phillips, C.J. and Davies, T.R.H. 1991. *Determining rheological parameters of debris flow material*. *Geomorphology* 4. Pág. 101 – 110.
- Pierson, T.C. 1980. *Preliminary landscape zonation for stream protection and hillslope stability maintenance*. *Geohydrology Report* 179. 6 pág.
- Pierson, T.C. 1986. *Flow behaviour of hannelized debris flows, Mount St. Helens, Washington*. En: Abrahams, A.D. (Ed.), *Hillslope Process*, (269-296). Allen and Unwin. Boston.
- Pierson, T.C. and Costa, J.E. 1987. *A rheologic classification of subaerial sediment – waterflows*. Costa, J.E. and Wieczorek, G.F. (Eds.). *Debris flows/avalanches – process, recognition, and mitigation: Geological Survey of America, Reviews in Engineering Geology*. Vol. 7. Pág. 1 – 12.
- Raïmat, C., Hürlimann, M., Corominas, J., Luis – Fonseca, R. y Zarroca, M. 2013. *Resultados preliminares del uso de piezómetros de cuerda vibrante como herramienta a considerar para el estudio de la generación de deslizamientos en morrenas glaciares*. VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. CIMNE. Barcelona.
- Santi, P.M., Hewitt, K., VanDine, D.F. and Cruz, E.B. 2010. *Debris-flow impact, vulnerability, and response*. *Natural Hazards* 56. Pág. 371 – 402.
- Takahashi, T. 1991. *Debris Flow*. IAHR. Monograph series. Balkema, Rotterdam. 166 pág.
- White, S., García – Ruiz, J.M., Martí – Bono, C., Valero, B., Errea, M.P. and Gómez – Villar, A. 1997. *The 1996 Biescas campsite disaster in the Central Spanish Pyrenees and its spatial and temporal context*. *Hydrological Processes* 11. Pág. 1797–1812.



CAPÍTULO 2

DESCRIPCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO



DESCRIPCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

1.	LOCALIZACIÓN Y ELECCIÓN DE LA CUENCA	56
2.	GEOLOGÍA GENERAL PIRENAICA	57
3.	DEPÓSITOS GLACIARES DEL CUATERNARIO	59
4.	GEOLOGÍA DE LA CUENCA DE ERILL	61
5.	DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA DEL TILL DE ERILL	63
6.	ESTUDIO ESPECÍFICO DE LA CUENCA	65
6.1.	Descripción litológica	65
6.2.	Ensayos de permeabilidad in-situ	67
6.3.	Caracterización de los materiales mediante ensayo de laboratorio	68
6.3.1.	Humedad y grado de saturación	68
6.3.2.	Análisis granulométrico y plasticidad	69
6.3.3.	Plasticidad	71
6.4.	Resumen de resultados	71
7.	DESCRIPCIÓN CLIMATOLÓGICA	73
7.1.	Información histórica de las corrientes de derrubios debris flow en Erill	74
7.1.1.	Registros de lluvia	74
7.2.	Eventos históricos de ámbito regional ocurridos durante el Siglo XX	77
7.3.	Entrevista personal	82
7.4.	Eventos trascendentes de ámbito local conocidos a partir de datos dispersos	85
8.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93

1. LOCALIZACIÓN Y ELECCIÓN DE LA CUENCA

La cuenca en la que se ha centrado el estudio se halla en la vertiente Sur de la Zona Axial Pirenaica, en la Provincia de Lleida y concretamente en la zona media del Valle de Boí. Se trata de una parte de la cuenca del Barranco de Erill, afluente del Río Noguera de Tort, que desemboca en éste próximo a la población de Erill-La-Vall. Concretamente se ha estudiado la parte de la cuenca o subcuenca denominada “l’Esvomegada o de Ribampiedro” y que de ahora en adelante para éste trabajo llamaremos Barranco de Erill. Se trata de una cuenca muy pequeña, de poco más de 1 km², de los cuales el 82% se corresponden con la cabecera de la cuenca y canal y el 18% restante al cono aluvial. Básicamente la cuenca está cubierta de pastos y escasamente se dedica una pequeña parte del cono a la labranza. La cuenca se encuentra entre una altitud de 800 m.s.n.m. en la confluencia con el Río Noguera de Tort y los 2.460 m.s.n.m. próximo a la cima del Pic de l’Aüt (Figura 2.1) con pendientes que superan de forma general los 35°.

La cuenca del barranco de Erill se ha considerado especialmente adecuada para llevar a cabo la investigación por varios motivos: 1) la histórica y actual actividad de corrientes de derrubios; 2) la escasa transformación humana del entorno natural de la cuenca; 3) por la inusual abundancia de datos de precipitación históricos merced a la actividad hidroeléctrica a lo largo de todo el Siglo XX y 4) por la disponibilidad de autorización municipal para instalar los equipos de auscultación y 5) Especialmente por la particularidad de disponer de un canal limpio de obstáculos y depósitos previos, excavado directamente en lecho de piedra, hecho que permite asegurar que no habrá incorporación a lo largo del canal de flujo.

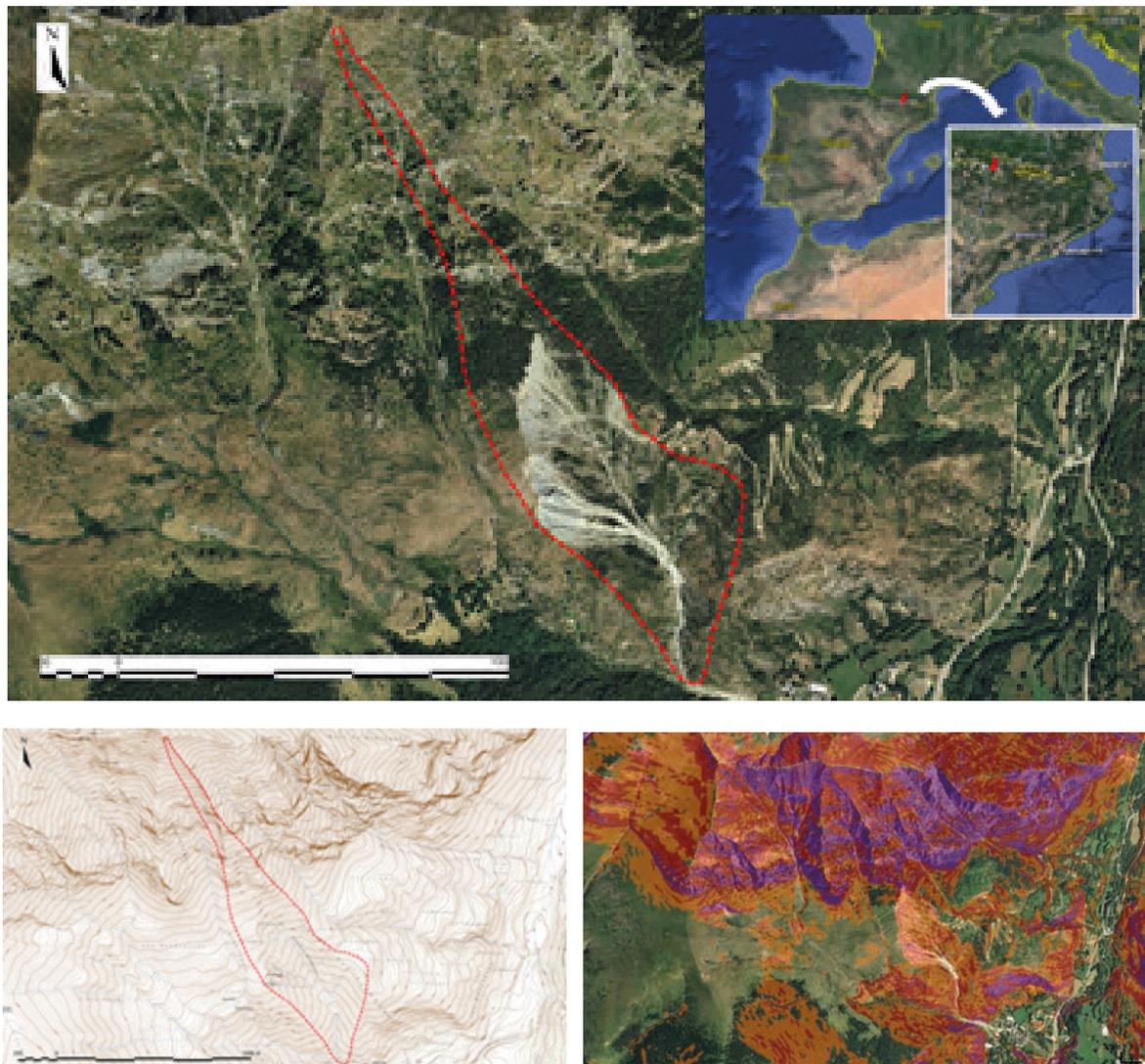


Figura 2.1: Localización de la cuenca de estudio (arriba) y mapa topográfico de pendientes (abajo): en violeta >45°, en rojo entre 35-45°, en naranja entre 28-35° y en verde <35°. Fuente: IGCC, Google Earth y SIGPAC Forestal Catalana

2. GEOLOGÍA GENERAL PIRENAICA

Los Pirineos están encuadrados orográficamente por dos áreas deprimidas: la depresión del Ebro al Sur y la de Aquitania al Norte; su longitud es de unos 425 km y su ancho alcanza los 150 km al N de Lleida, aunque en general no pasa de los 100 km de ancho.

Desde el punto de vista geológico, la cordillera pirenaica continúa hacia la parte meridional del Languedoc y la baja Provenza, al este, donde se observa una interferencia de los pliegues pirenaicos y los de las partes externas de los Alpes, y hacia el País Vasco y áreas de Cantabria y norte de Castilla, al oeste. En dirección W-NW ocupa la plataforma Cantábrica y el norte de las costas gallegas (Vera, 2004), en base a datos geofísicos. El orógeno pirenaico, en sentido geológico, abarca unos 1.100 km, y es mucho más largo que en sentido geográfico.

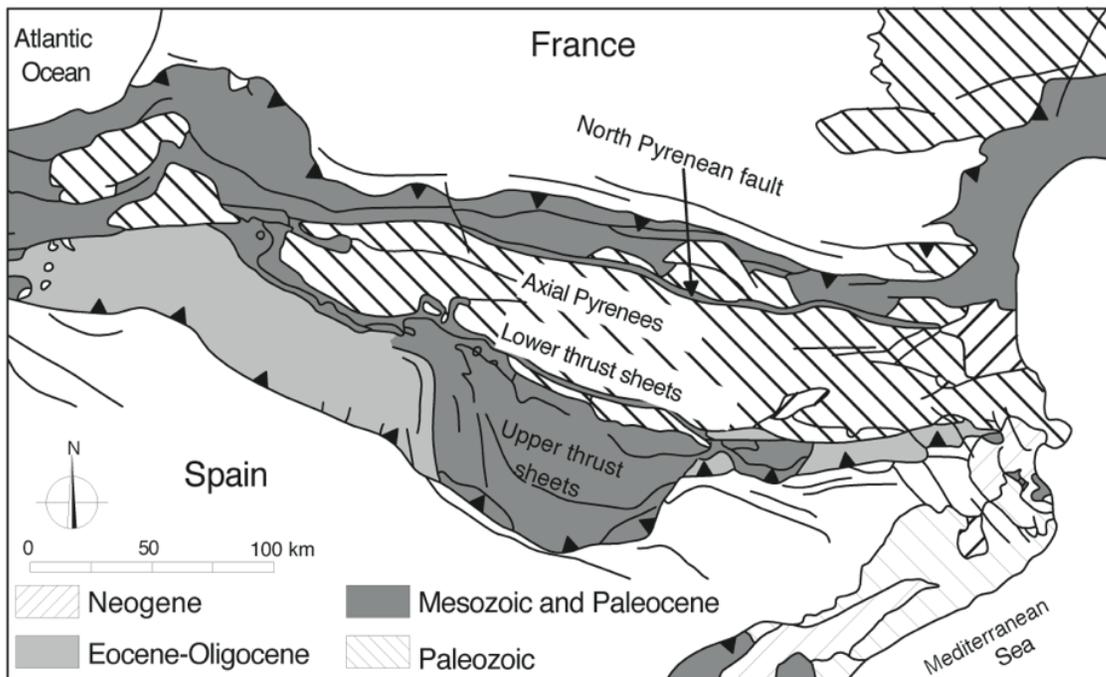


Figura 2.2: Muñoz, A. (1992). Evolución de una colisión continental de cabalgamientos: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In K.R. McClav (Ed.) *Thrust Tectonics* (pp. 235-246). Chapman & Hall.

Las grandes unidades estructurales de los Pirineos pueden agruparse en tres conjuntos. El primer conjunto o *basamento*, está constituido por terrenos del Precámbrico hasta el Carbonífero superior (Preestefaniense), en estos terrenos, que han sido intensamente deformados por efecto de la orogenia herciniana, se encuentra gran número de plutones de granitoides, además de los materiales Estefanienses y del Pérmico, que si bien no están afectados por las estructuras de plegamiento herciniano, están muy influidos por los acontecimientos del ciclo herciniano. El segundo conjunto o *cobertera* está constituido por terrenos mesozoicos y terciarios afectados por las estructuras de plegamiento del ciclo alpino, normalmente despegada y formando grandes mantos de corrimiento. Por último, el tercer conjunto o los *terrenos postorogénicos*, que comprenden principalmente el Neógeno y el Cuaternario y no están afectados por las estructuras de plegamiento alpino. Estos tres conjuntos tienen una distribución muy desigual en el ámbito pirenaico, aunque, en una primera aproximación, se puede decir que en la zona central, o también denominada zona axial, afloran materiales del basamento herciniano flanqueados por dos bandas de terrenos mesozoicos y terciarios.

A partir de la distribución cartográfica de los materiales, los Pirineos pueden ser divididos en cinco zonas estructurales que de N a S son: el **antepaís plegado N**, constituido por materiales del basamento y de la cobertera poco deformados y cubiertos por terrenos postorogénicos; y la **zona norte-pirenaica**, constituida por materiales mesozoicos deformados y localmente metamorfozados donde afloran rocas del basamento; la **zona axial**, constituida por materiales de basamento, limitados al N por la falla norte-pirenaica, que es un conjunto de mantos de cabalgamiento con rocas del basamento, que presentan una estructura de acopio antiformal; la **zona sur-pirenaica**, constituida por materiales mesozoicos y terciarios formando grandes mantos

de corrimiento desplazados hacia el S; y el **antepaís plegado S**, constituido por materiales de la cuenca del Ebro poco afectados por el plegamiento alpino (Figura 2.2 y Figura 2.3).

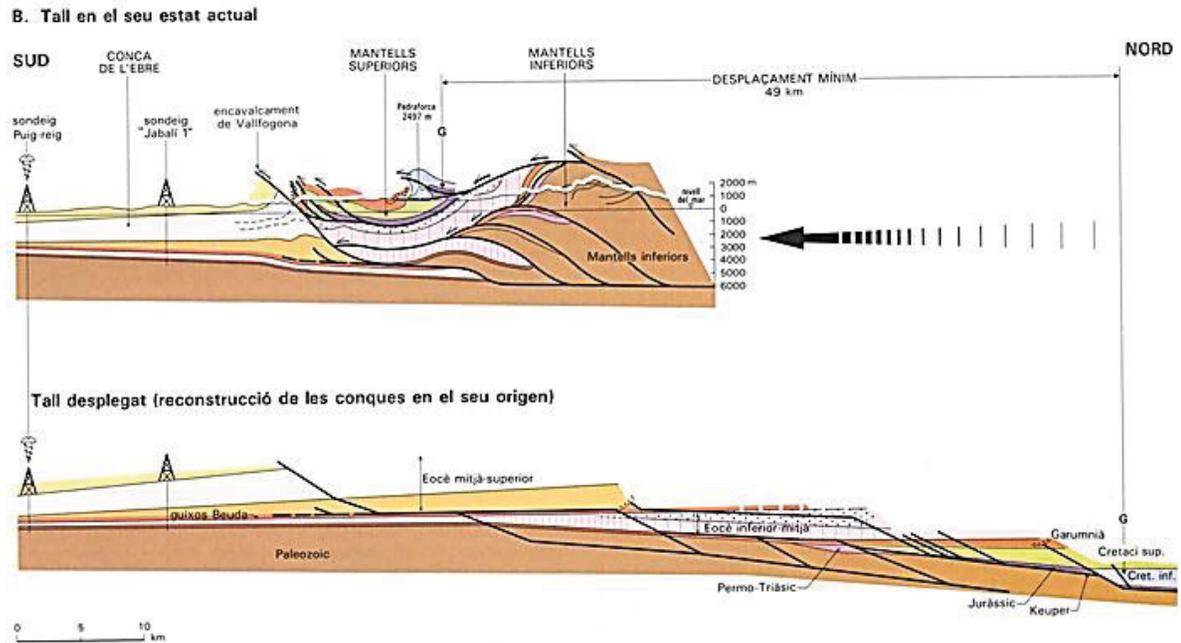


Figura 2.3: Corte Norte-Sur desde el estado actual (superior) al desplegado en reconstrucción donde se observan las cuencas de antepaís (Fototeca.cat Gran Enciclopedia Catalana).

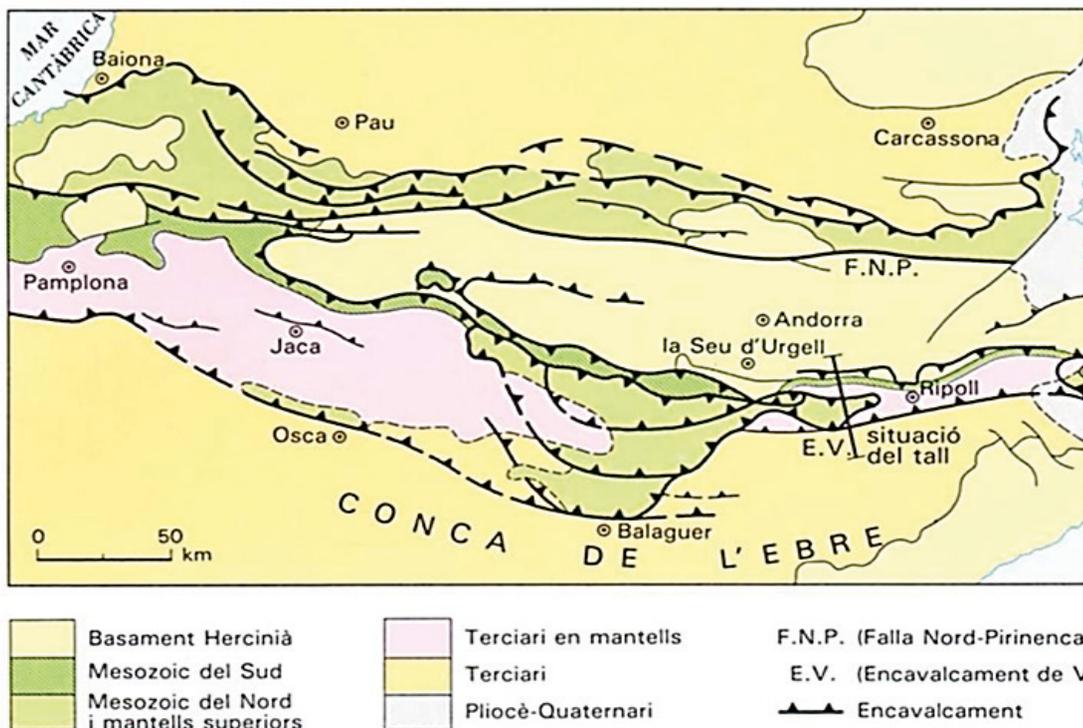


Figura 2.4: Vista general de los grandes mantos de cabalgamiento que afectan los Pirineos (Fototeca.cat Gran Enciclopedia Catalana).

El relieve del Pirineo axial es originado por la superposición de diferentes factores. El primero o factor inicial es la estructura geológica creada en el Terciario, caracterizada por mantos de corrimiento y por una erosión fluvial, muy importante, de carácter sincrónico. Posteriormente en el Mioceno-Plioceno apareció una tectónica distensiva importante, que originó una serie de fosas tectónicas como la del Urgellet y la de la Cerdaña. Simultáneamente se produjo un fuerte encajamiento de la red fluvial. Por último el estadio que dio el aspecto

actual del modelado de los Pirineos son las glaciaciones Cuaternarias. En el Pirineo axial, principalmente, se originaron grandes glaciares de montaña, de tipo alpino, en las antiguas valles ya formadas: en las cabeceras modelaron *circos glaciares* y excavaron y ensacharon en los valles con el típico perfil transversal en "U". Una de las formas de erosión son las *cupetas de sobreexcavación*, que actualmente constituyen los lagos pirenaicos y habiéndose rellenado con sedimentos aluviales y lacustres las de baja altitud (cupeta de Esterrri d'Àneu o la cupeta de Barruera). El modelado glacial en el Cuaternario le dio una fisonomía que se parece mucho a la del estado actual. Esta acción glacial ensanchó los valles, les dio un perfil longitudinal discontinuo, con valles afluentes suspendidas sobre el valle colector.

3. DEPÓSITOS GLACIARES DEL CUATERNARIO

Las glaciaciones de las cuales se tiene constancia en los Pirineos son las del Würm con todos sus pulsos representados, pero de forma distinta en función de los valles. La datación absoluta y la correlación entre los valles al Norte y Sur de los Pirineos han sido motivo de varios artículos, a raíz de la aparición de nuevas y mejores metodologías. Sin embargo el encaje de los pulsos glaciares en los Pirineos con la Glaciación global continua siendo motivo de discordia (Tabla 2.1, Figura 2.4 y Figura 2.5).

Tabla 2.1: Períodos glaciares globales y en rojo los detectados en los Pirineos. (Fuente: Propia).

PERÍODO	INICIO (x 1000 años)	DURACIÓN en años (x1000)
Postglacial (Mis 1)	15	
Würm(Mis 4,3,2)	75	60
Riss-Wurm (Mis 5)	120	40

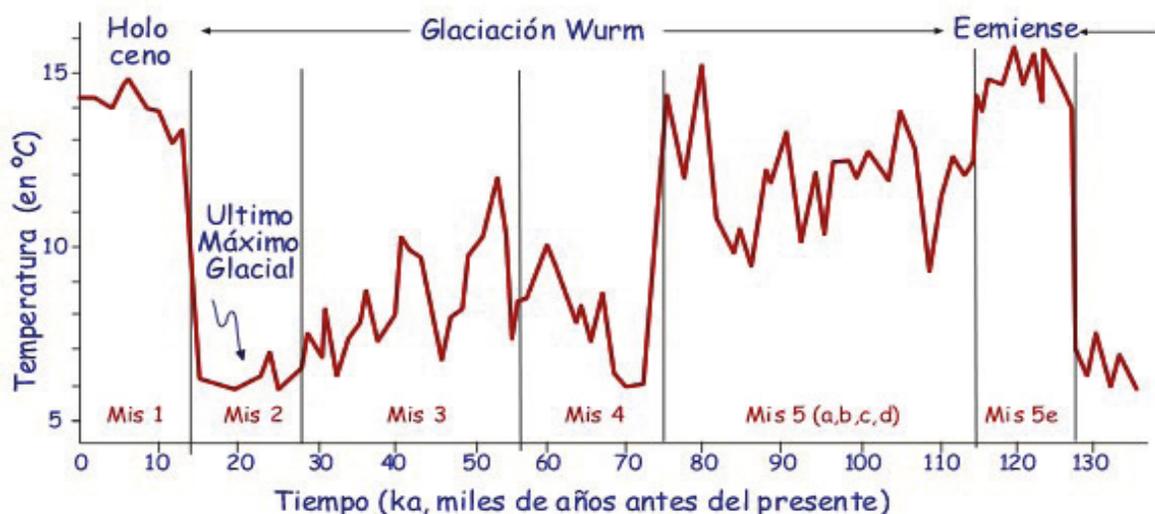


Figura 2.5: Representación gráfica de la escala temporal y la variación de la temperatura a escala global para los períodos glaciares recientes (Uriarte, 2003).

	CARA SUR DE LOS PIRINEOS Cuenca de la Alta Ribagorça (Vilaplana, 1983)			CARA NORTE DE LOS PIRINEOS Biscaye-Lourdes (Mardones, 1982)			
CRONOESTRATIGRAFIA	FASES GLACIALES	UNIDADES SEDIMENTARIAS	¹⁴ C DATACIÓN (BP)		UNIDADES CRONOESTRATIGRÁFIC	FASES GLACIALES	
HOLOCENO	POSTGLACIAL	Pont de Suert. Terraza 0 Crestas morrenicas recientes en el Circo de Salenques o de Bessiberri	5.420 ±130	10.860	interglacial	POSTGLACIAL	
PLEISTOCENO TARDÍO	TARDIGLACIAL	Morrenas glaciares de rocas y morrenas de fondo de circo	12.620 ±160		estadio 1	TARDIGLACIAL	
					estadio 2		
					estadio 3		
	GLACIAL	Fase 3 Último avance	Pont de Suert. Terraza T1 Ice-terminal till Bc. Bessiberri	20.930 ±310	15.000 24.000 31.900	Estadio II	GLACIARES DE MONTAÑA
		Fase 2 Post-máximo avance	Pont de Suert. Terraza T2 Ice-terminal till Seminari de Vllaller			Estadio I	
		Fase 1 Máximo avance	Estabilización Glacial			Pont de Suert. Terraza T3 Ice-lateral till Llestui, Senet, Artiga, Erill y Tauli	
Expansión Glacial		Pont de Suert. Terraza T4 Ice-terminal till Sant Antoni y Grilló		45.000 50-70.000	Interestadio Biscaye último máximo Glacial		
PLEISTOCENO MEDIO	INTERGLACIAL	Depósito Coluvial Bc. Artiga					
	GLACIAL	Pont de Suert. Terraza T5					

Figura 2.6: Estratigrafía del cuaternario y cronología glacial de la cuenca de la Alta Ribagorça y su correlación con la cronología glacial en el área de Lourdes (Francia) en Vilaplana (1983).

Los depósitos glaciares se han sucedido en los distintos pulsos en progresión o en regresión y en la actualidad se muestran con claridad en forma de hombreras suspendidas en los laterales de los valles y otros depósitos más caóticos en morrenas frontales más o menos retrabajados por deslizamientos y/o la torrencialidad.

Los glaciares de Tort y de la Ribagorçana, coincidentes con las cabeceras de las cuencas de los ríos del mismo nombre, surcaron particularmente el área de estudio con depósitos glaciares, fluvio-glaciares y glacio-lacustres por lo general poco estudiados ofreciendo una marcada forma en "U" de sus valles (Figura 2.6, Figura 2.7 y Foto 2.1).

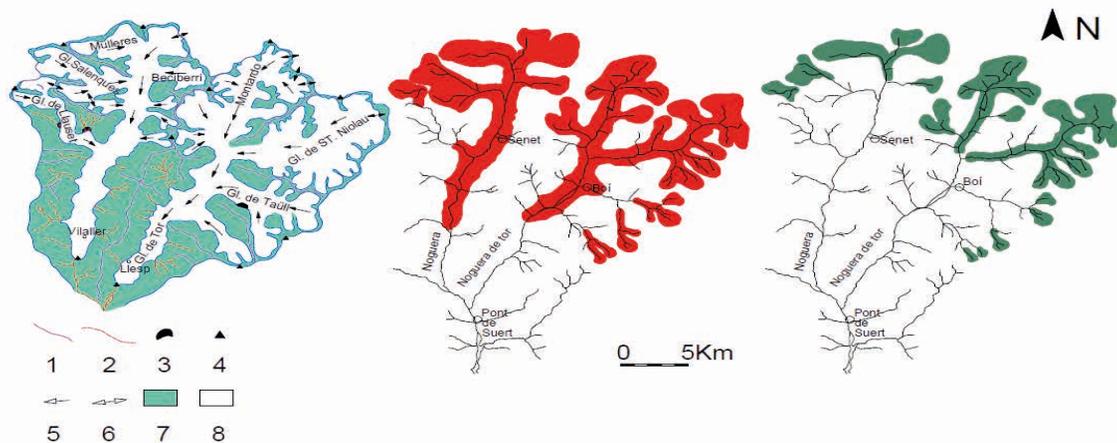


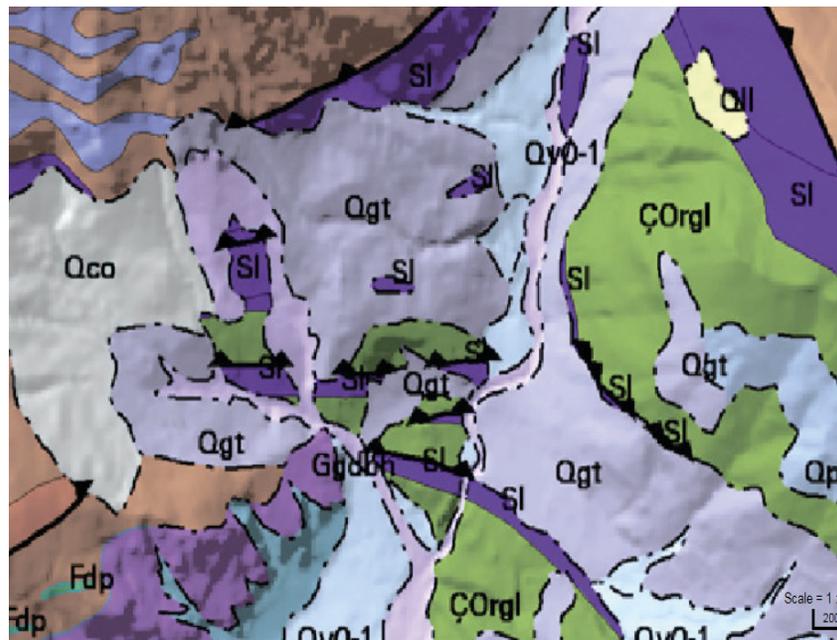
Figura 2.7: Representación particular de la extensión de los glaciares de la Ribagorçana y de Tort en el último máximo glacial (fase 1, 2 y 3 de izquierda a derecha). Leyenda de la figura izquierda: 1. Límite de la cuenca glaciar; 2. Cursos de agua; 3. Lagos por obstrucción; 4. Principales picos; 5. Sentido del flujo del hielo glaciar; 6. Transfluencia glaciar; 7. Lecho rocoso; 8. Glaciar extraído de Vilaplana (1983).



Foto 2.1: Vista aérea (Google earth) y vista oblicua del fondo del valle de Boí y la morfología clásica de valle en "U" propia de la erosión glaciar (fuente propia).

4. GEOLOGÍA DE LA CUENCA DE ERILL

El sustrato geológico del Valle de Boí es de naturaleza diversa. La parte más alta de la cuenca y hasta la altura de la Farga es granodiorítico. Posteriormente y coincidiendo con las morfologías más angulosas afloran los materiales devónicos, formados por calizas, calco-esquistos y calizas "griotte", alternando con niveles pizarrosos. Las pendientes más suaves como la cara sur de Taüll o Durro se corresponden normalmente a pizarras y areniscas del cambro-ordovício y pizarras negras del silúrico (Figura 2.8).



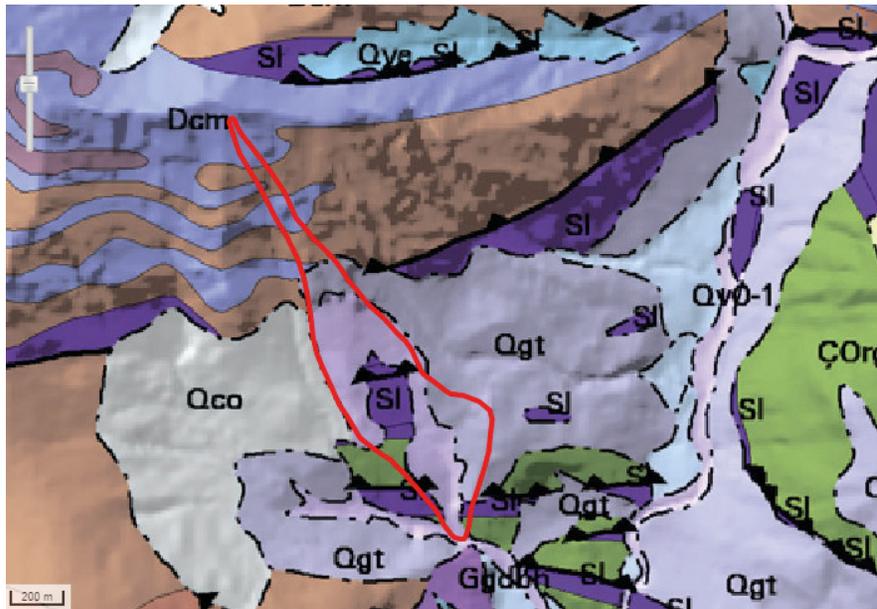


Figura 2.8: Geología de la zona; la cuenca de Erill se sitúa con el controno delimitado en rojo. Sl (silúrico), Qco (gravas del cuaternario de origen incierto), Qgt (depósito de till glaciar). Fuente: ICGC.

Los materiales cuaternarios son básicamente de origen glaciar y periglacial. Entre los tills se distinguen los sub-glacial y los supra-glacial, aunque predominan los primeros (Vilaplana, 1982 y 1983). Los tills sub-subglacial contienen una importante matriz arcillosa de color gris-azulado y se relacionan genéticamente con el proceso confinamiento basal aunque puntualmente se observan también los resultantes del proceso de ablación. Los till supra-glaciales escasamente compactados de matriz limo-arenosa de color beige-marrón con clastos angulosos o muy angulosos de litología local-próxima y relacionados con movimientos en masa.

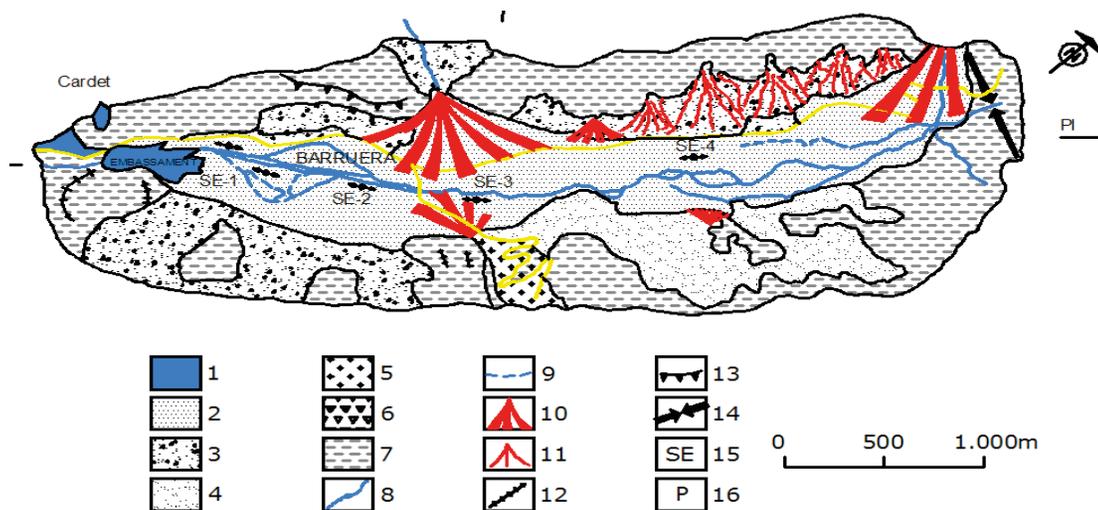


Figura 2.9: Esquema-Geomorfológico de la cubeta de Barruera (Modificado Vilaplana, 1982 y 1983). 1. Embalse; 2. Aluviones; 3. Canchal de detritus de ladera relict; 4. Canchal de detritus de ladera funcional; 5. Depósitos morrénicos; 6. Desprendimiento de rocas; 7. Sustrato rocoso; 8. Río; 9. Canal fluvial abandonado; 10. Cono de deyección fluvio-torrencial; 11. Cono canchal de detritus funcional; 12. Barra rocosa; 13. Pared rocosa; 14. Linde rocosa; 15. Sondeo eléctrico; 16. Dirección del perfil.

El fondo del valle “cubeta de Barruera”, ha sido colmatado por materiales propios de depósito lacustre, fluvial y aluvial producto del relleno tras la retirada glaciar. Aunque no hay prácticamente afloramientos de estos materiales en el valle, mediante sondeos eléctricos que medían la resistividad se distinguieron materiales que van de lutitas a gravas gruesas asociados a estos procesos sedimentarios (Vilaplana, 1982 y 1983).

Los materiales transportados por flujos torrenciales y corrientes de derrubios en el Barranco de Erill, por su proximidad, probablemente han contribuido al relleno con material más grueso de la cubeta de Barruera. Se considera que la evolución de esta cubeta ha seguido las siguientes fases (Vilaplana, 1982 y 1983): **Fase I:**

Excavación de la cubeta durante el máximo glacial. **Fase 2:** Sedimentación glacio-lacustre. Empieza con la retirada del glaciar. Se trataría de un ambiente lacustre pro-glacial, con una tasa y velocidad de sedimentación importante, que correspondería con el tiempo glacial tardío. **Fase 3:** Sedimentación fluvio-torrencial. Comenzaría al final de la fase anterior y sería aquella durante la cual se construyen los conos de deyección procedentes de los torrentes laterales donde se hallan acumulaciones morrénicas. En esta tercera fase hay que considerar además la dinámica fluvial de alta energía fruto de avenidas del río principal Noguera de Tort.

Se considera pues que los tres grandes conos aluviales que alimentan la cubeta glacial de Barruera, que son el del Barranco d'Erill, el del Riu de Barruera y el del Barranc de Durro se han edificado a expensas de la degradación torrencial de las morrenas laterales (Figura 2.10).

5. DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA DEL TILL DE ERILL

La serie sedimentaria de origen glacial del Barranc de Erill yace básicamente sobre materiales cuarcíticos y pizarrosos del Cambro-Ordovícico a excepción de la parte más alta que se corresponde con las pizarras negras y bituminosas del Silúrico y los mármoles del Devónico.

Como punto de partida para este trabajo se considera un apilamiento estratigráfico como muestra el corte de la Figura 2.10.

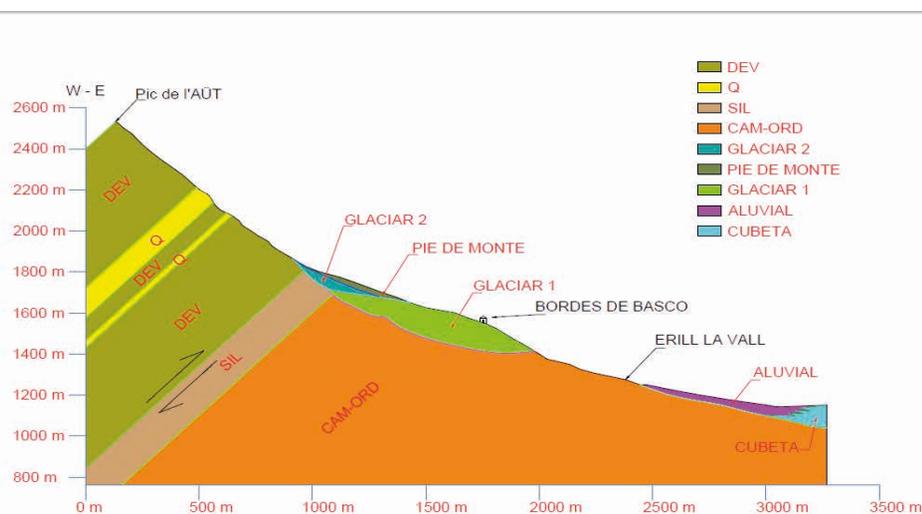


Figura 2.10: Sección geológica transversal simplificada de los materiales involucrados en la cuenca del Barranco de Erill. Fuente: propia.

Los materiales que han dado lugar a los grandes deslizamientos y corrientes de derrubios en el Barranco de Erill se corresponden con la removilización de esta serie sedimentaria del tipo Till glacial (GLACIAR I en Figura 2.10) constituida básicamente según (Vilaplana, 1982 y 1983) por:

Unidad Inferior: Diamictita compacta de matriz limo-arenosa, de color gris claro. Soporta bloques, cantos rodados y gravas glaciagénicas de granito, esquisto y cuarcita. Hay un nivel lenticular de arenas donde puede apreciarse una alternancia de niveles lutíticos y arenosos con la laminación deformada. En la parte alta de esta unidad la matriz se vuelve arenosa, con niveles de lutitas laminadas y gravas lavadas, y la disposición de los bloques morrénicos es a contrapendiente.

Unidad Intermedia: Esta unidad (Figura 2.11) se dispone en contacto erosivo sobre la unidad inferior. Está formada por un sedimento compacto con matriz lutítica gris-azulada, con cantos rodados y gravas estriadas. La litología es en este caso idéntica a la de la unidad inferior. Hay bloques que por su disposición siguiendo un plano inclinado hacia el valle indican una estructura de plano de cizalla producido sub-glacialmente por la compresión del glaciar. La matriz con un alto contenido en finos superior al 35% y que mediante análisis al microscopio óptico y electrónico muestra nos revela una abundancia de filosilicatos en engloban pequeños litoclastos de

morfología subangulosa. Mineralógicamente un elevado número de minerales de la arcilla coexistiendo con litoclastos cuarzo y calcita.

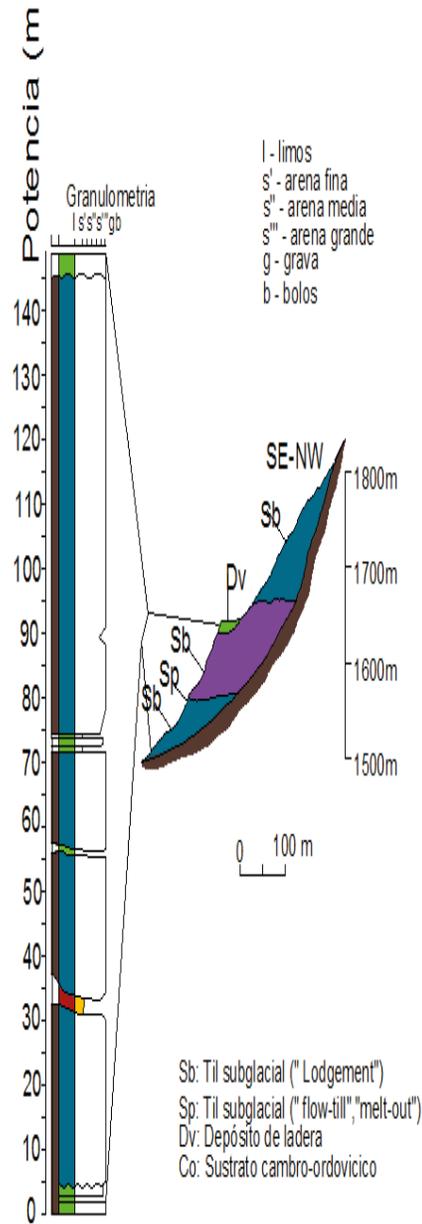


Figura 2.11: Columna estratigráfica de la unidad intermedia (Vilaplana, 1982 y 1983)



Foto 2.2: Detalle de los materiales constituyentes de la Unidad Intermedia. Fuente: Propia

Justo en la parte más alta y coincidiendo con los llanos de “Les Bordes d’Erill” puede apreciarse un nivel de escasa potencia asociada a formación superficial de ladera, que pudiera interpretarse como removilización de depósitos morrénicos de glaciaciones anteriores (Foto 2.2).

Unidad Superior: La unidad más alta está formada por depósitos petrológicamente, texturalmente y estructuralmente equivalentes a la parte más alta de la unidad inferior.

Coincidente con el contacto de la Unidad superior y también, aunque con menos claridad, en la Unidad intermedia con el sustrato paleozoico del cambro-ordovícico puede observarse y localizarse un conjunto de materiales que por la textura y disposición bien podrían corresponder a depósitos supraglaciares, anteriores en edad al depósito de la unidad superior e intermedia. No es el objeto de este trabajo sin embargo se destaca por la importancia que este aspecto puede tener en la caracterización de un modelo hidrológico de la cuenca.

6. ESTUDIO ESPECÍFICO DE LA CUENCA

Son varias las campañas realizadas y diferentes los métodos que se han aplicado para obtener una adecuada caracterización geológica-geotécnica de los materiales detríticos involucrados en los movimientos en masa ocurridos en la cuenca. Es por ello que se relatan los métodos y resultados obtenidos.

6.1 DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA

Con la intención de identificar y caracterizar los materiales constituyentes de la Unidad Intermedia hemos realizado un sondeo a rotación en el llano de Les Bordes, de 55 metros de profundidad, hasta cerciorar empotramiento en profundidad en el zócalo Cambro-Ordovícico (ver Figura 2.12). De la aplicación de los resultados piezométricos al modelo hidrológico (ver en Capítulo 6.2) se desprende un apilamiento estratigráfico más complejo que el de partida donde una cuña de material posiblemente retrabajado entre pulsos glaciares generaría una cuña de alta permeabilidad en contacto con el zócalo. (Figura 2.13).

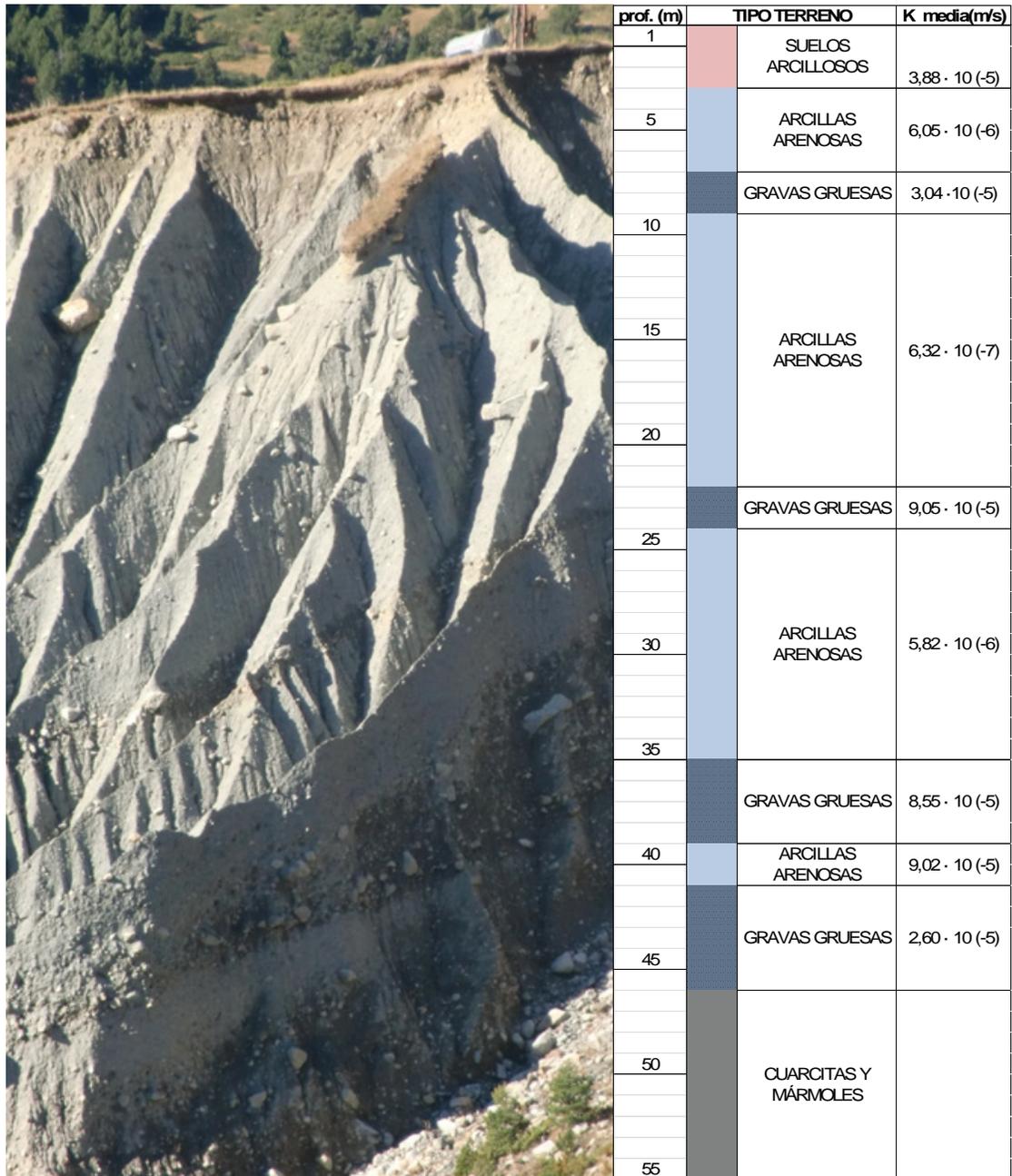


Figura 2.12: Columna litológica obtenida a partir de los testigos del sondeo, valores de permeabilidad y posición de los piezómetros (que coinciden con el nivel de gravas gruesas).

Se han instalado piezómetros en los niveles de gravas con el objetivo de registrar variaciones de presión propias de la circulación de agua a través de niveles preferentes y favorables de mayor permeabilidad relativa. Los tres piezómetros superficiales equivalentes a profundidades de 3, 9 y 23 metros se han instalado en la base de la capa coincidiendo con el contacto con el material inferior de menor permeabilidad. Los 2 piezómetros más profundos a 36 y 44 metros de profundidad se instalaron 2 metros por encima de la base de la capa previendo una importante columna y circulación de agua a favor del contacto con el zócalo paleozoico.

Como discusión del trabajo de campo y del sondeo se ha definido el siguiente modelo geológico:

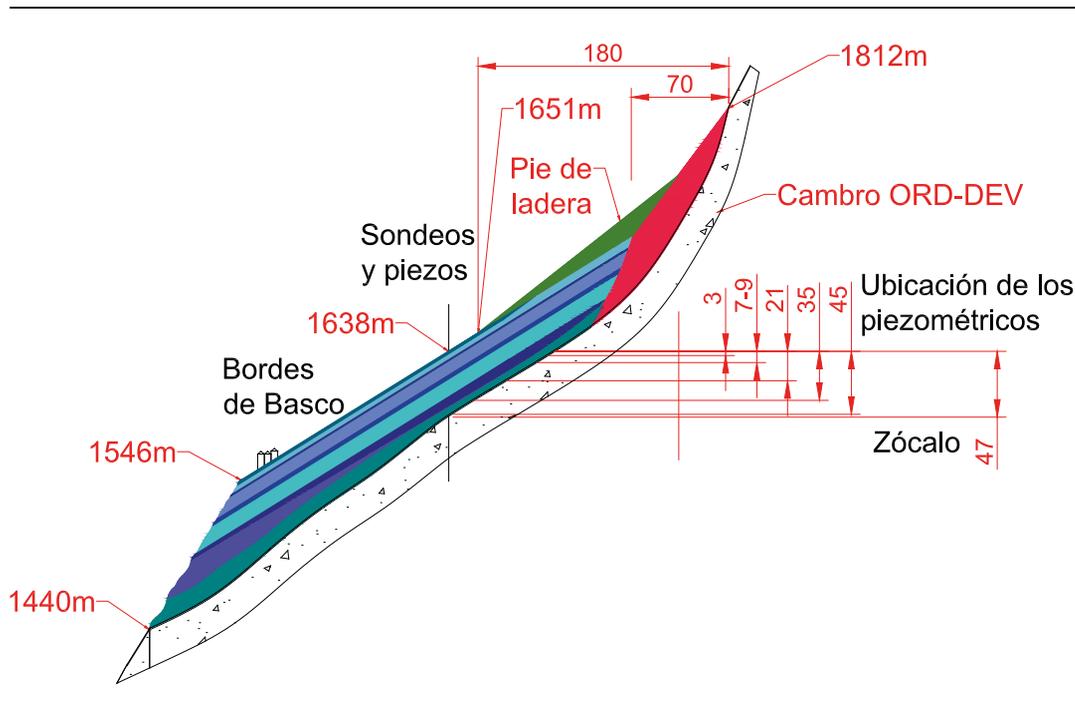


Figura 2.13: Modelo geológico simplificado del Barranco de Erill obtenido y seleccionado de la recreación de escenarios mediante integración de los datos piezométricos propios y modelo hidrológico (capítulo 6.2) considerando la presencia de una cuña de gravas adicional a la descrita por Vilaplana (1982 y 1983) en el contacto de la unidad Superior e Intermedia con el sustrato.

6.2 ENSAYOS DE PERMEABILIDAD IN-SITU

Durante la maniobra de perforación se han realizado varios ensayos tipo Lefranc para caracterizar, desde el punto de vista de la permeabilidad, los distintos niveles involucrados.

Los niveles que han sido considerados “característicos” desde el punto de vista de la diferencia con el conjunto homogéneo del till se han dotado con un piezómetro de cuerda vibrante debidamente sellado y comunicado vía cable con la superficie.

Se entiende como permeabilidad la cualidad del terreno que permite el flujo de agua o de otro fluido a través de su seno.

Se considera aceptable para este trabajo admitir la ley de Darcy para estudiar únicamente problemas de flujo laminar de agua en suelos saturados. El caudal de agua a través de una sección de área unidad es denominada velocidad de descarga o simplemente velocidad “ v ”. Esta velocidad (menor siempre que la velocidad media real del agua en el terreno) se considera proporcional al gradiente hidráulico “ i ” definido como se indica en el párrafo siguiente. El coeficiente de proporcionalidad, cambiado de signo, se denomina “coeficiente de permeabilidad” y se representa usualmente con la letra “ k ”.

$$v = -k * i$$

El gradiente “ i ” es la derivada espacial del potencial escalar, Φ , que en los problemas geotécnicos se define:

$$\Phi = \frac{u}{\gamma_w} + z$$

Donde:

γ_w = peso específico del agua.

u = presión del agua intersticial.

z = cota del agua sobre un plano horizontal de referencia.

El ensayo de Lefranc o ensayo de carga constante o variable; se lo emplea para medir el **coeficiente de permeabilidad** en **suelos permeables o semipermeables, de tipo granular**, situados por debajo del nivel freático y en materiales granulares y/o rocas muy fracturadas. Consiste en rellenar de agua el sondeo y medir el caudal que se necesita para mantener constante el nivel (ensayo a régimen permanente); o se mide la velocidad de descenso del nivel de agua (ensayo a régimen variable).

Se mide el caudal de admisión cada 5 minutos manteniendo en la boca del sondeo el nivel constante durante 45 minutos. Si la admisión es muy alta, se mide por minuto durante 20 minutos y luego cada 5 minutos hasta completar los 45'.

Este ensayo, antes de medir tiempos y caudales, requiere que el sondeo se llene de agua, controlando que el aire es expulsado y luego se estabiliza el nivel y velocidad de descenso, lo cual indica que ya se ha logrado el régimen permanente.

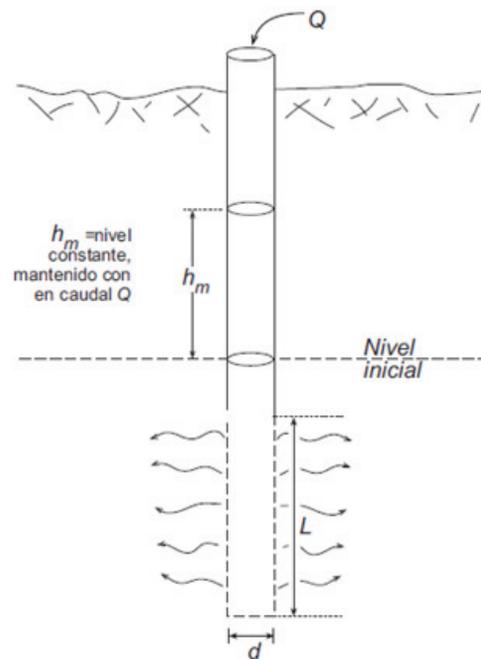


Figura 2.14: Esquema del funcionamiento general de un ensayo Lefranc por aportación de agua.

Las permeabilidades características obtenidas de los ensayos en Erill son todas ellas especialmente bajas entre los $6,32 \times 10^{-7}$ m/s de las arcillas arenosas como más bajos a los $2,60 \times 10^{-5}$ m/s de las gravas gruesas, con diferencias máximas de 2 órdenes de magnitud. Si bien se es consciente de la puntual localización del sondeo los valores obtenidos se utilizaran como base para modelizar el comportamiento hidrológico del depósito (Figura 2.14).

6.3 CARACTERIZACIÓN DE LOS MATERIALES MEDIANTE ENSAYO DE LABORATORIO

En fecha 30/08/2012 se tomó cinco muestras de los materiales del till de Erill que el 31/08/2012 fueron analizadas por parte del laboratorio ICEC CONTROL QUALITAT D'OBRES S.L.

6.3.1. HUMEDAD Y GRADO DE SATURACIÓN

Se denomina “humedad” de un terreno al cociente entre el peso del agua y el peso del terreno seco. Se puede expresar esta relación en tanto por uno o en tanto por ciento. Cuando todos los huecos del terreno están llenos de agua la humedad correspondiente es la “humedad de saturación”. Por debajo del nivel freático el terreno suele estar saturado, mientras que en sus proximidades o por encima suele estar parcialmente saturado. El grado de saturación “ S_r ” mide, en una escala de 1 a 100, el porcentaje de huecos que están llenos de agua y que coincide con el cociente entre la “humedad” y la “humedad de saturación” multiplicado por cien. En ocasiones el grado de saturación se expresa en tanto por 1 en lugar de en tanto por ciento.

Se tomaron 5 sacos de muestras de material de la superficie del escarpe equivalentes a los niveles auscultados en el sondeo y con ellos se determinó la humedad mediante secado en estufa, s/UNE 103300:1993. Los resultados obtenidos van de 0,3% el menor a 0,9 % el mayor en humedad higroscópica.

Los datos obtenidos serán de utilidad para la caracterización de materiales en la modelización del comportamiento a rotura del macizo-morrena (Figura 2.15 y Tabla 2.2).

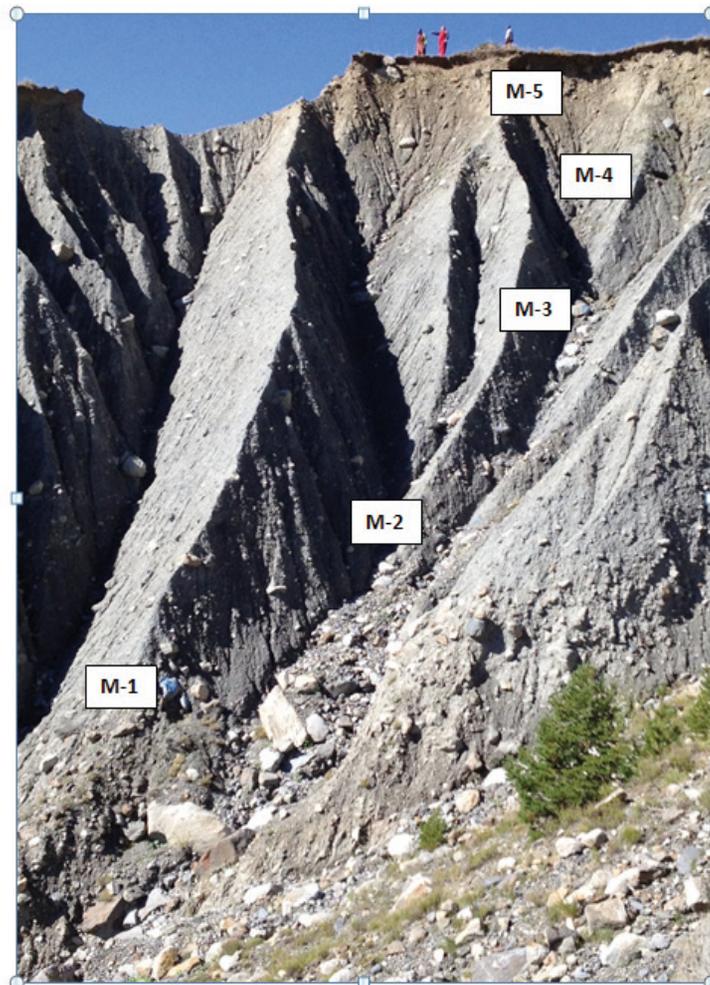


Figura 2.15: Posición de los puntos de donde se tomaron las muestras de material.

Tabla 2.2: Resultados obtenidos de la determinación de la humedad mediante secado en estufa, s/UNE 103300:1993

muestra	profundidad	% HUMEDAD HIGROSCÓPICA
M-5	3 m	0,9
M-4	7 m	0,4
M-3	15 m	0,4
M-2	27 m	0,3
M-1	33 m	0,3

6.3.2. ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO Y PLASTICIDAD

El objetivo de estos ensayos era determinar su composición granulométrica así como determinar el grado de plasticidad de estos materiales. Las muestras se tomaron en el propio escarpe, tras un saneo previo del frente alterado, mediante técnicas de trabajo acrobático en altura.

El análisis granulométrico por tamizado se basó en la norma s/UNE 103101:1995. La separación de las partículas de distintos tamaños de los suelos en laboratorio y la determinación de su proporción relativa en el total de la muestra permite conocer ciertos aspectos del comportamiento. En el análisis de distintos problemas geotécnicos es relativamente frecuente utilizar los siguientes tamaños y proporciones deducidos de la curva granulométrica (Tabla 2.3 y Figura 2.16).

D_{máx} = tamaño máximo.

D_x = tamaño del tamiz que deja pasar el x por ciento del suelo. Son particularmente interesantes D85, D60, D50, D15 y D10.

Diámetro eficaz = se suele llamar así al D10.

Porcentaje de finos = tanto por ciento del suelo que pasa por el tamiz 0,080 UNE cuya apertura de malla es 0,080 mm.

Contenido en arcillas = se denomina así al porcentaje del suelo que, en ensayos granulométricos por sedimentación, tiene un diámetro aparente inferior a dos micras. En algunos trabajos ese tamaño se fija en cinco micras.

Coefficiente de uniformidad = es el cociente D60/D10.

En función de los tamaños de partículas, D, los suelos se clasifican en:

- a. Gravas $D \geq 2$ mm.
- b. Arenas $2 \text{ mm} > D > 0,08$ mm.
- c. Limos $0,08 \text{ mm} \geq D > 0,002$ mm.
- d. Arcillas $D \leq 0,002$ mm.

Tabla 2.3: Resultados obtenidos del análisis granulométrico por tamizado, s/UNE 103101:1995.

muestra	prof.	TAMIZ U.N.E	125	100	63	40	20	10	8	4	2	0,4	0,08	0,063
M-5	3 m	% que pasa	100,0	100,0	84,2	79,1	59,5	49,7	47,4	41,2	37,1	26,1	16,6	15,6
M-4	7 m		100,0	91,2	85,9	77,5	69,4	66,8	58,6	52,5	38,3	34,5	23,2	21,3
M-3	15 m		100,0	92,8	92,8	82,4	75,2	72,8	65,4	60,5	48,9	45,8	38,6	37,2
M-2	27 m	% que pasa	100,0	73,0	73,0	67,2	58,9	55,5	46,8	40,0	31,7	29,7	24,8	23,8
M-1	33 m		100,0	77,2	68,0	65,7	55,1	45,2	42,5	36,0	31,5	20,3	13,5	12,8

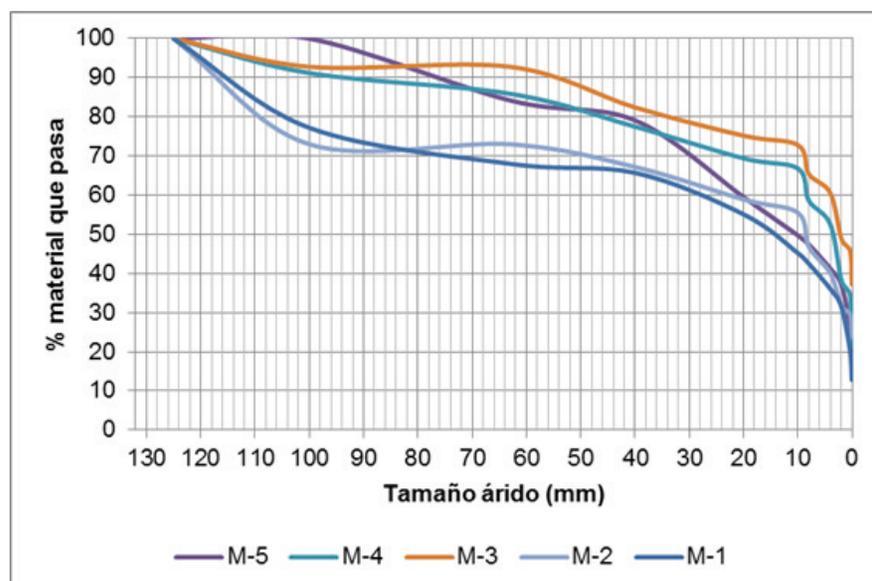


Figura 2.16: Representación gráfica de los resultados obtenidos del análisis granulométrico por tamizado, s/UNE 103101:1995

6.3.3. PLASTICIDAD

El cambio de propiedades de los suelos arcillosos a medida que su humedad aumenta se suele caracterizar por dos estados límite, denominados límites de Atterberg.

- ◆ Límite plástico, LP: humedad mínima del suelo en estado semisaturado que permite su moldeo sin que aparezcan grietas.
- ◆ Límite líquido, LL: humedad del suelo en estado saturado que le hace comportarse como un fluido viscoso.

La determinación de las humedades correspondientes a esos dos estados límite es un ensayo rutinario en todos los laboratorios de suelos.

El rango de humedades entre esos dos comportamientos se mide mediante el:

$$\text{Índice de plasticidad, IP} = \text{LL} - \text{LP}$$

Un determinado suelo arcilloso puede encontrarse con humedades variables entre esos dos estados límite o incluso más allá de cualquiera de ellos. La situación relativa de la humedad, w , respecto a esos estados límite se mide con los siguientes índices:

$$\text{Índice de fluidez} = \text{IF} = \frac{w - \text{LP}}{\text{IP}}$$

$$\text{Índice de consistencia} = \text{IC} = \frac{\text{LL} - w}{\text{IP}}$$

Estos cinco datos asociados a suelos arcillosos no suelen ser parámetros de cálculo. Son utilizados sin embargo para correlacionar propiedades e identificar distintos tipos de suelos (Tabla 2.4).

Tabla 2.4: Resultados obtenidos de la determinación de los límites de Atterberg, s/UNE 103103:94 y 103104:93.

muestra	prof.	PLASTICIDAD	
M-5	3 m	No plástica	
M-4	7 m	No plástica	
M-3	15 m	Límite Líquido	20,2
		Límite Plástico	13,3
		Índice Plasticidad	6,9
M-2	27 m	Límite Líquido	20,2
		Límite Plástico	13,7
		Índice Plasticidad	6,5
M-1	33 m	No plástica	

6.4. RESUMEN DE RESULTADOS

De los resultados obtenidos, y a falta de valores propios de corte directo que permitan una mejor caracterización mecánica de los materiales característicos, tomaremos los valores que se resumen en tabla siguiente como valores de partida para las modelización del comportamiento a rotura del macizo-morrena. De las permeabilidades obtenidas correlacionamos con propiedades mecánicas asociadas de distintos terrenos. Algunas características elementales de los suelos que pueden utilizarse para estimaciones previas (Tabla 2.5) (Soriano, 2005).

Tabla 2.5: Permeabilidades características y propiedades mecánicas asociadas de distintos terrenos.

	Tipo de suelos	Compacidad	Índice de poros ⁽²⁾	Cohesión (kPa)	Ángulo de Rozamiento (ϕ^0)	Módulo de deformación ⁽⁵⁾ drenado (MPa)	Coefficiente de permeabilidad ⁽³⁾ (cm/s)
Suelos granulares ⁽¹⁾	Gravas y arenas limpias (arenas > 10%)	Densa	0,25	0	45	100	10^{-2}
		Media	0,35	0	40	50	
		Floja	0,45	0	35	20	
		Muy floja	0,60	0	30	10	
	Gravas y arenas con algo de limos y/o arcillas (5-10%) ⁽⁴⁾	Densa	0,20	10	40	50	10^{-3}
		Media	0,30	5	35	20	
		Floja	0,40	2	30	10	
		Muy floja	0,60	0	27	5	
	Gravas y arenas con gran contenido en suelos finos (5-10%) ⁽⁴⁾	Densa	0,15	20	35	50	10^{-4}
		Media	0,25	10	30	20	
		Floja	0,35	5	27	10	
		Muy floja	0,50	0	25	5	
Reellenos artificiales	Banquetas de todo-uno vertidas y escolleras de granulometría continua (sucias)	Floja	0,50	0	40	10	1
		Muy floja	0,70	0	35	5	

Para permeabilidades menores tomamos la siguiente tabla como referencia con consistencias duras y medias, en base a la observación en terreno (Tabla 2.5).

Tabla 2.5: Continuación.

	Tipo de suelos	Consistencia	Índice de poros ⁽²⁾	Resis. al corte sin drenaje ⁽⁶⁾ (kPa)	Resistencia con drenaje C(kPa) (ϕ^0)	Módulo de deformación ⁽⁵⁾ drenado (MPa)	Coefficiente de permeabilidad ⁽³⁾ (cm/s)	
Suelos cohesivos	Limos de granulometría uniforme con algo de arena y arcilla	Dura o firme	0,40	100	50	30	10^{-6}	
		Media	0,60	60	20	25		
		Blanda	0,80	20	10	20		
		Muy blanda	1	10	0	18		
	Arcilla y limos arcillosos. Pueden contener gravas y/o arenas en proporciones menores del 70%	Dura o firme	0,35	>100	50	28	50	10^{-8}
		Media	0,50	80	20	23	20	
		Blanda	0,70	40	10	19	5	
		Muy blanda	1	20	0	15	1	

Algunas características elementales de los suelos que pueden utilizarse para estimaciones previas.

Considerando Además que los suelos con contenidos apreciables de materia orgánica tienen características mecánicas mucho más pobres que las indicadas en esta tabla.

(1) Los suelos calcáreos, particularmente los conchíferos o coralinos, pueden tener ángulos de rozamiento claramente más bajos, en particular para presiones altas (cargas de hundimiento por punta de pilotes).

(2) Para calcular pesos específicos puede utilizarse un peso específico relativo de las partículas igual a 2,7.

(3) Los coeficientes de permeabilidad indicados son únicamente un valor típico. Suelos que obedecen a una misma descripción preliminar pueden tener permeabilidades dos e incluso tres órdenes de magnitud diferentes a los indicados.

(4) El contenido en finos se refiere al porcentaje que pasa por el tamiz 0,008 UNE.

(5) El módulo de Poisson puede tomarse entre 0,30 para los suelos densos y 0,40 para los más flojos o blandos.

(6) La resistencia al corte sin drenaje de suelos arcillosos normalmente consolidados depende de la presión vertical efectiva.

Como podrá verse en el Capítulo 6.2 la aplicación en el modelo hidrológico de los valores obtenidos de los ensayos Lefranc en el barranc de Erill no generan presiones del orden de magnitud de los medidos mediante la auscultación piezométrica. Sin embargo, aplicando los asignados por Soriano a gravas y arenas, con gran contenido en suelos finos y limos de granulometría uniforme con algo de arena y arcilla, se obtienen los valores de presión medidos. Se justifica la diferencia por tratarse de valores obtenidos en el momento del sondeo en una posición muy próxima a la del escarpe de la ladera que pudiera influir en una permeabilidad aparente mayor.

7. DESCRIPCIÓN CLIMATOLÓGICA

La zona Central de los Pirineos tiene una precipitación anual media de entre 1000 y 1400 mm/año (Novoa, 1984). Cuando se piensa en las precipitaciones torrenciales en Pirineos se citan irremediamente todos aquellos episodios más graves cuyo recuerdo permanece largo tiempo en la memoria colectiva como así han sido los eventos de 1907, 1937 y 1982. Sin duda alguna estos episodios citados han sido en cuanto a daños producidos los de mayor importancia y de ahí nos viene el recuerdo, sin embargo no es menos cierto que su continuada mención ha contribuido a infravalorar la frecuencia de las precipitaciones torrenciales, al olvidar episodios menores o con escasas consecuencias, pero de una alta intensidad.

A falta de una red de estaciones meteorológicas suficientemente densa para cubrir el quebrado territorio catalán a una escala de detalle, el análisis de los registros pluviométricos diarios permite valorar la incidencia de las precipitaciones más copiosas. Utilizando el umbral de los 100 mm/día, que en el área mediterránea española muy rara vez no da problemas, el número anual de casos en Cataluña puede estimarse en unos 5, es decir, cada año en unos cinco días, en promedio, en uno u otro observatorio se supera el citado umbral (Martín Vide, 2000). Con base en un centenar de observatorios Martín Vide, (1998) concluía que en 71 de ellos las cantidades máximas diarias, en un año, para un período de retomo de 10 años superan los 100 mm, en algunos casos en cuantía notable (8 observatorios rebasan los 160 mm, de los cuales uno supera el umbral de los 200 mm). En resumen, unos dos tercios del territorio catalán, aproximadamente, registran un centenar o más de milímetros en una jornada una vez cada 10 años. Sin contar aquellos eventos de muy alta intensidad horaria o en intervalos menores que sin totalizar el centenar de milímetros, de los que cada año hay prácticamente en todos los observatorios, en algún momento, se rebasa el umbral de intensidad instantánea de 1 mm/min (Llasat, 1998).

Es en otoño cuando se dan el mayor número de las precipitaciones torrenciales, pero no con exclusividad. En cuanto a la persistencia de los días lluviosos es relativamente baja si consideramos la totalidad del territorio. Las secuencias de días lluviosos consecutivos son escasas, más aún los días con cantidades destacadas. El caso es que, como es bien conocido, los chubascos de alta intensidad pluviométrica acostumbran a durar muy poco tiempo. Su naturaleza convectiva limita su duración a la de la fase de madurez de la célula correspondiente, a menudo inferior a media hora. Cuando se contemplan episodios de precipitaciones torrenciales más generalizados, rara vez persisten en Cataluña más de dos días en una misma comarca, fruto de unas situaciones sinópticas poco persistentes y de unos procesos mesoescálicos, a menudo con efectos pluviométricos locales.

Es muy difícil vincular todos los episodios torrenciales ocurridos en los Pirineos a una única situación sinóptica y pueden ser de características muy diversas. Si nos concentramos únicamente en la extensión y duración es posible distinguir por los menos 3 tipos de eventos (según Llasat, 1998 y Corominas et al. 2002):

Tipo 1.- Los eventos generados por episodios de lluvia de alta intensidad pluviométrica muy localizados y de escasa duración (<3 horas), usualmente asociados a tormentas unicelulares o multicelulares (Llasat, 1991), como es el caso típico de las tormentas de verano registradas en los Pirineos cuando se produce el paso de un frente frío en el sentido NW-SE, con circulación de componente NNE en superficie y NW a 500 hPa (Llasat, 1998).

Tipo 2.- En el extremo opuesto pudiéramos encontrar los episodios de intensidad moderada pero de considerable duración. En el caso de Cataluña son los menos frecuentes y suelen registrarse en invierno. Este fue el caso del temporal que se produjo a finales del mes de enero de 1996 y que dio lugar a algunas avenidas en la cuenca del Ebro. La situación sinóptica suele incluir también el paso de un frente frío procedente del oeste o de una depresión al sur de Cataluña, con entrada de vientos del S-SE, o bien, puede estar relacionados con una marcada situación de levante (Llasat, 1998). Estos pueden producir precipitaciones diarias superiores a 150 mm.

Tipo 3.- Aquellos episodios de combinación entre los dos anteriores donde lluvias catastróficas de alta intensidad afectan a extensas áreas. Este podría ser el caso de 1982 y se caracterizan porque usualmente en superficie Cataluña se encuentra inmersa en un pantano barométrico con presiones relativamente altas al inicio del episodio, justo en el borde de un potente anticiclón centroeuropeo con una profunda depresión fría en la parte oeste de la Península, que favorece una advección del SE sobre la costa catalana. Mientras en altura la situación se caracteriza por una profunda vaguada con eje al W de Cataluña que propicia un flujo del SW y

que, unido a la dorsal anticiclónica, puede dar una situación en “omega”. Otra posibilidad, aunque mucho menos frecuente, es la presencia de una gota de aire frío que se extienda inferiormente hasta 850 hPa y que se sitúe sobre el centro de la Península Ibérica o al SW de Cataluña, favoreciendo la circulación de componente sur (Llasat, 1991 y Llasat y Puigcerver, 1994).

Para el estudio de los eventos torrenciales ocurridos en la cuenca del Barranco de Erill se han recopilado datos de precipitación procedentes de muy diversas fuentes con grado de precisión y fiabilidad muy diferente considerando la escala de cuenca de este trabajo. Es por ese motivo que lejos de intentar compararlos entre sí, pretendemos enumerarlos y enmarcarlos en el contexto de precipitación regional cuando ha sido posible.

Las hemerotecas y la bibliografía nos proponen que los mayores eventos ocurridos en el Siglo XX han sido los de 1907 y 1937 pero ambos han sido escasamente documentos con datos directos de medición por motivos distintos. Las cicatrices en el paisaje y en la memoria de los ancianos del Valle de Boí sugieren que ninguno de estos dos episodios en intensidad y magnitud ha vuelto a repetirse desde entonces.

7.1. INFORMACIÓN HISTÓRICA DE LAS CORRIENTES DE DERRUBIOS-DEBRIS FLOW EN ERILL

7.1.1. REGISTROS DE LLUVIA

Para la descripción de precipitación histórica a nivel comarcal se ha usado datos de precipitación diaria históricos de la cuenca aledaña a Erill por tratarse de la que dispone de mayor cantidad de datos en serie continua. Posteriormente para el análisis pormenorizado de precipitación histórica horaria mediante la aplicación de curvas ROC se usa una serie más completa obtenida a partir de la combinación de datos del propio Erill y Boí, así como de Senet y de otras series correlacionadas próximas. Se consiguen datos de precipitación diaria desde 1928 y de forma fragmentada hasta la actualidad, así información procedente de hemerotecas y publicaciones más recientes que constatan fechas precisas y datos diversos sobre las precipitaciones de trascendencia regional en este intervalo.

Paralelamente también se ha realizado una entrevista a los ancianos del Valle de Boí para tratar de determinar fechas, lugares, extensión de los depósitos, etc. que pudiesen aportar concreción a los datos generales de precipitación obtenidos de fuentes oficiales o aportar nuevos datos sobre episodios torrenciales locales.

Además a partir del año 2007 se han tomado datos directos de la propia cuenca mediante la instalación de una estación meteorológica automática en la propia cuenca capturando datos de precipitación horaria. Estos datos horarios conjuntamente con la toma de datos de auscultación mediante piezómetros en la cuenca y geófonos en el cauce han permitido constatar la relación entre precipitación y la generación de corrientes de derrubios para esta cuenca (ver capítulo XX).

Los datos meteorológicos de este trabajo han sido facilitados por AEMET (Agencia Estatal de Meteorología), ENDESA (Empresa Nacional de Energía) y METEOCAT (Servicio de Meteorología de Cataluña), además de los datos registrados directamente por la estación instalada en la propia cuenca del barranco de Erill.

Los datos de los que se dispone hasta el año 2005 son de precipitación diaria. No es hasta después de esta fecha y gracias a la estación instalada en la propia cuenca que se toman datos de precipitación horaria.

Tabla 2.6: Tabla resumen de la localización de las estaciones meteorológicas con datos disponibles.

ESTACIÓN METEOROLÓGICA	m.s.n.m.	longitud	latitud
ERILL-LA-VALL (9740A)	1.280	50..1	4231..
BOÍ CENTRAL (PR 9741)	1.096	48133	423022
SENET (PR 9734)	1.093	43561-43156	423238
VILALLER (9736)	960	42341-42134	422734
LLESP (PR 9744)	1.090	47101	422942

La precipitación anual media se sitúa en los 1081,6 mm, la mayoría en forma de lluvia, en base a los 58 años completos de los que se dispone datos. El año más seco de la serie fue 1998 con 526,2 mm y el más lluvioso 1977 con 1961,0 mm (Figura 2.17).

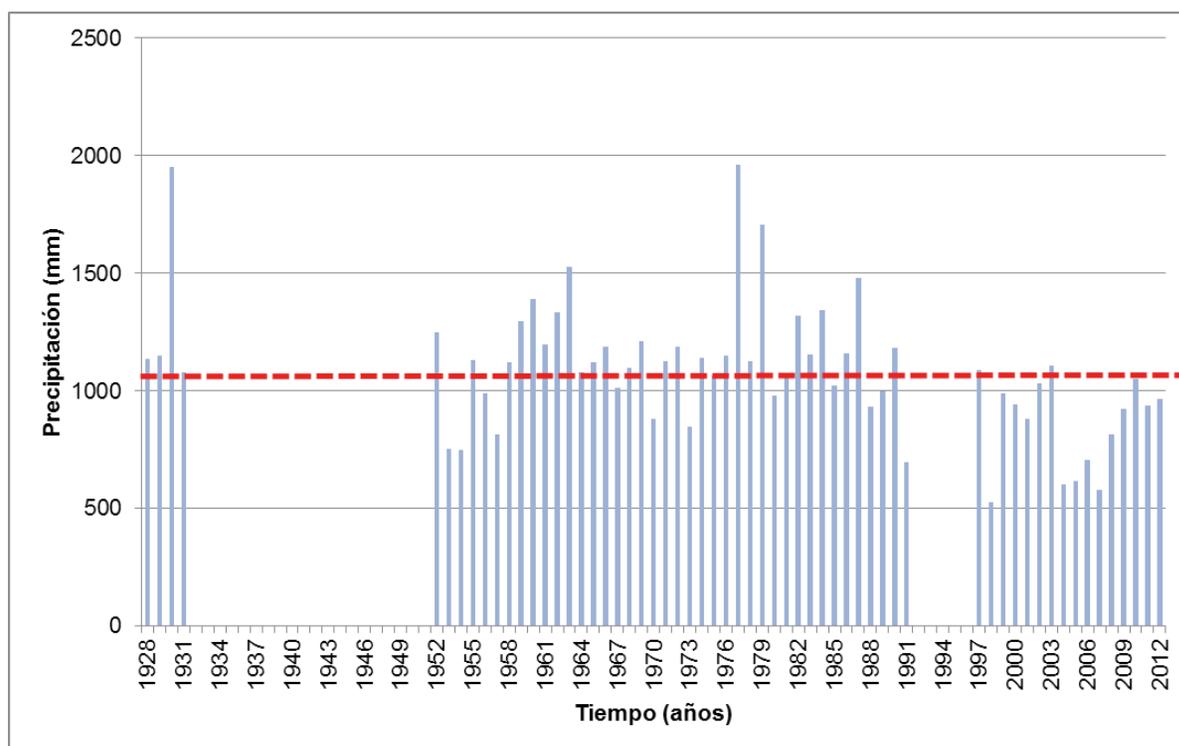


Figura 2.17: Representación de los valores anuales de precipitación disponibles de la serie histórica perteneciente a la estación meteorológica de Senet destacando en línea roja horizontal la media obtenida de entre todos ellos.

En base a la media podemos representar los diferenciales de precipitación como se muestra en la gráfica siguiente. Es destacable el régimen deficitario o de diferencial negativo de los últimos 8 años (Figura 2.18).

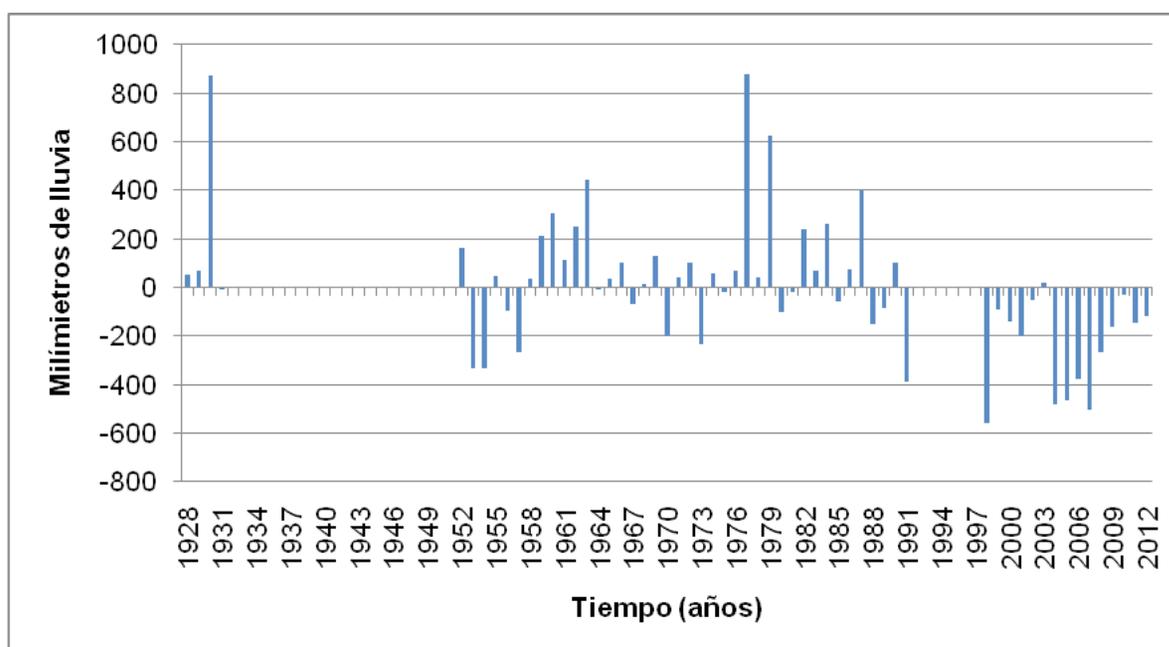


Figura 2.18: Representación de los valores diferenciales anuales de la serie histórica perteneciente a la estación meteorológica de Senet respecto a la media obtenida de entre todos ellos.

Los meses de primavera y otoño concentran la mayor precipitación. Sin embargo se puede observar que las medias de precipitación mensual entre los meses lluviosos y los secos no difieren más que en el doble y que la lluvia se reparte homogéneamente a lo largo de todo el año (Figura 2.19).

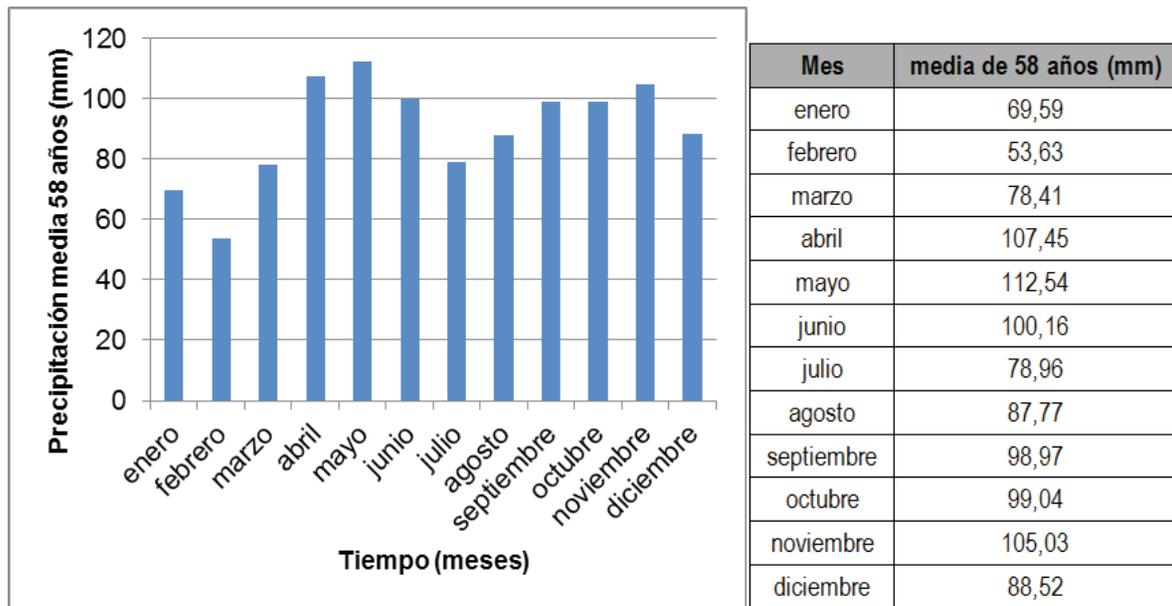


Figura 2.19: Representación de los valores de precipitación media mensual de la estación meteorológica de Senet de 58 años y tabla de valores.

En muchas ocasiones y de forma muy simplificada se asocian los años lluviosos (valores altos con respecto a la media anual) a la generación de grandes eventos en forma de corrientes de derrubios. Sin embargo la observación de la serie disponible en Erill no es en absoluto lo que muestra y así los episodios de corrientes de derrubios han ocurrido tanto en años donde la precipitación anual excedió la media anual como en otros considerados años especialmente secos en base a la media anual de precipitación. Es por eso que de entrada no se considera en este trabajo la media de la lluvia anual como buen predictor de eventos de corrientes de derrubios (Figura 2.20).

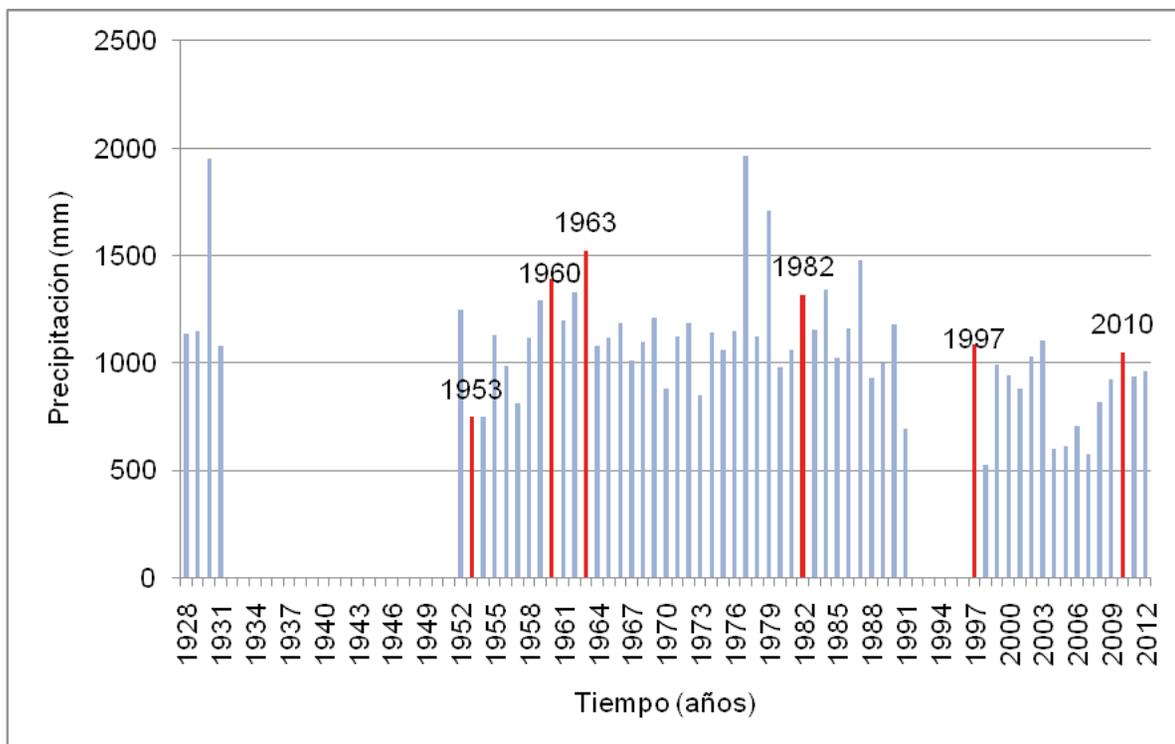


Figura 2.20: Valores de precipitación anual de la estación meteorológica de Senet destacando en rojo los valores de los años de los que se conoce trascendentes eventos en el Valle.

Los datos de precipitación obtenidos para este trabajo van a agruparse en tres bloques para permitir una gestión lógica teniendo en cuenta la disponibilidad de datos, el contraste de fuentes y la disparidad de métodos mediante los cuales fueron tomados u obtenidos. Así vamos a agrupar en primer término **los grandes eventos lluviosos de ámbito regional ocurridos durante el siglo XX** y que dieron lugar a grandes inundaciones y también a eventos de corrientes de derrubios en la zona, en segundo término **los eventos trascendentes de ámbito local** que en muchos casos no han podido ser corroborados por datos regionales y que han sido conocidos a partir de datos dispersos y/o indirectos y en tercer lugar los **eventos locales recientes auscultados**, que si bien han sido todos de escasa entidad, se dispone de datos horarios directamente tomados en la cuenca.

Para el análisis de **los grandes eventos de ámbito regional ocurridos durante el siglo XX** se tomarán básicamente datos de hemeroteca, acompañados de análisis, interpretaciones y modelizaciones realizados por otros investigadores, así como datos de precipitación directa (estaciones meteorológicas muy cercanas) cuando ha sido posible.

Los eventos trascendentes de ámbito local existen básicamente porque se recuerdan en el lugar pues su escaso desarrollo no ha permitido trascender en lo documental. Son conocidos a partir de datos muy dispersos y en la mayor parte de casos se documentan eventos en el territorio que bien podrían amparar que efectivamente se reunían las condiciones meteorológicas para que hubiesen ocurrido.

Los eventos locales recientes auscultados que han dado lugar a pequeñas corrientes de derrubios en ningún caso han alcanzado la entidad o volumen suficiente como para ser destacados al lado de los dos grupos anteriores, sin embargo de estos se dispone de datos directos de precipitación horaria que pueden permitir establecer una correlación entre precipitación y generación de flujo para el período de estudio.

7.2 EVENTOS HISTÓRICOS DE ÁMBITO REGIONAL OCURRIDOS DURANTE EL SIGLO XX

Se enmarcan en este punto los eventos de 1907, 1937 y 1982. Los datos de los que se dispone no son abundantes en términos de localización precisa y en menor cantidad cuanto más antiguos. Sin embargo coinciden todos los investigadores en que estos han sido sin lugar a dudas los mayores eventos del Siglo XX.

Con toda seguridad el mayor evento torrencial reciente ocurrido en el Valle de Boí fue el de **octubre de 1907**. Desconocemos la fecha exacta en la que se produjo el flujo torrencial y para concretar acotar las fechas probables debemos remitirnos a la información histórica regional donde hace referencia a las precipitaciones ocurridas entre el 15 y el 23 de octubre, generadores de importantes inundaciones en la cuenca del río Ebro, fruto de una lluvia de persistencia inusitada, con un probable acumulado superior a 200 mm, donde precipitaciones precedentes como la del 7-8 de octubre podrían haber agravado la situación (Balasch, C. et al. 2008).

Se desconocen los datos de precipitación en el Valle de Boí. Se sabe de la precipitación descrita por García-Faria (1908) en el Flamisell (Valle contiguo al Valle de Boí) y en Puigcerdà donde cayeron 62,4 mm entre el 20 y 23 de octubre de los cuales 40,8 mm concentrados en el día 21. Se sabe además de las mismas fuentes que entre el 1 y el 19 de ese mismo mes precipitaron 151,8 mm la mayor parte en forma de nieve.

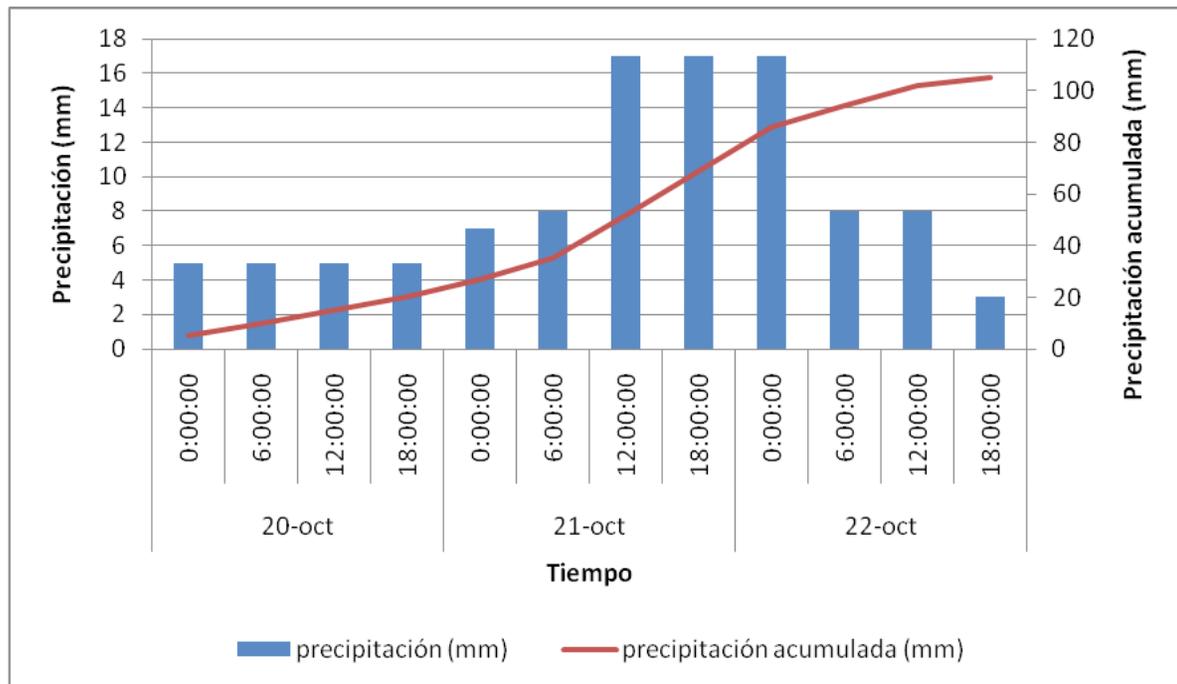


Figura 2.21: Distribución temporal hipotética de la precipitación entre el 20 y el 22 de octubre de 1907 en la subcuenca de la cabecera del río Flamisell. Corresponde a un hietograma de entrada de 105 mm en tres días. Basada en descripciones de García-Faria (1908) y en la lluvia tipo de Puigcerdà referida por el mismo autor. Tomado de Balasch, et al. 2008.

Por los datos que se disponen sabemos que la corriente de derrubios en el Barranco de Erill generada alcanza el fondo del Valle ocupando la mayor parte del área del cono aluvial. El pueblo de Erill se ve afectado por un flujo que denso que alcanza los límites exteriores del Cementerio de Santa Eulàlia de Erill y fluye en su parte más líquida por la totalidad de las calles del pueblo hasta la zona más baja (Figura 2.22).

En **octubre de 1937** nuevamente la lluvia causó importantes daños en la cara sur de los Pirineos y fueron especialmente dañinos en el Valle de Boí y valles vecinos. Las lluvias acumuladas entre los días 21 y 30 de octubre alcanzaron por ejemplo los 245 mm en Capdella (población vecina en valle contiguo de la Vall Fosca), sumados a las lluvias acaecidas entre el 1 y 6 del mismo mes donde ya se habían registrado 88 mm en el mismo observatorio de Capdella. El global del mes de octubre deja la zona con 200-300 mm y el triste rastro de las inundaciones (Balasch, C. et al. 2008). Se dispone de escasos datos sin embargo se conoce de la importancia de este evento en el valle con numerosos depósitos de materiales transportados por otros torrentes y de la muerte de un vecino de Taüll (Ton de Callet) arrastrado por el flujo torrencial del Barranco de Colomina (Tabla 2.7, Figura 2.22 y Figura 2.23).

Tabla 2.7: Fuente: Archivos FECSA y FEDA (Balasch, et al. 2008).

Precipitación Octubre 1937 (mm)	Precipitación Entre el día 1 al 6 (mm)	Precipitación Entre el día 21 al 30 (mm)	Total mensual (mm)
Gerri de la Sal	83	136	219
Baén	74	202	276
Escós	64	136	200
Estac	74	160	234
Capdella	88	245	333
Talarn	64	146	210
Engolasters (AND)	67	231	298

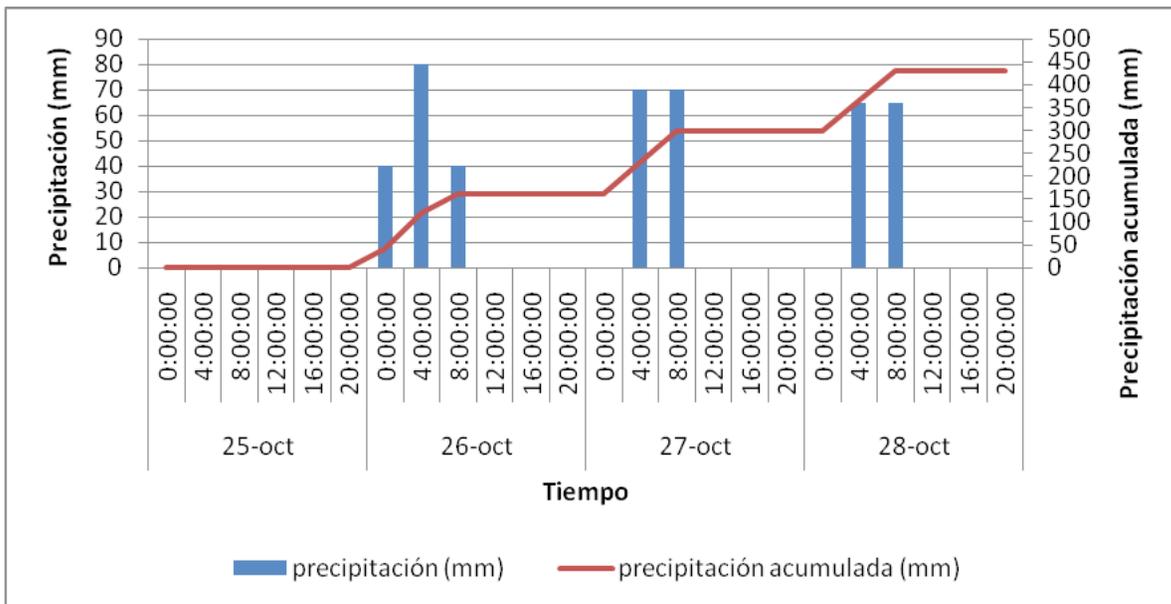


Figura 2.22: Distribución temporal hipotética de la precipitación entre el 25 y el 28 de octubre de 1937 en la subcuenca de la cabecera del río Flamisell. Corresponde a tres hietogramas con un sumatorio de 430 mm. Basada en los datos tomados en Estany Gento y de acuerdo a las descripciones de Fontseré y Galceran (1938). Tomado de Balasch, et al. 2008



Figura 2.23: Recorte de prensa (hemeroteca de La Vanguardia) del día 19 de Diciembre de 1937.

El episodio de **noviembre de 1982** si bien tuvo trascendencia a lo largo y ancho de todo el Pirineo y el Levante Español y se considera por ello con toda seguridad el mayor de los eventos documentados de este siglo, no fue especialmente dañino en el Valle de Boi (Figura 2.24).

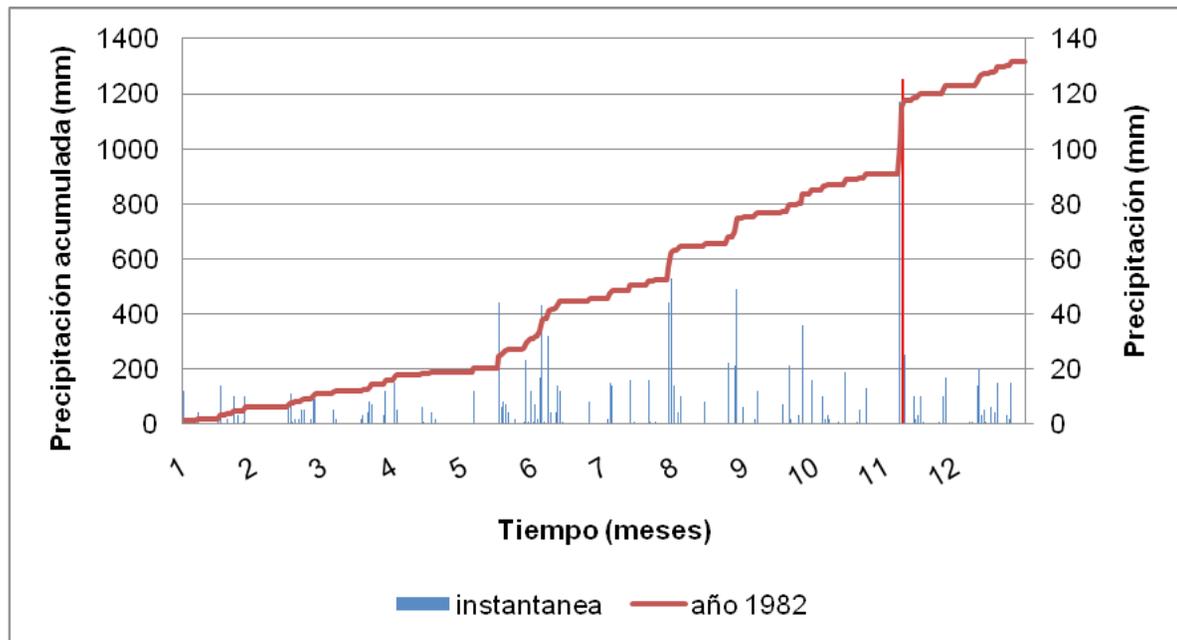


Figura 2.24: Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada (en rojo) a lo largo del año y la precipitación diaria (en azul) donde destaca la precipitación del 8 de noviembre (columna en rojo).

Si bien constan precipitaciones concentradas entre los días 6 y 9 de noviembre de hasta 267 mm en Senet (cuenca del Noguera Ribagorçana y a escasos 4 km en línea recta de la cuenca del Barranco de Erill), o los 324 mm de Capdella (Tabla 2.8 y Figura 2.25), no se registraron aparentemente graves incidencias en el Barranco de Erill si bien se sabe que se cortó la carretera entre Erill y Boí por corrientes de derrubios de los Barrancos de Solano. Las pérdidas humanas y materiales en la vertiente sur de los Pirineos no permiten comparar este evento con ninguno de los anteriores. Sin duda la que en aquellos momentos era una floreciente situación económica y social del país propició una enorme exposición a los estragos de una inundación generalizada.

Tabla 2.8: Fuente: Archivos FECSA, ENHER y HEC (Balasch, et al. 2008).

Precipitación Noviembre 1982 (mm)	Precipitación Entre el 6 y el 9 (mm)
Tavascan	181
Llavorsí	129
Esterrí d'Aneu	192
Senterada	171
Capdella	324
La Pobla de Segur	67
Senet	267
El Pont de Suert	201
Ransol (AND)	203

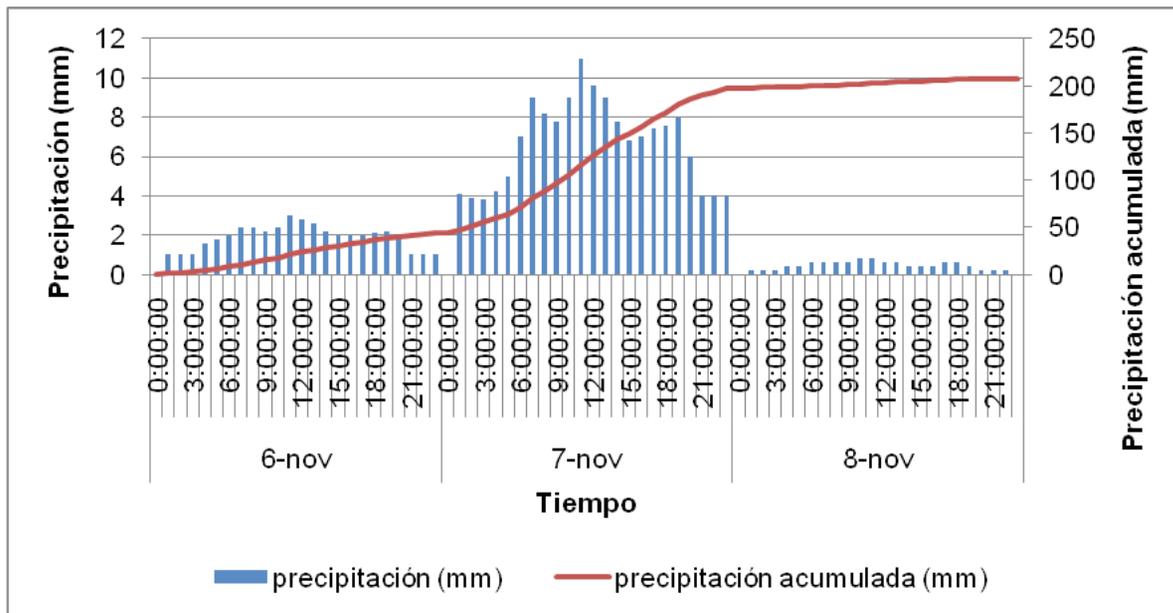


Figura 2.25: Distribución temporal hipotética de la precipitación entre el 6 y el 8 noviembre de 1982 en la cuenca alta de la Noguera Pallaresa. Basao en datos del INM y un hietograma diario siguiendo el modelo de distribución de Montflorite (Huesca). Tomado de Balasch, et al. 2008

Des de un punto de vista meteorológico (Balasch, C. et al. 2008), estos tres episodios de precipitación se debieron a un cúmulo de factores que convergieron en un momento determinado sobre la zona. Vientos fuertes del sur en todos los niveles de la troposfera que el relieve se ocupa de reconducir; advección cálida y muy húmeda a niveles bajos; presencia de una profunda borrasca entre Galicia y las Islas Británicas que infiere el paso de uno o varios frentes activo asociados; presencia de un surco de aire frío en altura, asociado a la borrasca y al frente anterior que garantizan un fuerte contraste de temperatura entre el aire caliente de la superficie y el frío en altura.

Des del punto de vista de la precipitación si bien cuantitativamente los 3 episodios pudieran ser comparables, los del 1907 y 1937 distribuyen la precipitación en el tiempo de tal manera que la infiltración efectiva pudo ser mucho mayor y del mismo modo la saturación del terreno (Balasch et al., 2008). El evento de 1982 concentró la precipitación en 3 días, sin precedentes lluviosos, muy probablemente incidiendo mucho más en procesos de removilización, erosión y arrastres pero mucho menos en procesos derivados de la saturación del terreno (Tabla 2.9).

Tabla 2.9: Fuente: Tabla resumen a partir de los datos citados por varios autores, Archivos FECSA, ENHER y HEC.

FECHA	PRECIPITACIÓN PREVIA		PRECIPITACIÓN EVENTO	
	Días previos	Cantidad (mm)	Cantidad (mm)	Duración episodio
20-22 octubre 1907	1-19 octubre	151 (nieve)	105	3 días
26-28 octubre 1937	1-6 octubre	80	245-430	3 días
6-8 noviembre 1982			267-324	3 días

7.3 ENTREVISTA PERSONAL

Esta parte del estudio fue realizado por el autor de esta tesis durante el verano de 2002 mucho antes del inicio de la parte principal de este trabajo. Hoy solo uno de los entrevistados sigue con vida. Desde el inicio se pensó que para dotar de objetividad este trabajo era imprescindible contar con una entrevista personal a los ancianos del Valle de Boí que pudieran haber vivido directa o indirectamente los eventos torrenciales ocurridos durante el Siglo XX y especialmente aquellos que afectaban a la cuenca del Barranco de Erill. La entrevista ha proporcionado fechas y magnitudes aproximadas de los eventos observados por los que ahora son los ancianos del lugar, pero que por edad pueden ser el último testigo ocular de los episodios del Siglo XX.

Como muestra la Figura 2.26 la población censada en el Valle de Boí se redujo en más de 600 personas entre 1900 y 1990, pasando de 1.202 a 578. Es a partir de 1990 que se inicia una recuperación con la llegada de nuevos habitantes ocasionales-veraneantes en su mayoría o extranjeros dedicados al sector servicios hasta alcanzar los aproximadamente 1.100 habitantes actuales. De algunas de las personas que se saben vivieron directamente alguno de los eventos no se ha podido determinar el actual paradero.



Figura 2.26: Evolución de la población en el valle de Boí en base al Banco de datos estadísticos de municipios y comarcas catalanas (Idescat). Fuente: www.idescat.cat/es. Fecha de la consulta: 12 de abril de 2012.

La entrevista se realizó a 19 personas mayores todas ellas de 80 años, es decir que hubiesen nacido con anterioridad a 1922 y que por lo tanto que pudieran haber vivido el mayor número posible de eventos y que los retuviesen todavía en su memoria. En el año 2002 solamente 43 personas cumplían con el primero de los requisitos (Figura 2.27) y de entre ellas se escogió aquellas que mantuviesen una mayor capacidad retentiva y oratoria. (Tabla 2.10)

La entrevista se realizó en la casa o lugar de recreo de cada uno de los entrevistados, previa solicitud de entrevista y motivo de esta, normalmente acompañados con alguno de sus familiares. Las entrevistas fueron concertadas por mi abuelo paterno el Sr. Ton Raïmat Agullana (Casa Blasi de Taüll) pues en aquel momento él era uno de los ancianos más viejos del Valle y conocía a todos los de su edad, además de haber trabajado con la mayoría de ellos en las distintas empresas Hidroeléctricas establecidas en el lugar.

idescat [Població](#) [Economia](#) [Societat](#) [Territori](#) [Idescat](#) [mapa web](#) [contacte](#)

Territori > Banc d'estadístiques de municipis i comarques

Població per sexe i edat quinquennal ^M

Vall de Boí, la. Any 2002. [Altres anys](#)

Informació bàsica Vall de Boí, la | Informació bàsica Alta Ribagorça | Altres temes | Municipis | Comarques | Àmbits del Pla territorial | Províncies | Catalunya | Afegir al cistell | Fer preferit | Ajuda

Edat	Sexe		Total
	Homes	Dones	
De 0 a 4 anys	13	16	29
De 5 a 9 anys	21	18	39
De 10 a 14 anys	17	17	34
De 15 a 19 anys	26	20	46
De 20 a 24 anys	23	19	42
De 25 a 29 anys	41	35	76
De 30 a 34 anys	51	40	91
De 35 a 39 anys	52	41	93
De 40 a 44 anys	51	50	101
De 45 a 49 anys	54	21	75
De 50 a 54 anys	20	22	42
De 55 a 59 anys	29	17	46
De 60 a 64 anys	20	16	36
De 65 a 69 anys	19	17	36
de 70 a 74 anys	27	18	45
De 75 a 79 anys	14	22	36
De 80 a 84 anys	12	11	23
De 85 anys i més	7	13	20
Total	497	413	910

Font: Idescat. Padró municipal d'habitants.

Figura 2.27: Distribución por edades de la población en el valle de Boí en base al Banco de datos estadísticos de municipios y comarcas catalanas (Idescat).

Tabla 2.10: Relación de personas entrevistadas por población.

POBLACIÓN	Personas entrevistadas
TAÜLL	4
BOÍ	2
ERILL	3
DURRO	2
BARRUERA	3
CARDET	1
CABANASSES	1
otros	3
TOTAL:	19

La entrevista incluía 7 preguntas simples:

- 1.- ¿Recuerda las fechas (año, mes, día, estación del año) concretas sobre lluvias que generaran daños humanos y/o materiales a las infraestructuras de su pueblo?
- 2.- ¿Recuerda cuál de los barrancos de su pueblo fue el que ocasionó mayores daños?
- 3.- ¿Recuerda si algún otro de los barrancos de su pueblo experimentaron importantes crecidas aunque no recuerde si generó daños?

4.- ¿Recuerda si en las mismas fechas se generaron daños en otros pueblos del valle?, ¿Sabe cuál de los barrancos los ocasionó?

5.- ¿Se acuerda si el barranco generó importantes depósitos de materiales en calles, caminos, campos, etc.?

6.- ¿Se atreve a señalar sobre un mapa (ortofoto catastral 1:5000) los lugares afectados?

7.- ¿Es capaz de recordar a que año corresponden las fotos que les mostramos? (se les mostraba fotos de fuentes privadas tomadas entre 1922 y 1967).

Los resultados permitieron acotar y concretar fechas en los que tuvieron lugar los eventos en el Barranco de Erill así como conocer datos nuevos sobre otros eventos ocurridos en otros barrancos en las mismas o diferentes fechas. También permitió detallar el alcance de alguno de los eventos ocurrido en el Barranco de Erill y que alcanzó a afectar a los edificios de la población.

Del total de entrevistados en el Valle de Boí se confirman las fechas de ocurrencia de distintos eventos (Tabla 2.11).

Tabla 2.11: Resultados de la entrevista en el Valle de Boí.

Nº entrevistados	Coincidentes	Año	Fecha
19	19	Anterior a 1937	1907 y 1930
19	19	1937	26-29 octubre
19	12	1953	28 mayo
19	8	1960	4 octubre
19	11	1963	4 agosto
19	10	1963	15 noviembre
19	3	1964	junio
19	3	1965	25 setiembre
19	15	1982	8 noviembre
19	1	1984	10 noviembre
19	2	1997	17 diciembre

Sin embargo cuando en particular la consulta se realiza a los vecinos de Erill (Tabla 2.12) sobre los barrancos que discurren por las inmediaciones de la zona urbana, lo que obtenemos es:

Tabla 2.12: Resultados de la entrevista en Erill.

ERILL - Nº entrevistados	Confirman	Año	Fecha	Aceptación
3	3	Anterior a 1937	1930-1907	válida
3	3	1937	26-29 octubre	válida
3	3	1953	28 mayo	válida
3	3	1960	4 octubre	válida
3	3	1963	4 agosto	válida
3	1	1963	15 noviembre	Dudosa
3	2	1964	junio	A considerar
3	0	1965	25 setiembre	No
3	3	1982	8 noviembre	válida
3	0	1984	10 noviembre	No
3	3	1997	17 diciembre	válida

Las fechas obtenidas se contrastan de dos distintas maneras. Por un lado se confirma con las fechas facilitadas por los clichés fotográficos y por otro lado se contrasta con el registro pluviométrico diario existente. Se consideran fechas válidas aquellas donde la coincidencia es completa (Figura 2.28).

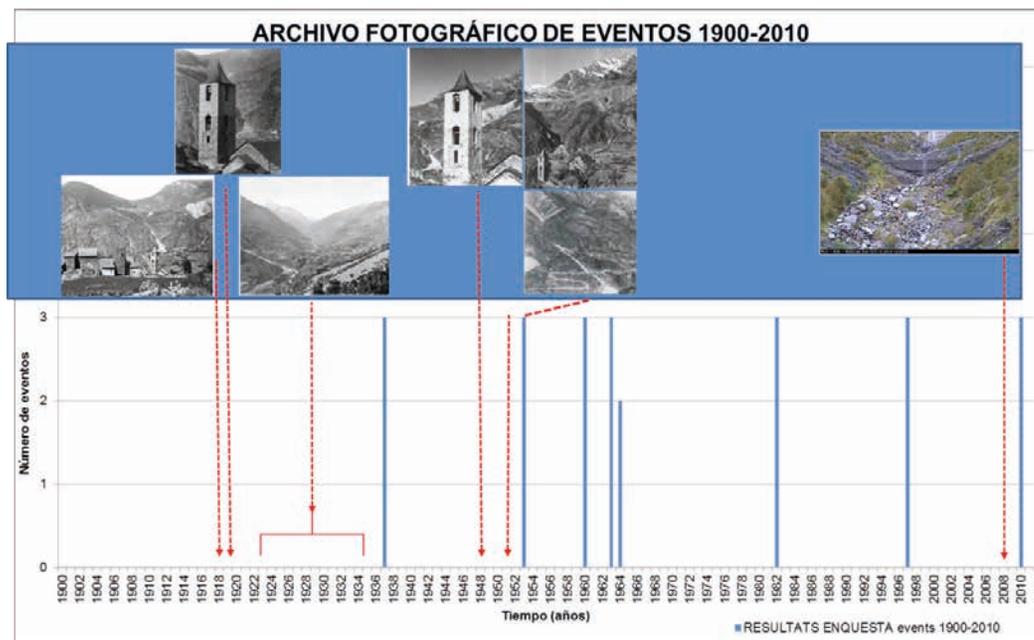


Figura 2.28: Representación gráfica combinada de los resultados obtenidos de entrevista y registro fotográfico histórico. Leyenda: En azul fecha de los eventos y número de datos disponibles, y en rojo atribución de las fotografías al año correspondiente.

7.4 EVENTOS TRASCENDENTES DE ÁMBITO LOCAL CONOCIDOS A PARTIR DE DATOS DISPERSOS

Como he mencionado al inicio de este capítulo no cabe duda que los eventos más conocidos probablemente lo sean por mérito propio y signifique a la práctica los que probablemente han supuesto mayores problemas para la sociedad civil que habitaba el lugar, sin embargo no es menos cierto que su continuada mención ha contribuido a infravalorar la frecuencia de las precipitaciones torrenciales, al olvidar episodios menores o con escasas consecuencias en el ámbito regional pero si destacadas en el ámbito local.

Así a partir de la entrevista realizada para este trabajo en el Valle de Boí se han podido constatar fechas protagonizadas por episodios de lluvia de alta intensidad pluviométrica probablemente muy localizados y de escasa duración (<3 horas), usualmente asociados a tormentas unicelulares, que son complejamente contrastables a nivel general y por lo tanto de escaso o nulo documental gráfico. En este sentido y a partir de entrevistas se han obtenido fechas que posteriormente se ha tratado de vincular a fotografías, recortes de periódico y datos de precipitación diaria en estaciones meteorológicas próximas que pudiesen dar credibilidad y también porque no ponderar estos eventos frente a otros que no afectaron el lugar.

Se conoce, a partir de la entrevista, de la existencia de eventos a lo largo del S.XX que han generado desperfectos en el Valle de Boí y en particular en el Barranco de Erill, que se han correlacionado con los datos diarios de precipitación tomadas, aunque parcialmente, desde 1912 por las Empresas Hidroeléctricas La Canadiense, ENHER y FECSA en el Valle de Boí y en el Valle del río Noguera-Ribagorzana, y facilitadas para este trabajo por ésta última (Tabla 2.13).

Tabla 2.13: Resumen datos de precipitación diaria de los eventos trascendentes en el ámbito local.

FECHA	Precipitación total (Datos diarios en mm)
5 de marzo de 1930	10,1
5 de junio de 1953	12-53
4 de octubre de 1960	14,0
3 de agosto de 1963	47,0
16 de noviembre de 1963	50,7
8 de noviembre de 1982	112,0
17 de diciembre de 1997	92,2

☞ 5 de marzo de 1930.

De las entrevistas se desprende que en 1930 el barranco de Erill estuvo especialmente activo en marzo. De la búsqueda de datos en hemerotecas (ver Anejo 1) pudiera correlacionarse, aunque no hay datos locales, con las lluvias ocurridas en esta misma fecha en el Sur de Francia. Para encontrar algún rastro de este acontecimiento debe uno remontarse a la hemeroteca de La Vanguardia, donde cita con fecha 3 de marzo de 1930 importantes inundaciones en la cuenca del río Tarn, Ceou y Garona, mencionando explícitamente Chevreuille, Toulouse, Montauban, Albi, Castres, Villemur y otras con enormes daños materiales y también humanos. Citan las fuentes importantes precipitaciones coincidentes con la fusión de nieve en alta montaña. Es posible que condiciones similares pudiesen acontecer la zona del Valle de Boí y la existencia del fenómeno relacionado con la fusión de nieve da cierta credibilidad a los datos.

☞ 5 de junio de 1953

El 5 de junio de 1953 los barrancos del Valle de Boí nuevamente arrastraron importantes cantidades de material hacia el fondo del Valle. No cabe duda que datos gráficos como los que se adjuntan procedentes del Fondo Fecsa ilustran claramente los problemas ocasionados durante la construcción de la carretera de acceso a la Presa de Cavallers desde Barruera y el ensanche entre Castelló de Tort y Barruera, por la dinámica torrencial en el Valle de Boí, a escasos días de la inauguración de las infraestructuras hidráulicas y eléctricas que iba a llevar a cabo el mismísimo Caudillo pocos días después.



Figura 2.29: Fotos del fondo FECSA donde se observa las labores de limpieza de las obras de drenaje de la carretera en construcción.

Sin embargo no se ha dado con datos periodísticos que refrenden las precipitaciones excepcionales que pudieran corresponder con los daños representados en las anteriores fotografías (Figura 2.29).

Es este mismo evento el que dinamizó la actividad torrencial del Barranco de Erill, destruyendo los “tableros” o encofrados que estaban dispuestos en la OD (obra de drenaje) construida en la intercepción entre el Barranco de Erill y la carretera (actual L-501). Fecha que además puso de manifiesto también la actividad del barranco de Barruera, según citan los entrevistados.

En referencia al Barranco de Erill los datos de la estación meteorológica más cercana, en este caso la situada en Senet, registró una precipitación de 12 mm en ese día con un total de 48 mm caídos en los últimos 5. Aparentemente los datos de precipitación no parecen suficientes como para generar una corriente de derrubios y probablemente los datos de la estación de Senet, aún y ser muy próxima, no reflejan la precipitación real del episodio ocurrido en el Barranco de Erill.

Como puede observarse en el siguiente gráfico el año 1953 fue muy seco en esta zona, totalizando valores por debajo de los 800 mm anuales, aproximadamente 250 mm por debajo de la media. Es conveniente resaltar que hasta el día del evento, el 5 de junio, se habían acumulado menos de 200 mm cuando en un año normal en esas fechas rondaría los 500 mm (Figura 2.30).

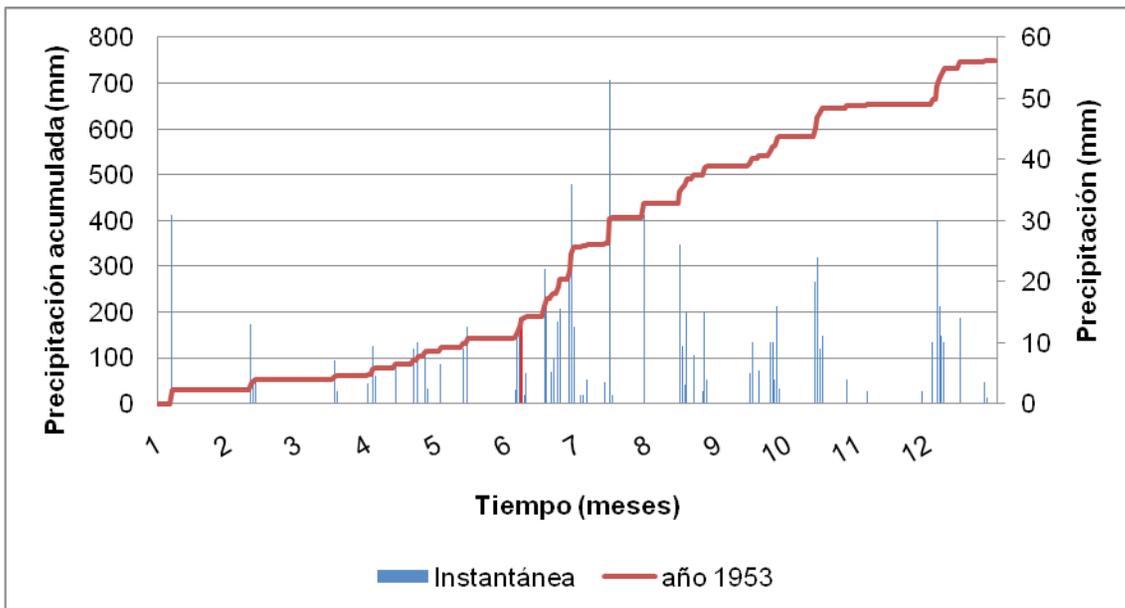


Figura 2.30: Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada (en rojo) a lo largo del año y la precipitación diaria (en azul) donde se ha resaltado la precipitación del 5 de junio (columna en rojo).

Muy probablemente la lluvia acumulada en los 5 últimos días acompañados de una precipitación de importante intensidad, no registrada como consecuencia de su puntual desarrollo, pudiese haber sido la generadora de la corriente de derrubios (Figura 2.31).

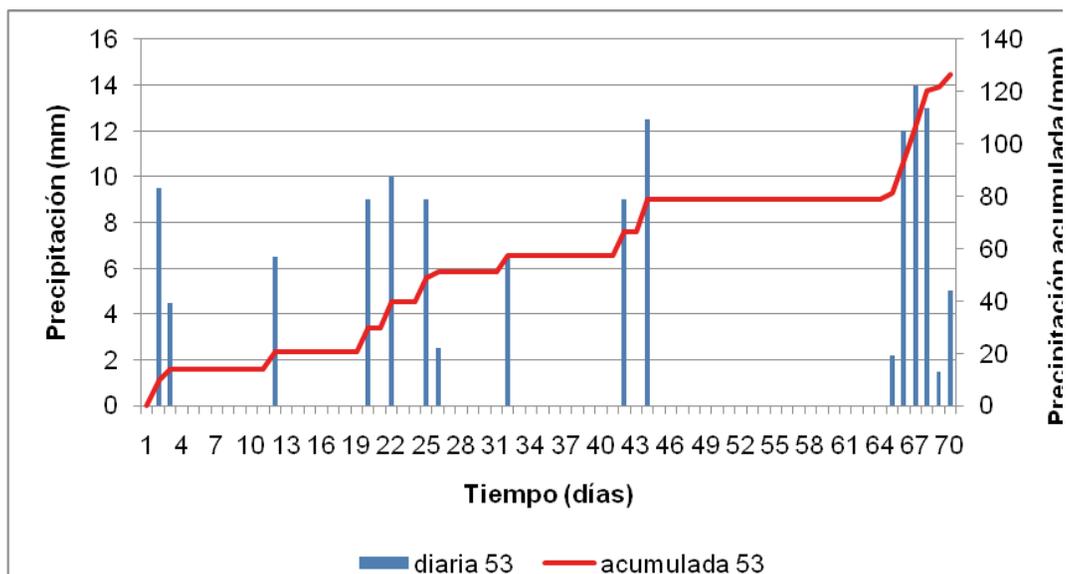


Figura 2.31: Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada en los 70 días previos al 5 de junio (en rojo) y la precipitación diaria (en azul).

↶ 4 de octubre de 1960

Nuevamente y en base a las entrevistas se sabe que se generó una corriente de derrubios en el Barranco de Erill en esta fecha. No se ha podido documentar gráficamente con datos locales, sin embargo se ha podido encontrar en las mismas fechas problemas graves por inundaciones en el Sur de Francia.

En el Barranco de Erill los datos de la estación meteorológica más cercana, en este caso la situada en Senet, registró una precipitación de 14 mm en ese día con un total de 66 mm caídos en los últimos 5 días. Aparentemente los datos de precipitación no parecen suficientes como para generar una corriente de derrubios y probablemente los datos de la estación de Senet, aún y ser muy próxima, pudiera no reflejar la precipitación real del episodio ocurrido en el Barranco de Erill.

Se desprende del siguiente gráfico que el año 1960 fue especialmente húmedo, totalizando valores por debajo de los 1400 mm anuales, más de 200 mm por encima de la media ya en el día del evento (Figura 2.32).

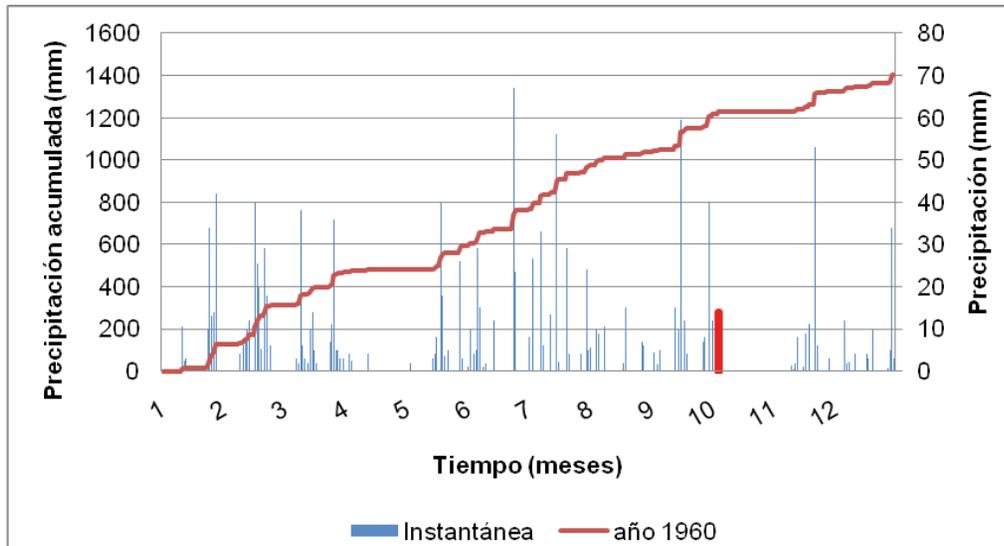


Figura 2.32: Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada (en rojo) a lo largo del año y la precipitación diaria (en azul) donde se ha resaltado la precipitación del 4 de octubre (columna en rojo).

La precipitación acumulada, 286,5 mm en 70 días, y los más de 100 mm acumulados a 15 días del evento, bien pudieron ayudar a preparar las condiciones para que pudiera desencadenarse una corriente de derrubios a partir de un evento común (Figura 2.33).

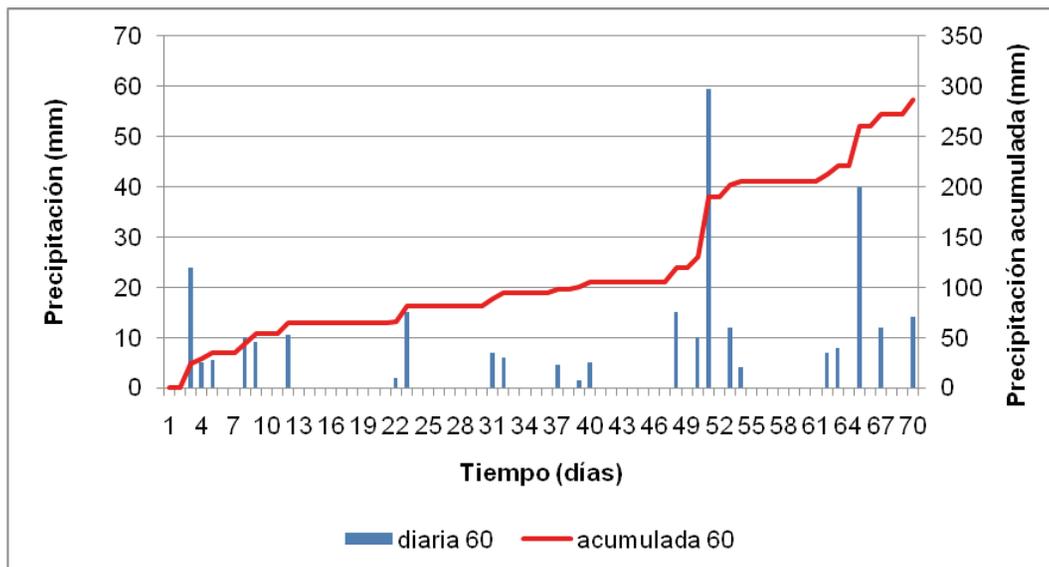


Figura 2.33: Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada en los 70 días previos al 4 de octubre (en rojo) y la precipitación diaria (en azul).

📅 3 de agosto de 1963

En esta fecha se produjeron en la zona importantes problemas derivados de las inundaciones en general y también de la actividad torrencial. Son históricamente conocidos y estudiados los efectos en el Barranco de Senet, en el Rebaixader, Arties y Barranco del Torrossos en Taüll. Sin embargo aparentemente no generó trascendente actividad en Erill o por lo menos ha sido imposible documentarla.

En el Barranco de Erill los datos de la estación meteorológica más cercana, en este caso la situada en Erill, registró una precipitación de 47 mm en ese día con un total de 84 mm acumulados en los últimos 6. Por los datos de que disponemos desde la auscultación de la cuenca sabemos que precipitaciones similares han generado desmovilizaciones en forma de corriente de derrubios en la cuenca de Erill.

Como destaca en el siguiente gráfico el año 1963 fue muy húmedo, totalizando valores próximos a los 1.600 mm anuales, más de 400 mm por encima de la media. En Agosto de 1963 ya se habían registrado tanta precipitación como en un año completo normal (Figura 2.34).

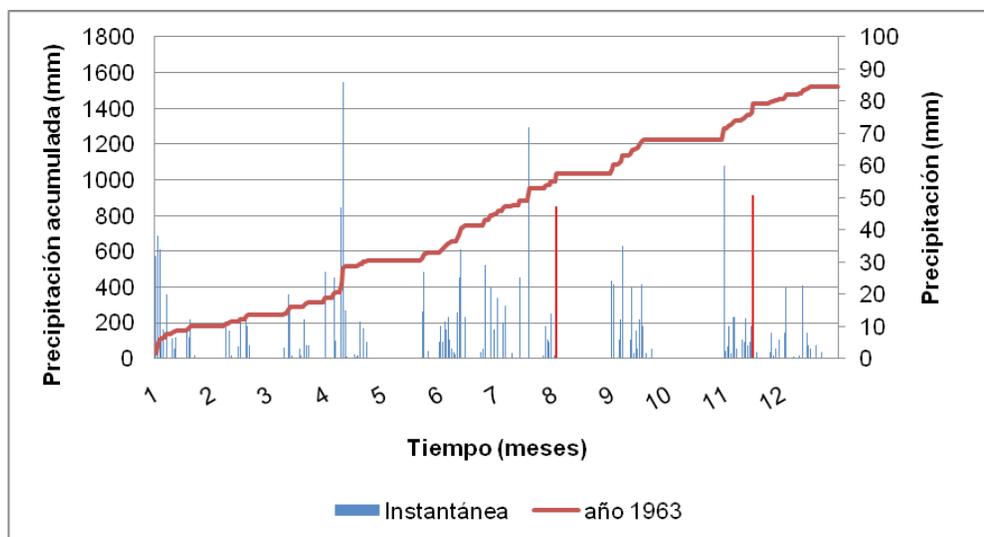


Figura 2.34: Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada (en rojo) a lo largo del año y la precipitación diaria (en azul) donde se ha resaltado la precipitación del 3 de agosto (columna en rojo).

La lluvia acumulada en los últimos 70 días fue de 446,2 mm con un episodio de 70 mm a 15 días del evento que bien pudo predisponer el terreno a la rotura (Figura 2.35).

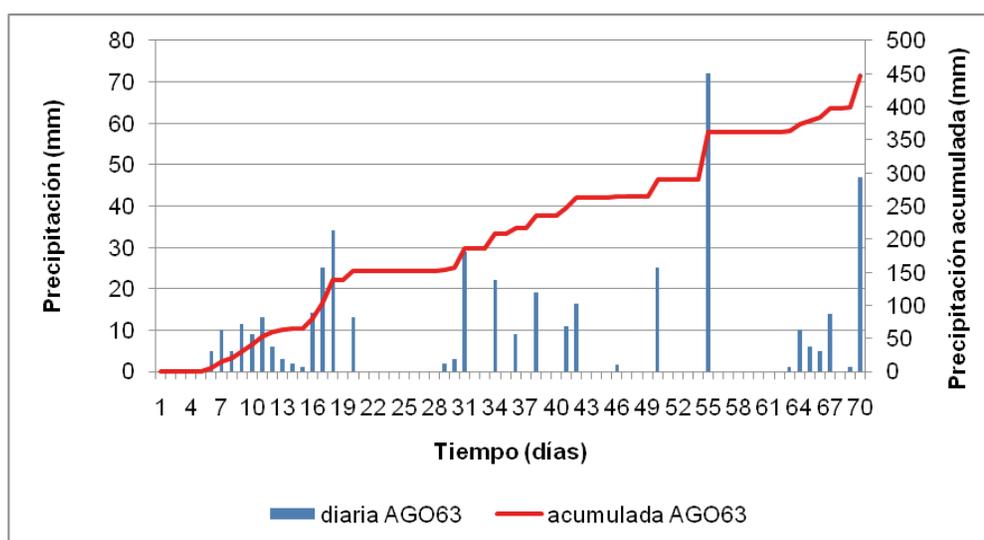


Figura 2.35: Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada en los 70 días previos al 3 de agosto (en rojo) y la precipitación diaria (en azul).

↩ 16 noviembre de 1963

Efectivamente nuevamente en otoño de 1963 otro nuevo episodio azotó la zona. Es muy probable que por la proximidad en el tiempo, y considerando que se ha hecho uso del método de entrevista, pueda confundirse este evento con el anterior, y probablemente se atribuyan algunos de los daños sufridos en fechas erróneas. Sin embargo si es cierto que volvieron a reunirse las condiciones necesarias para generar corrientes de derrubios en la zona.

La estación de Erill, registró una precipitación de 50,7 mm en ese día con un total de 93 mm caídos en los últimos 6. Como ya se ha citado en el anterior episodio el año 1963 fue muy lluvioso, totalizando valores próximos a los 1.600 mm anuales, más de 400 mm por encima de la media. En noviembre, antes de dar inicio la temporada habitual de lluvias en la zona, se había registrado 200 mm más que la media anual (Figura 2.36).

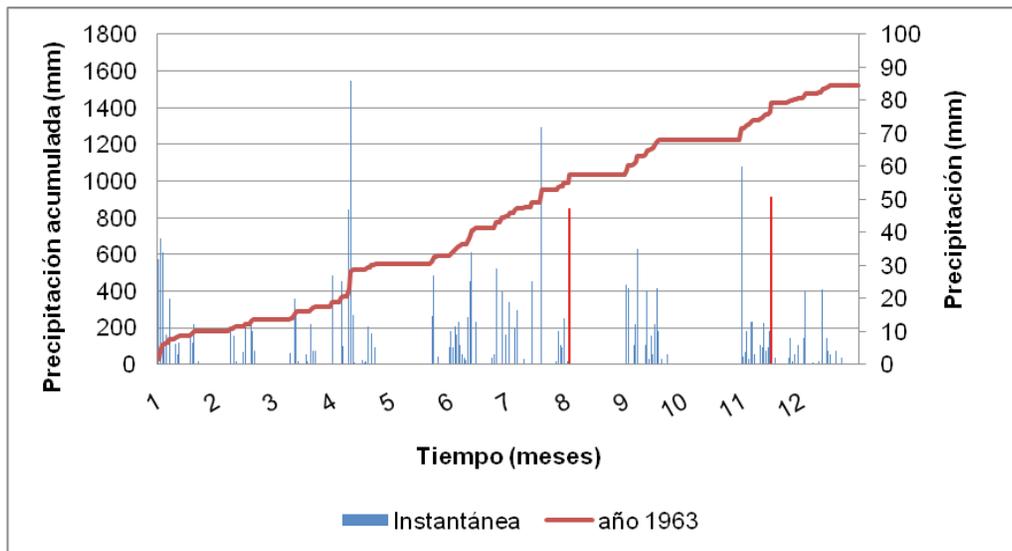


Figura 2.36: Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada (en rojo) a lo largo del año y la precipitación diaria (en azul) donde se ha resaltado la precipitación del 16 de noviembre (columna en rojo).

A resaltar las lluvias acumuladas en los últimos 15 días previos al evento, casi 200 mm, tras 40 días sin llover. El día del evento destaca por una acumulación de 50,7 mm que por sí sola, siempre que consideremos una intensidad pico en alguna de las horas del día, pudiera ser fuente de generación del episodio de corriente de derrubios (Figura 2.37).

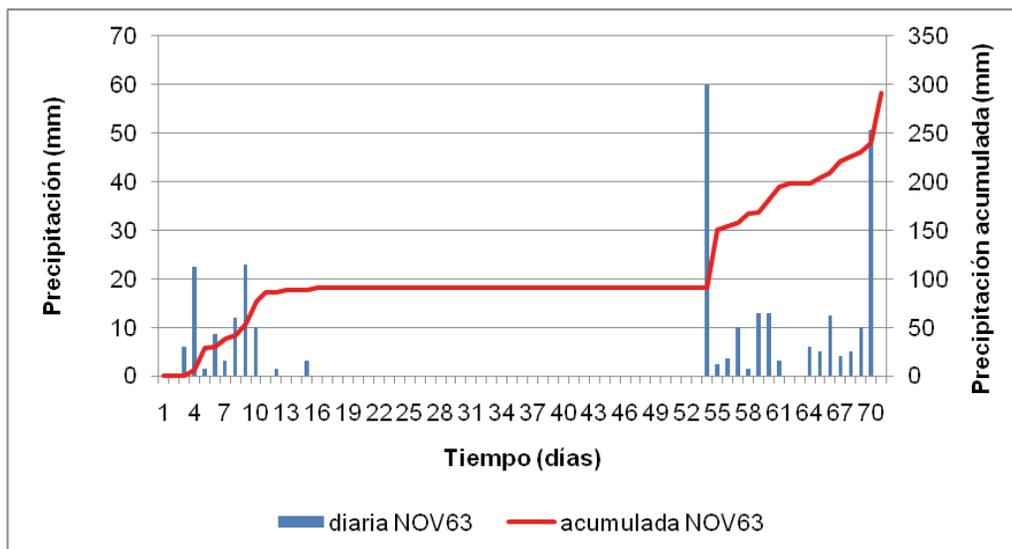


Figura 2.37: Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada en los 70 días previos al 16 de noviembre (en rojo) y la precipitación diaria (en azul).

17 de diciembre de 1997

En diciembre de 1997 y nuevamente asociado a un frente lluvioso que generó importantes precipitaciones en el ámbito regional, se generó una corriente de derrubios en el Barranco de Erill, del que no se dispone de documentación gráfica local, aunque no generó ningún riesgo para la población, tras la corrección hidrológica y encauzamiento acometido en primera instancia en 1960-1964 y posteriormente entre 1985-1992, los eventos menores no logran desbordar los recrecidos márgenes.

Se registraron en el Barranco de Erill 200 mm en tres días de los cuales 90 mm en el día del evento. El año 1997 fue especialmente seco en las 3 cuartas primeras partes, sin embargo las lluvias recogidas a partir de noviembre compensaron el déficit hídrico llegando a igualar la media anual (Figura 2.38).

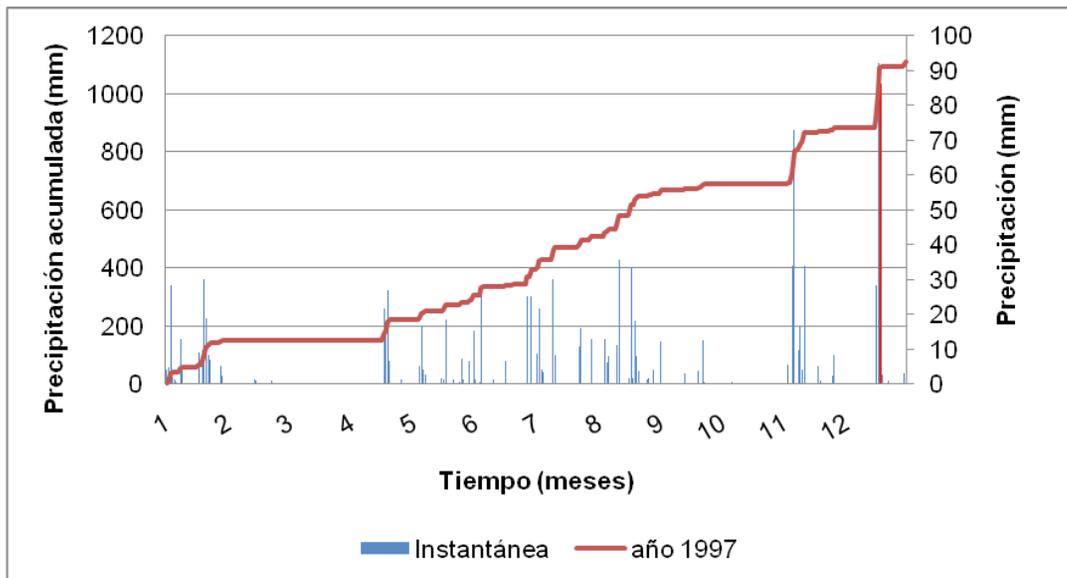


Figura 2.38: Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada (en rojo) a lo largo del año y la precipitación diaria (en azul) donde se ha resaltado la precipitación del 17 de diciembre (columna en rojo).

Destacan los casi 200 mm en 3 días, sin duda suficiente, acompañados de algún pico de intensidad para generar una corriente de derrubios en esta cuenca. Pero también destacable resulta la previa concentración de 200 mm 35 días previos al evento (Figura 2.39).

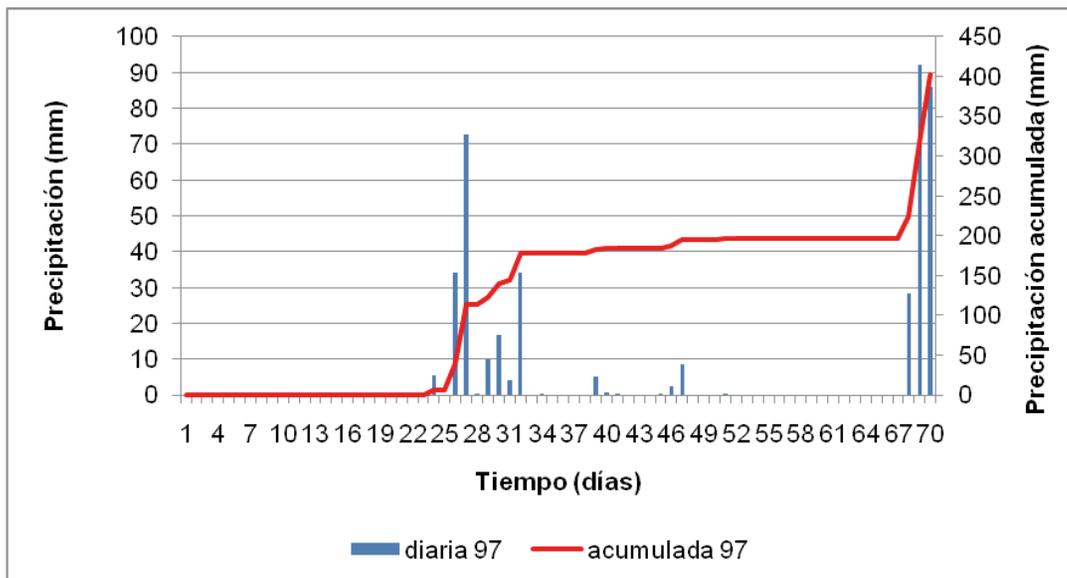


Figura 2.39: Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada en los 70 días previos al 17 de diciembre (en rojo) y la precipitación diaria (en azul).

De forma resumida podemos describir que los eventos de 1960, agosto de 1963 y noviembre de 1963, enmarcados en un período húmedo, tienen en común además una importante acumulación de lluvia (200 mm) en los 15 días anteriores al evento y donde no destaca el día del evento como de una precipitación excesiva (menos de 50 mm). El evento de 1997 se asemeja más al evento de 1982, aunque de menor entidad, en que un año especialmente seco donde las copiosas lluvias concentradas en unos pocos días han dado pie al evento. Probablemente el caso del año 1953 pudiese tratarse del caso extremo donde un año muy seco acompañado de un día de lluvia con pico de intensidad máximo pudo dar pie a la corriente de derrubios (Tabla 2.14).

Tabla 2.14: Tabla resumen a partir de los datos Archivos FECSA, ENHER y HEC.

FECHA	PRECIPITACIÓN PREVIA		PRECIPITACIÓN EVENTO	
	Días previos	Cantidad (mm)	Cantidad (mm)	Duración episodio
3-5 marzo 1930	--	--	--	--
5 junio 1953	10 mayo	20	55	1 días
4 octubre 1960	15 setiembre	100	60	5 días
3 agosto 1963	15 julio	70	47	1 días
16 noviembre 1963	1 quinc. noviembre	200	50	1 días
17 diciembre 1997	1-5 noviembre	200	200	3 días

Destaca en todos los casos, ya se trate de años especialmente húmedos o secos, la lluvia acumulada en los 15 días precedentes a la fecha del día del evento con prácticamente más de 200 mm (4 de los 5 casos) (Figura 2.40).

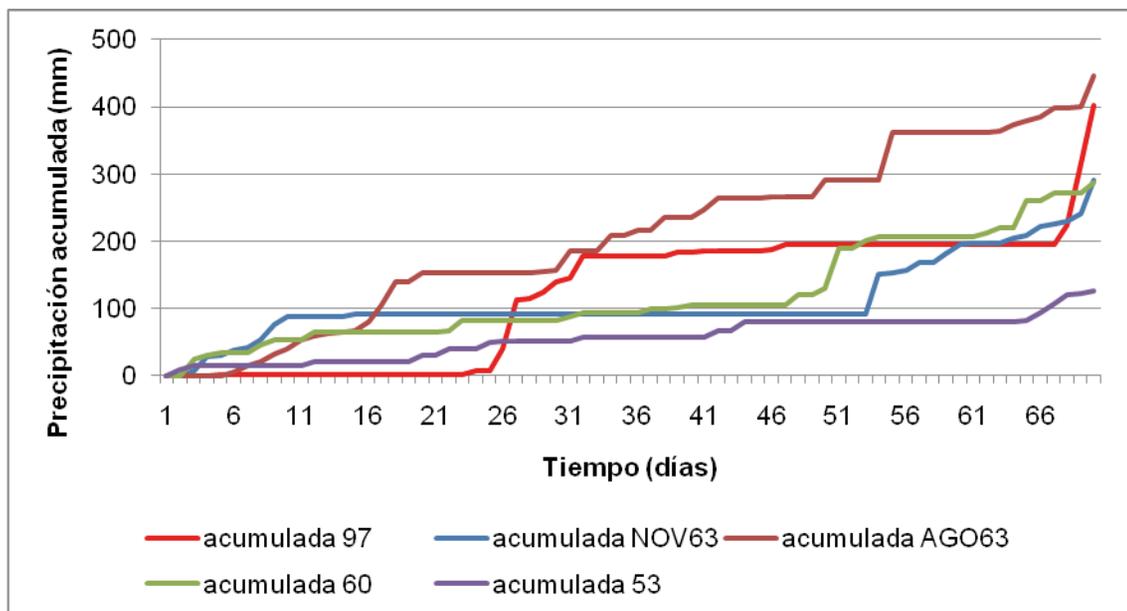


Figura 2.40: Gráfica donde se muestra la precipitación acumulada en los 70 días previos de los 5 eventos trascendentes en el ámbito local.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Gobierno de España. Disponible en: «<http://www.aemet.es>».
- Balasch, C., Becat, J., Marugán, C.M., Nadal, A., Rapalino, V. I Remacha, R. 2008. *Les riuades del segle XX al Pallars Sobirà: 1907, 1937 i 1982*. Arxius i societat. Quaderns de divulgació històrica. No. 2. Departament de Cultura i Mitjans de comunicació. Generalitat de Catalunya. 240 pág.
- Corominas, J., Moya, J. and Hürlimann, M. 2002. *Landslide rainfall triggers in the Spanish Eastern Pyrenees*. Mediterranean Storms. 4 pág.
- Empresa Nacional de Energía S.A. (ENDESA). Disponible en: «<http://www.endesa.com>».
- García-Faria, P. 1908. *Las inundaciones de octubre de 1907 en Cataluña*. Revista de Obras Públicas 56. Pág. 121 – 125.
- Llasat, M.C. 1991. *Gota fría*. Editorial Boixareu Universitaria. Barcelona. 165 pág.
- Llasat, M.C. 1998. *Una clasificación de los episodios pluviométricos para su utilización en hidrología. Aplicación a la serie de intensidad de lluvia en Barcelona*. Ingeniería Civil 112. Pág. 35 – 46.
- Llasat, M.C. and Puigcerver, M. 1994. *Meteorological factors associated with floods in the north – eastern part of the Iberian Peninsula*. Natural Hazards 9. Pág. 81 – 93.
- Martín Vide, J. 2000. *Ingeniería fluvial*. Ediciones UPC. 209 pág.
- Muñoz, A. 1992. *Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section*. K.R. McClav (Ed.) Thrust Tectonics. Pág. 235 – 246.
- Novoa, M. 1984. *Precipitaciones y avenidas extraordinarias en Catalunya*. Actas de las Jornadas de trabajos sobre inestabilidad de laderas en el Pirineo. Vol. I. Barcelona. Pág. 1 – 15.
- Servei Meteorològic de Catalunya (METEOCAT). Disponible en: «<http://www.meteo.cat/servmet/index.html>».
- Soriano Peña, A. 2005. *Recomendaciones geotécnicas para obras marítimas y portuarias*. Ministerio de fomento y puertos del estado. 2005
- UNE 103101:1995. Análisis granulométrico de suelos por tamizado.
- UNE 103103:94 y 103104:93. Determinación de los límites líquido y plástico de Atteberg mediante cuchara de Casagrande.
- UNE 103300:1993. Determinación de la humedad de un suelo mediante secado en estufa. Valido desde 12-02-1993.
- Uriarte, A. 2003. *Historia de la Tierra*. Gobierno Vasco. Departamento de Transportes y Obras Públicas. Dirección de Meteorología y Climatología. Vitoria-Gasteiz. 306 pág.
- Vera, J.A. 2004. *Geología de España*. Sociedad Geológica de España. Madrid. 884 pág.
- Vilaplana, J.M. 1982. *Estudi del glacialisme quaternari de les altes valls de la Ribagorça*. Tesis Doctoral, Departament de Geomorfologia i Tectònica, Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona.
- Vilaplana, J.M. 1983. *Quaternary Glacial Geology of Alta Ribagorça Basin (Central Southern Pyrenees)*. Acta Geologica Hispanica, 1983, vol. 18, num. 3-4, p. 217-233
- Zwart, H.J. 1972. *Geological Map of the Pyrenees 1:200.000*. Geological Institut of Leiden University. Leiden.



CAPÍTULO 3

INSTRUMENTACIÓN Y AUSCULTACIÓN DE LA CUENCA



INSTRUMENTACIÓN Y AUSCULTACIÓN DE LA CUENCA

1.	OBJETIVOS	98
2.	DISPOSITIVOS INSTALADOS EN ERILL.	100
2.1.	Estación Meteorológica	100
2.2.	Piezómetros de cuerda vibrante	102
2.3.	Sistema autónomo automático de medición y registro de flujo	105
2.4.	Dique flexible VX 160 y celdas de carga	110
2.4.1.	Antecedentes	110
2.4.2.	Descripción general de barreras flexibles	111
2.4.3.	Descripción de la instalación en Erill	113
3.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	118

1. OBJETIVOS

Desde un buen principio consideramos imprescindible para este trabajo la toma de datos directos de la propia cuenca para la creación y gestión de un modelo hidrológico local. El tipo de fenómeno que estamos estudiando está en muchas ocasiones relacionado con la intensidad y la duración del episodio lluvioso, y en los Pirineos estos fenómenos pueden ser muy localizados. Por otro lado no existen muchas experiencias sobre caracterización de un till glaciar desde el punto de vista de la permeabilidad y presión de poro y su influencia sobre una potencial rotura. Es por ese motivo que además se estimó imprescindible la realización de un sondeo de caracterización, que sirviera de base a los ensayos de permeabilidad y a su vez de punto de instalación y control piezométrico de la masa susceptible de ser movilizada. El paso siguiente, y muy trascendente para este trabajo que pretende alcanzar conclusiones aplicables a la gestión del riesgo de corrientes de derrubios, es el de determinar tras la rotura, cual es el volumen de material involucrado así como la velocidad de propagación de una potencial corriente de derrubios a partir de la medición de los parámetros del propio flujo y de la influencia-carga del flujo sobre la estructura flexible de intercepción-protección del tipo Sistema VX.

Además la instalación integrada en una misma cuenca del equipamiento específico mencionado es una prueba ideal (hardware y software) para testear el manejo y potencial uso como sistema de alerta temprana.

La auscultación se considera tarea fundamental en el estudio de movimientos de ladera. Los objetivos principales son por un lado el científico, en la medida que permite mejorar el conocimiento de sus mecanismos de rotura y post-rotura, y por otro el de ámbito social en cuanto puede proporcionar sistemas de alerta y alarma para mitigar el riesgo asociado a estos fenómenos.

Los datos registrados in-situ, desde la visión científica, constituyen una de las piezas fundamentales para mejorar el desarrollo de conceptos teóricos, calibrar modelos numéricos y matizar ensayos a escala y experimentos de laboratorio (Angeli et al. 2000; Picarelli et al. 2004; Simoni et al. 2004; LaHusen, 2005; Reid et al. 2008 y Greco et al. 2010).

Actualmente, la mayoría de los sistemas de auscultación de corrientes de derrubios se encuentra en los Alpes Europeos: en Italia (Berti et al. 2000; Marchi et al. 2002; Scotton et al. 2011; Gregoretti, 2012 y Marchi et al. 2012), en Austria (Hübl y Kaitna, 2010), en Francia (Navratil et al. 2012) y en Suiza (Hürlimann et al. 2003; McArdeil et al. 2007 y Badoux et al. 2009). No obstante también existen sistemas de auscultación de corrientes de derrubios en Islandia (Besson et al. 2007) y en los Pirineos (Hürlimann et al. 2014) y fuera de Europa en China (Zhang, 1993), Japón (Suwa et al. 2009), Taiwán (Yin et al. 2011) y en los Estados Unidos (Coe et al. 2008 y Kean et al. 2011).

El tipo de movimientos en masa es diverso y lo es también el criterio y parámetros de la auscultación. La instrumentación tiene en este trabajo dos objetivos ineludibles, el primero facilitar la observación de los elementos desencadenantes (lluvia y piezometría) considerados movimientos localizados de evolución lenta y por otro lado la caracterización y seguimiento del fenómeno de corriente de derrubios una vez desencadenado, de gran abasto y velocidad alta. Para ello se realizará:

- Registro de parámetros desencadenantes que pueden ser correlacionados entre sí.
- Capturar parámetros de flujo que puedan ayudar a conocer la dinámica, volúmenes, velocidades y

En este capítulo se describen el proceso de instalación y las características técnicas de los sistemas de auscultación usados. En la Figura 3.1 y la Tabla 3.1 se resumen los tipos de sensores instalados así como también los años de instalación, la cantidad instalada, el periodo de auscultación y su distribución por la cuenca de estudio.

La instrumentación instalada en el Barranco de Erill consta de (ver el Anejo 2: Especificaciones técnicas de los dispositivos instalados en Erill):

- 1.- Estación meteorológica automática instalada en el año 2005. Debe medir por lo menos la precipitación horaria, temperatura, presión atmosférica, velocidad y dirección del viento.
- 2.- Instalación piezométrica (instalados en 2010), con piezómetros de cuerda vibrante en cada uno de los niveles característicos del till, en una misma vertical.
- 3.- Sistema autónomo automático de medición y registro de flujo (instalado en 2005) formado por 4 geófonos equidistantes y equipo de filmación (focos, cámara de filmación y grabador). Considerando

posiciones fijas para cada uno de los geófonos con distancias entre si prefijadas permite indirectamente determinar la velocidad de flujo por tramos.

- 4.- Sistema de retención de flujo VX (instalado en 2005) dotado de equipo autónomo de medición mediante células de carga (instaladas en 2010) de las solicitaciones en los puntos característicos del sistema de protección.
- 5.- Control topográfico del depósito generado por el efecto de intercepción del flujo del Sistema VX.

Tabla 3.1: Tipos de sensores instalados en la cuenca, el año de la instalación, las unidades instaladas y el periodo de auscultación.

Sensor	Año de instalación	Unidades instaladas	Periodo de auscultación
Geófonos	2005	4	2005 - 2012
Vídeo cámara	2005	1	2005 - 2012
VX system	2005	1	2005 - 2012
Celdas de carga	2010	4	2010 - 2012
Estación meteo automática	2005	1	2005 - 2012
Topografía LIDAR	2010	1	2010 - 2010
Topografía estación automática	2005	1	2005 - 2012
Piezómetros cuerda vibrante	2010	4	2010 - 2017
Web Cam control	2010	1	2010 - 2012

Si bien se instalaron buena parte de los dispositivos en 2005, no es hasta 2007 que se han conseguido datos considerados válidos. Ha resultado complicado calibrar los geófonos y adecuarlos a la sensibilidad adecuada del mismo modo que tuvimos numerosos problemas con la estación meteorológica y su gestión.

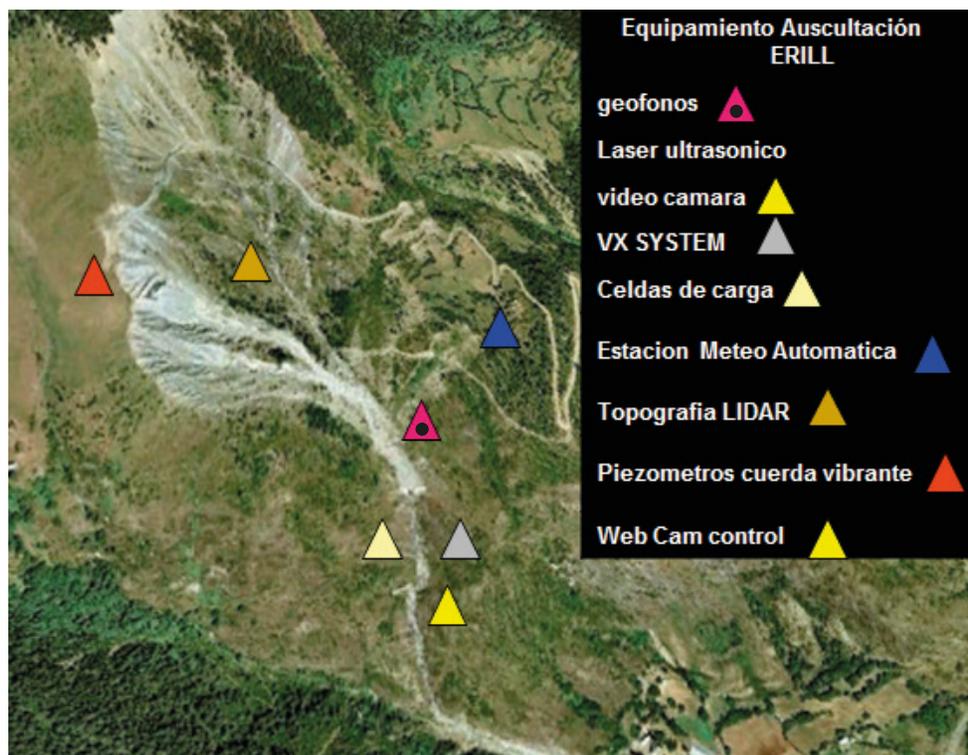


Figura 3.1: Situación de los sensores instalados en la cuenca de estudio. (Fuente: Propia).

2. DISPOSITIVOS INSTALADOS EN ERILL

2.1. ESTACIÓN METEOROLÓGICA

La estación meteorológica instalada en Erill es del tipo METEODATA/HYDRODATA 3000C de GEONIC. Es un equipo de medida, almacenamiento y transmisión de datos, concebido especialmente para la instalación a la intemperie en áreas remotas desatendidas. Es posible interrogar a la estación de modo manual o automático, programar remotamente todas sus funcionalidades, gestionar las alarmas recibidas, e incluso presentar en el monitor del ordenador central las imágenes captadas por una o varias cámaras digitales, conectadas a las estaciones de campo si se creyese oportuno (Figura 3.2).



Figura 3.2: Estación meteorológica (fuente: Geónica)

Para la descarga y gestión de los datos se usa la Plataforma WEBTRANS que GEONICA ofrece en Internet por medio de un potente Servidor WEB, de modo que cada abonado al servicio WEBTRANS podrá visualizar las gráficas de los parámetros y las imágenes captadas en cada uno de los emplazamientos remotos de sus propias estaciones, así como descargarse los datos almacenados, sin necesidad de comunicarse directamente con ellas, es decir, sin más que acceder a la plataforma, mediante la clave correspondiente, utilizando su propia conexión a INTERNET.

En el diagrama general incluido a continuación, puede verse una red típica de comunicaciones con transmisión de datos e imágenes desde las estaciones remotas, hasta una Estación Central, con la opción de difusión de la información en INTERNET, por medio de la Plataforma WEBTRANS soportada por los servidores de GEONICA (Figura 3.3).

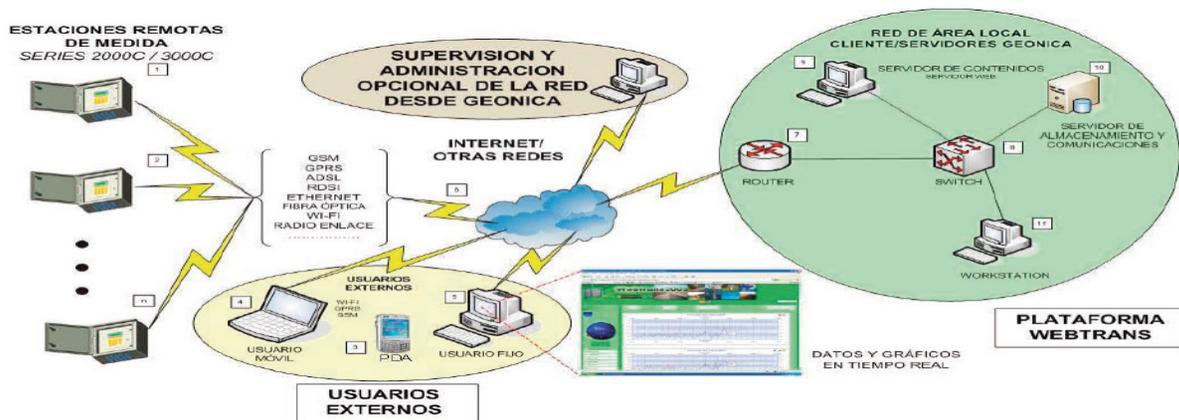


Figura 3.3: Esquema funcionamiento de la estación meteorológica Geónica (fuente: Geónica).

La estación remota METEODATA/HYDRODATA de la serie 3000 dispone de 8 canales analógicos de entrada, correspondiente al modelo 3008CM. Los elementos básicos que la integran son: Microprocesador, Circuitos de Protección, Módem de Comunicaciones, Fuente de Alimentación con panel solar, Visualizador y Teclado.

Las conexiones con los sensores y otros elementos externos como, por ejemplo, las antenas de comunicaciones, el panel solar, o un equipo transmisor radio o satélite, puede también realizarse opcionalmente mediante conectores específicos accesibles desde el exterior de la caja o armario, a fin de facilitar su manejo, permitiendo una conexión rápida de los mismos, en caso de tratarse de estaciones móviles o transportables.

Las estaciones remotas de la serie 3000C están preparadas para funcionamiento en un amplio rango de temperaturas, entre -30°C y $+70^{\circ}\text{C}$, si bien el visualizador LCD resulta legible hasta un límite inferior de -20°C .

En el presente estudio, el pluviómetro es el sensor más importante de la estación meteorológica. El pluviómetro de cazoletas basculantes cumple con las especificaciones de la Organización Meteorológica Mundial (OMM). El diseño utiliza un mecanismo probado de cazoletas basculantes para una medición simple y eficaz de las precipitaciones. La geometría y los materiales del cubo están especialmente seleccionados para la liberación máxima del agua, reduciendo así la contaminación y los errores. El área de recolección de 200 cm^2 y la resolución de medición de $0,1\text{ mm}$ cumplen con las recomendaciones de la OMM. Lleva incorporados tornillos de nivelación y nivel para un ajuste fácil y preciso en campo. Una vez medidas, las precipitaciones se descargan a través de un tubo de recogida para poder verificar la precipitación total (Figura 3.4).



Figura 3.4: Pluviómetro de cazoletas basculantes (fuente: Geónica).

2.2. PIEZÓMETROS DE CUERDA VIBRANTE

La instrumentación hidrogeológica instalada respondió a las necesidades de diseñar un modelo hidrológico que permitiese dar respuesta al comportamiento piezométrico con relación a la precipitación y a su vez pudiese asociarse a un modelo de comportamiento del terreno frente a la rotura. En este sentido medir la presión de poro a distintas alturas del till glaciar de Erill resultaba absolutamente necesario para poder comprender y/o prever el estado tensional del terreno.

Los sensores de cuerda vibrante son un instrumento relativamente nuevo que procede de los recientes avances en el campo de la electrónica. Son dispositivos que basan sus mediciones a partir de las deformaciones, las cuales producen voltajes o corrientes a partir de un esfuerzo mecánico, que produce vibraciones, midiendo la frecuencia vibratoria de un cable tensionado a una membrana y su tubo principal y se mide la variación por medio de una bobina electromagnética. Son precisos y fiables. Permiten transmitir la señal a distancias de más de 1000 metros sin perder la precisión (<http://www.slopeindicator.com/>).

Un dispositivo típico se muestra en la Figura 3.4. El cable se tiende a lo largo de una cámara que contiene el fluido a una presión desconocida y sometido a un campo magnético. El cable resuena a su frecuencia natural de acuerdo con su tensión, que varía con la presión. Esa frecuencia se mide por circuitos electrónicos integrados en el dispositivo. Tales dispositivos son muy precisos, típicamente $\pm 0.2\%$ del fondo de escala, y son particularmente insensibles a los cambios en las condiciones ambientales (Figura 3.5).

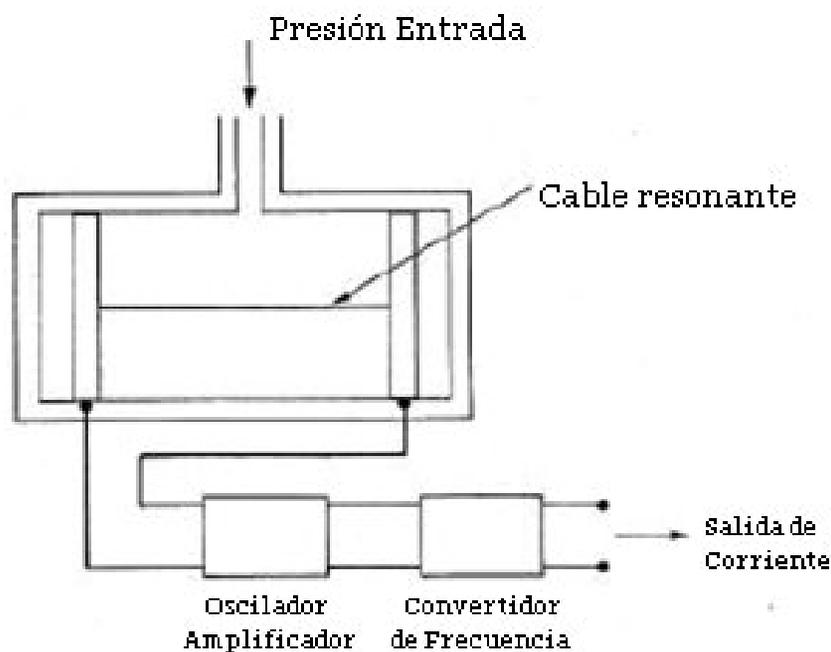


Figura 3.5: Esquema conceptual del funcionamiento de un piezómetro de cuerda vibrante (Fuente: Slope Indicator).

El piezómetro de cuerda vibrante es un dispositivo que convierte la presión del agua en una señal de frecuencia a través de un diafragma, un cable de acero tensado, y una bobina electromagnética.

El piezómetro está diseñado para que un cambio en la presión sobre el diafragma produzca un cambio en la tensión del cable. Una bobina electromagnética se utiliza para excitar el cable, el cual vibra a su frecuencia natural. La vibración del filamento en la proximidad de la bobina genera una señal de frecuencia que se transmite al dispositivo de lectura. Los piezómetros instalados están equipados con un termistor, para poder realizar las correcciones de temperatura a las lecturas (Figura 3.6).



Figura 3.6: Despiece de un piezómetro de cuerda vibrante e imagen de los piezómetros proporcionados por Slope Indicator para este trabajo (Fuente: Slope Indicator).

La instalación realizada consiste en una cadena multinivel de 5 piezómetros de cuerda vibrante conectados en paralelo a dos unidades de adquisición automatizada y almacenamiento de datos, del fabricante Slope Indicator. Para ello se realizó una perforación a rotación convencional con batería y recuperación continua de testigo. El sondeo se revistió con tubería recuperable de acero para evitar el colapso de sus paredes durante los trabajos de instalación (Figura 3.7).



Figura 3.7: Detalle del momento de la instalación de los piezómetros de cuerda vibrante.

La existencia de medidas piezométricas procedentes de sensores instalados a diferentes profundidades dentro de un mismo sondeo, permite la realización de mapas de isopiezas en régimen natural, es decir, sin afecciones por bombeos, para diferentes cotas.

Para la colocación de los piezómetros se utilizó una tubería guía de pvc de 2/3" a la que se fijaron los piezómetros mediante bridas. Dichos piezómetros fueron saturados en agua y se instalaron en posición vertical (el filtro hacia arriba) para facilitar la liberación del aire que pudiera contener el dispositivo (Figura 3.8).

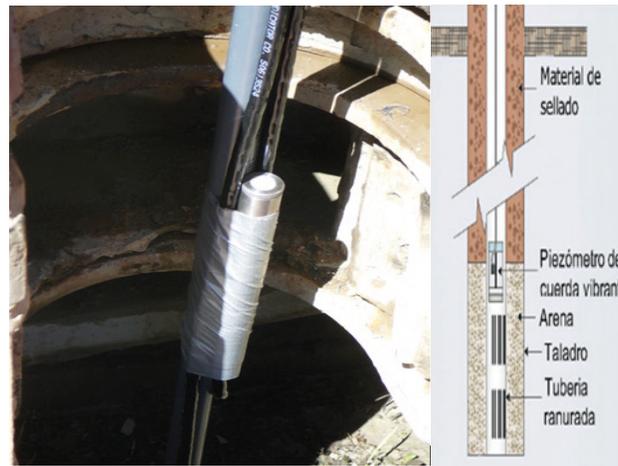


Figura 3.8: Detalle del momento de la instalación de los piezómetros de cuerda vibrante.

Una vez situados los piezómetros a la cota proyectada, se procedió a la inyección ascendente del sondeo mediante una mezcla de agua-cemento-bentonita con una relación peso de 6.6/1/0.4 tal y como recomienda SLOPE INDICATOR en su manual de instalación para terrenos blandos (Figura 3.9 y Tabla 3.2).



Figura 3.9: Detalle del momento de la inyección con bentonita para realizar el tapón de impermeabilización entre los diferentes niveles piezométricos. (Fuente: Propia)

Tabla 3.2: Tabla con las principales características de los piezómetros instalados.

MATERIAL	Acero inoxidable
TRANSDUCTOR PRESIÓN	Cuerda vibrante
SENSOR TEMPERATURA	Termistor
RESOLUCIÓN	0,025% factor escala
PRECISIÓN	$\pm 0,1\%$ factor escala para rango nominal de 0,7 - 7 bar
PRESIÓN MÁXIMA	1,5 x rango nominal
FILTRO	50 micrones, acero inoxidable sinterizado
COEFICIENTE DE TEMPERATURA	<0,04% factor escala para °C.

La medición se realizó mediante dos unidades autónomas de adquisición y almacenamiento de datos. Una monocanal modelo MiniLogger y otra tetracanal modelo QuattroLogger, ambas del fabricante Slope Indicator. La electrónica del dispositivo se encuentra sellada con resina y cerrada en una caja estanca, evitando así la entrada de humedad y condensación. Los registros se encuentran almacenados en una memoria no-volátil. La lectura de presión se realiza y almacena en Hz. Los factores de calibración, propios de cada dispositivo, se aplican a la lectura para llegar a una presión en unidades ingenieriles en este caso, presión de columna de agua. Para cada una de las medidas se registró la fecha, hora, frecuencia de vibración y temperatura. Ambas unidades se instalaron en una caja estanca de fibra de vidrio reforzada, de protección IP66, que fue fijada a un poste de acero de 2 m de alto (Figura 3.10 y Tabla 3.3).

Para este trabajo se programaron en un principio 4 lecturas automáticas diarias para cada uno de los piezómetros. Con el paso de los meses se consideró este intervalo apropiado para la optimización de baterías y suficiente para apreciar la variación en los valores del registro piezométrico.



Figura 3.10: Imagen de la estación de control de los piezómetros y esquema de la interface del software de conexión. (Fuente: Propia)

Tabla 3.3: Resumen de las principales características de las unidades de adquisición y almacenamiento de datos de los piezómetros.

DETALLES DE MEDICIÓN	MiniLogger	QuattroLogger
Canales de lectura	1	4
Rango de frecuencia	450 a 6000 Hz	
Rango de temperaturas	-20 - 120 °C	
Temperaturas de uso del equipo	-20 - 50 °C	
Resolución	0,01% Factor de escala para la frecuencia 0,1 °C para la temperatura	
Precisión	±0.02 % para la frecuencia ± 1 °C para la temperatura	
Capacidad de almacenamiento	8.000 lecturas	43.000 lecturas

La conexión de las unidades MiniLogger y QuattroLogger con el PC se realiza mediante un modem cable serie (RS232) para el primero y un cable USB para el segundo. La gestión de las unidades se realiza mediante el software Logger Manager que permite su programación así como la recuperación de datos en formato ASCII, importable por la mayoría de los programas de hojas de cálculo.

2.3. SISTEMA AUTÓNOMO AUTOMÁTICO DE MEDICIÓN Y REGISTRO DE FLUJO

Con el ánimo de poder determinar el momento exacto de la generación de una corriente de derrubios en el Barranco de Erill y determinar además algunos de sus principales características como el volumen, la velocidad de flujo, presión de impacto sobre una estructura de intercepción, se decidió dotar la cuenca de un completo sistema autónomo de medición, captura, registro y envío de alerta. Se tomó como referencia la metodología e instrumentos de auscultación utilizados en Ilgraben (Suiza, Hürlimann et al. 2003) por el Instituto Suizo para la Investigación del Bosque, de la Nieve y del Medioambiente (VWSL) en un proyecto de colaboración con Geobrugg, y se decidió usar idéntico equipo y calibración para Erill. El sistema fue instalado y puesto en funcionamiento de forma parcial en Septiembre del año 2005, en el marco del convenio de investigación entre Forestal Catalana S.A., Centre Tecnològic y Forestal de Catalunya, Geobrugg Ibérica S.A. y la Universidad Politècnica de Catalunya.

Sin embargo por motivos de carácter económico y técnico no inició su andadura hasta marzo de 2007. De todos modos prosiguieron las limitaciones técnicas y operativas para determinar la sensibilidad de los aparejos en su mayoría manufacturados.

El sistema instalado consta de 4 geófonos equidistantes dispuestos en el margen izquierdo del canal comunicados por cable con la fuente de alimentación (baterías + placa fotovoltaica) y un datalogger CR1000. Cada geófono registra individualmente la vibración del terreno sobre el que ha sido fijado pero además el geófono distal es el encargado de capturar la señal primera del posible evento y corroborarla así como de poner en marcha los focos y la cámara de vídeo de la estación (Figura 3.11).

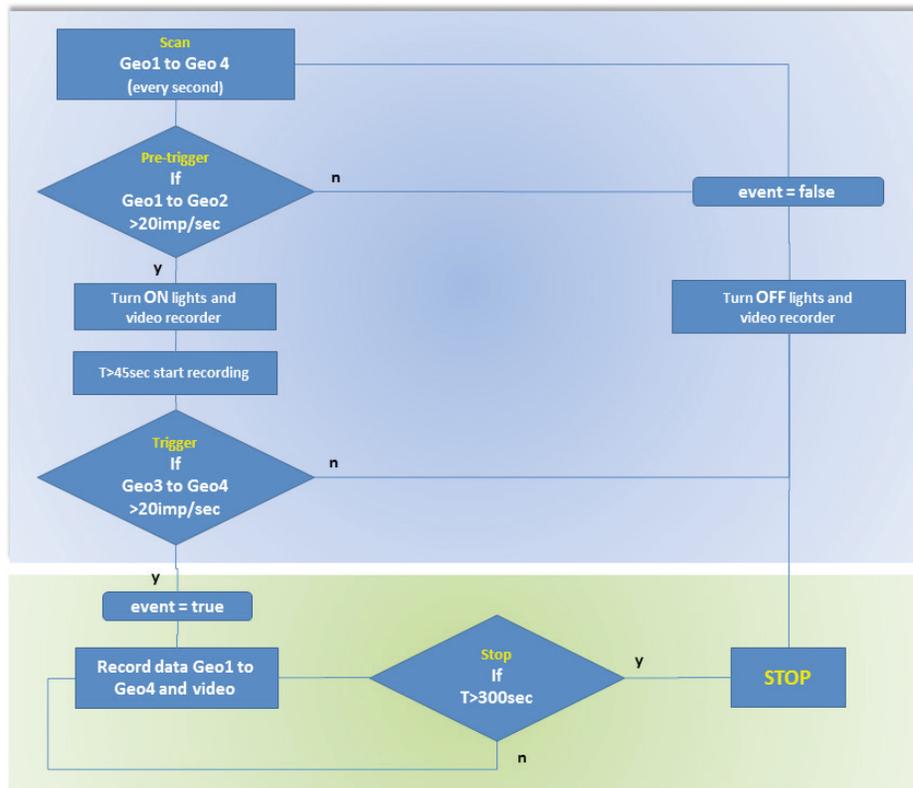


Figura 3.11: Esquema conceptual del funcionamiento del datalogger y su configuración. (Fuente: Propia)

El datalogger registra la señal de cada uno de los geófonos y permite compararlos sobre una misma base temporal. La señal de cada uno de los geófonos es trascendental para determinar en base a la experiencia e interpretación de los impulsos eléctricos por segundo, las señales características de los distintos tipos de flujo. Conocedores de la distancia entre geófonos este aspecto permite determinar la velocidad de flujo por tramos (Figura 3.12)





Figura 3.12: a) Imagen general de la central de adquisición de datos, fuente de alimentación foco y cámara; b) imagen de detalle del interior de un geófono instalado en Eril; c) datalogger, modem, grabadora y baterías; d) webcam y antena. (Fuente: Propia)

Cada evento genera una filmación que permite analizar detalles del flujo e interpretar señales de los geófonos (Figura 3.13). Paralelamente el equipo envía vía modem una notificación SMS y correo electrónico informando de la hora de la activación del Sistema.



Figura 3.13: Imagen desde la cámara secundaria (webcam) de la instalación VX para la intercepción del flujo. (Fuente Propia)

El módem permite además la entrada remota desde cualquier ordenador acreditado para realzar activaciones de prueba, comprobar el nivel de baterías o modificar umbrales de medición (Figura 3.14).

Sistema de geófonos

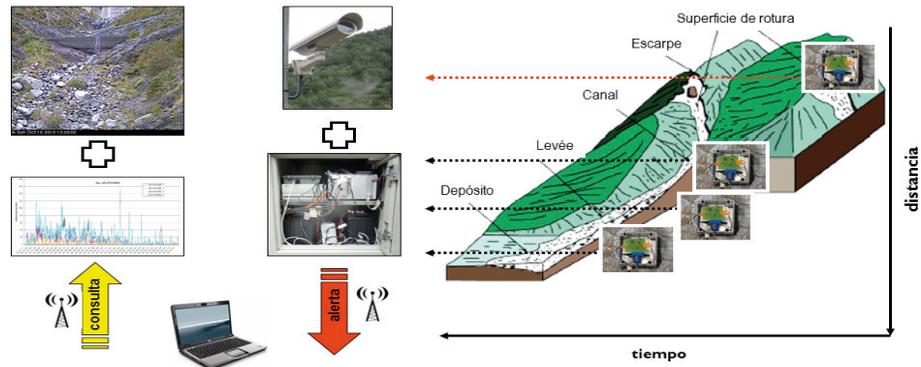


Figura 3.14: Esquema general simplificado del funcionamiento del sistema de medición del flujo por medio de geófonos en Erill. (Fuente Propia)

En el año 2010 al sistema se le añadió además una webcam con el ánimo de confirmar posibles falsas alarmas del sistema o realizar mantenimientos semipresenciales.

Los geófonos son sensores que registran la vibración del suelo generada por una fuente energética (Itakura et al. 2000 y Coviello et al. 2015). En este caso se trata de medir la vibración producida por el flujo torrencial. Los geófonos convierten la vibración del suelo al que están fijados en una señal eléctrica que a su vez será enviada y registrada en el datalogger. La unidad de medida y posterior análisis de datos es la de impulsos por segundo (Imp/seg) y (Abancó et al. 2012). En Erill, el sistema de auscultación incluye 4 geófonos verticales de tipo GEOSPACE 20 DX con una frecuencia natural de 8 Hz y una constante de amortiguación de 395 Ohms. El objetivo de los geófonos es determinar el momento de formación, la intensidad de la señal para poder ser estudiadas y correlacionadas con la señales de los sucesivos geófonos y de ese modo poder determinar la velocidad de flujo.

La distribución espacial de los geófonos se representa en los siguientes gráficos (Figura 3.15 y Figura 3.16)



Figura 3.15: Vista general del tramo auscultado del Barranco de Erill donde se observa la ubicación de cada geófono. (Fuente: Propia).

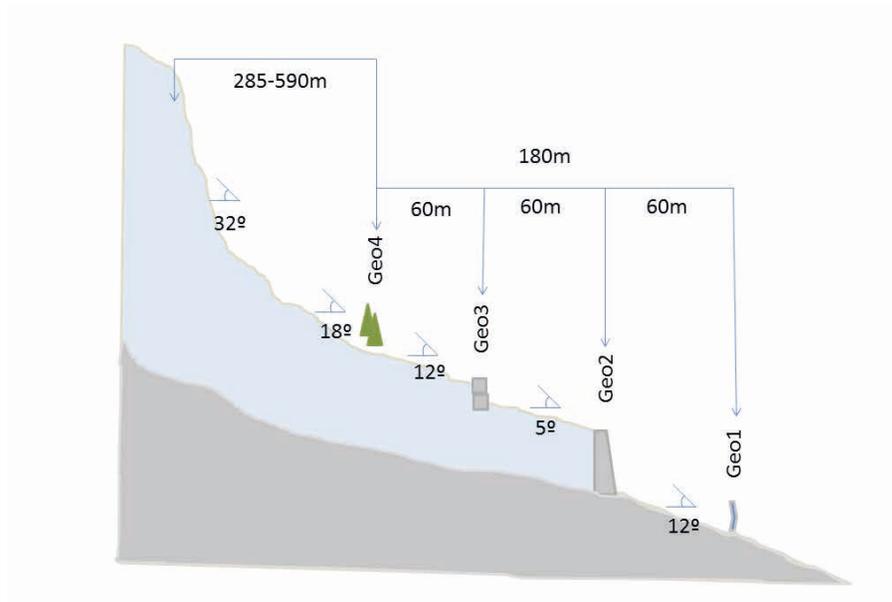


Figura 3.16: Perfil esquemático del perfil de la parte alta del Barranco de Erill y ubicación del conjunto de geófonos. La distancia entre geófonos se ha tomado directamente sobre terreno. (Fuente: Propia).

Los geófonos han sido anclados en materiales diversos. Así pues el Geófono4 está anclado a un gran bloque que yace en la parte más alta de una antigua leve, el Geófono3 está fijado a la estructura de un dique antiguo formado a base de gaviones pétreos enfundados en malla metálica, el Geófono2 está anclado a la pared de un dique de hormigón y por último el Geófono1 está anclado sobre zócalo rocoso cuarcítico (Figura 3.17). La flecha en rojo identifica la posición del geófono con respecto a la estructura que lo soporta. Las distancias se refieren a la posición del flujo actual y la distancia con respecto a la posición del geófono del flujo más distal que pudiera fluir en este barranco.

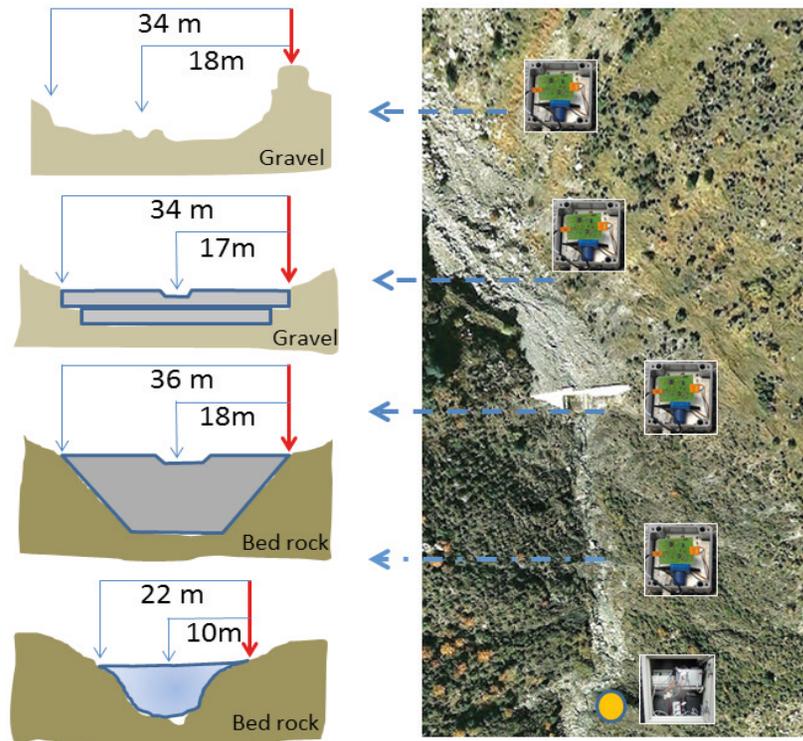


Figura 3.17: Posición del geófono con respecto al centro del cauce. (Fuente: Propia).

A priori podría esperarse un comportamiento desigual en cuanto a la señal (impulsos/seg) que pudiera registrarse sobre la base de un mismo flujo y para cada geófono y considerando que estén fijados sobre materiales diferentes. Este aspecto pudiera dificultar el análisis e interpretación futura. Con este objetivo se realizó una campaña de campo provocando una vibración común mediante un martillo percutor eléctrico equidistante de cada uno de los puntos donde se decidió instalar el geófono y comparativa de resultados. El método utilizado fue el de aplicar una idéntica vibración del martillo percutor eléctrico sobre la estructura de soporte del geófono a 10 metros del punto de captación de la señal. Se realizó durante 25 segundos separados por un espacio de 4 segundos sin vibración (Figura 3.18). Sorprendentemente tras realizar sendas pruebas de vibración para cada punto, respetando la común distancia entre el punto de actividad energética y el geófono, los resultados fueron prácticamente idénticos.

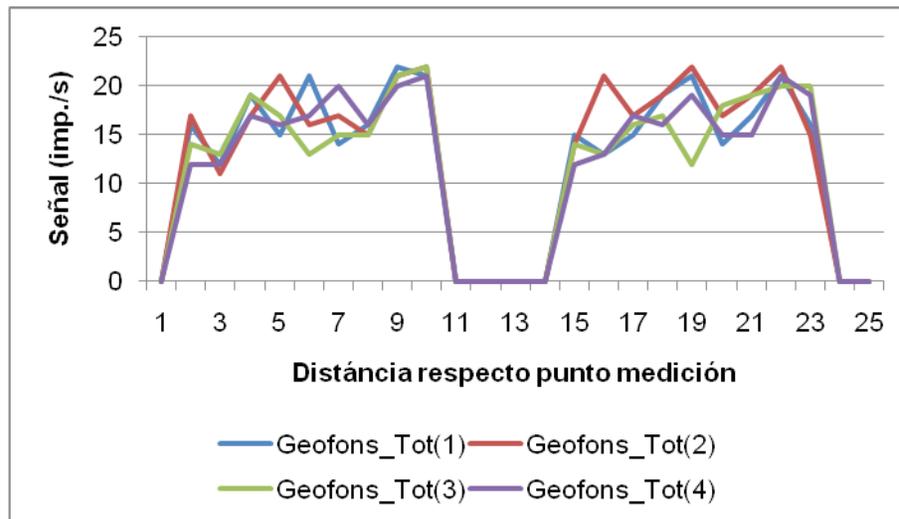


Figura 3.18: Señal de cada uno de los geófonos, en la fase de prueba, con respecto a la distancia respecto al margen del cauce. (Fuente: Propia)

Si bien esta prueba nos ha valido para justificar el innecesario filtrado de señal para el caso de Erill, si consideramos que este aspecto (test) debiera tenerse en cuenta para instalaciones futuras así como la posición en cuanto a distancia entre la fuente energética y el geófono en particular. Así hoy por hoy se han comparado señales a distancias, como las que se muestran en el esquema siguiente, sin embargo es posible la variación del trazado de flujo y por lo tanto la distancia del punto energético con respecto al punto de medición para eventos futuros y eso podría añadir dificultad a la comparación de señales.

2.4. DIQUE FLEXIBLE VX 160 Y CELDAS DE CARGA

2.4.1. ANTECEDENTES

Históricamente conocemos que se han utilizado numerosos sistemas para interceptar o desviar el flujo de las corrientes de derrubios y de esa forma paliar la erosión y condicionar la deposición. De esta manera se ha logrado minimizar el riesgo que ambos fenómenos suponen. Se han usado diferentes materiales generalmente asociados a la disponibilidad local de los materiales. Así se han utilizado empalizadas más o menos sofisticadas generalmente en regiones con disponibilidad forestal, industria lítica en áreas rocosas y ya en el siglo pasado el hormigón, el acero y la combinación de ambos, a la vez que las armaduras de acero para englobar rocas sin cementante fueron ganando terreno. Las tradicionales construcciones expeditivas daban paso en el siglo pasado a diques concebidos y diseñados con la base teórica del empuje en una presa o muros de gravedad. Los resultados han sido diversos. Los escenarios a los que han sido sometidas las protecciones no sabemos si son comparables a los que se usaron para su diseño ni tampoco el grado de éxito de cada una.

En el año 2000 Geobrugg AG a partir de sucesivas experiencias con productos destinados a la protección contra la caída de rocas a nivel mundial, y que soportaron el flujo de corrientes de derrubios, se vio la posibilidad

de diseñar un producto específico que pudiese resistir las solicitaciones específicas de este tipo de flujo y que atendiera las demandas del mercado en este sector.

El trabajo se inició en el marco de un proyecto de investigación en que WSL y Geobruigg AG registraron en Illgraven las características del flujo, midieron las solicitaciones sobre distintas configuraciones de estructura y diseñaron un software de elementos finitos capaz de prever el comportamiento de cada uno de los diseños (Figura 3.19).



Figura 3.19: Muestra del orden de investigación y trabajo para alcanzar la optimización del producto VX. (Fuente: Geobruigg).

En el marco de este proyecto algunos investigadores perfeccionaron el diseño para Geobruigg en términos de optimización del producto (Wendeler, 2008).

2.4.2. DESCRIPCIÓN GENERAL DE BARRERAS FLEXIBLES

El dique flexible usado es el fabricado por Geobruigg y comercializado con el nombre de VX160. Se usa para la intercepción de flujos, instalado en el propio cauce del canal, sujeto a los márgenes de éste, reteniendo la parte sólida y permitiendo libremente el paso del agua.

Está formado por un conjunto de anclajes flexibles a tracción, cables de transmisión de carga, membranas de alambre de acero de alto límite elástico en forma de anillos (Rocco net) y disipadores plásticos de energía o Brake Elements (Figura 3.20 y Figura 3.21).

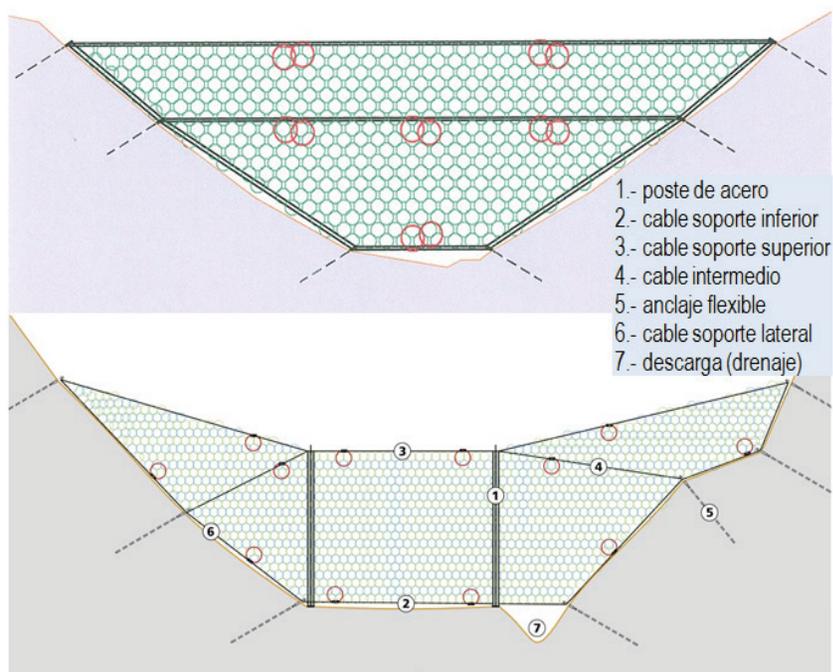


Figura 3.20: Esquema conceptual de los Sistema VX y UX, denominados también diques flexibles (Fuente: Geobruigg).



Figura 3.21: Imágenes de algunos detalles del Sistema VX. De izquierda a derecha: Malla flexible de interceptación del flujo, elementos de frenado o disipadores plásticos de energía, protección contra la abrasión (Fuente: Geobrugg).

La interceptación se produce en primera instancia por las redes de anillos ROCCO® realizadas con alambre de acero de alta resistencia, con un comportamiento elasto-plástico, que redonda en menores sollicitaciones en los anclajes. Las tensiones de la red son transmitidas a los cables portantes y de ellos a los anclajes instalados en el terreno. Estos cables pueden incorporar anillos de frenado que pueden activarse y ejercer la función de consumo plástico cuando las tensiones superan unos límites establecidos.

Al objeto de proteger los cables superiores contra el efecto abrasivo de los escombros y la grava, son revestidos con perfiles angulares de acero con alas gruesas. Estos elementos protectores pueden ser sustituidos fácilmente en caso de desgaste (Figura 3.22).



Figura 3.22: Imágenes de algunos detalles del Sistema VX o UX. De izquierda a derecha: Conexión entre los cables del Sistema y los anclajes de cable, cimentación para vincular la cabeza flexible con la barra de anclaje y poste metálico (Fuente: Geobrugg).

El principio de funcionamiento del sistema fue obtenido del estudio realizado mediante la colaboración entre Geobrugg AG y el WSL. El concepto da cuenta del impacto del frente contra la red, del proceso por el que se llena la red y el proceso por el que el flujo pasa sobre la red.

De las experiencias de auscultación en casos similares Illgraben se deduce que existe una componente dinámica y una componente estática en la carga sobre la estructura VX por efecto del flujo (Figura 3.23).

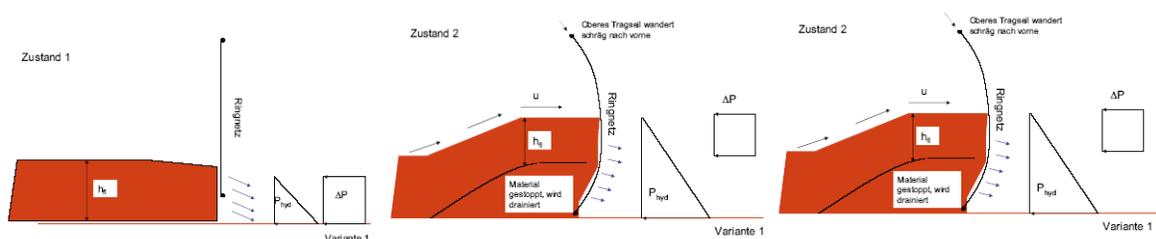


Figura 3.23: Evolución de la carga sobre la estructura VX a partir de la evolución del impulso (Wendeler, 2008).

Los componentes hidrostáticos y dinámicos se producen cuando la onda expansiva del flujo alcanza la estructura (impulso de la primera ola). Esta fuerza es transmitida a través del pulso recibido sobre el obstáculo en el proceso de parada. La primera ola del flujo interactúa con el cable inferior y la tensión se transmite hasta los

anclajes de cable. La fuerza depende del factor dinámico del impulso que varía entre 0,7 y 2,0 dependiendo de si es lodoso o granular (Figura 3.24).

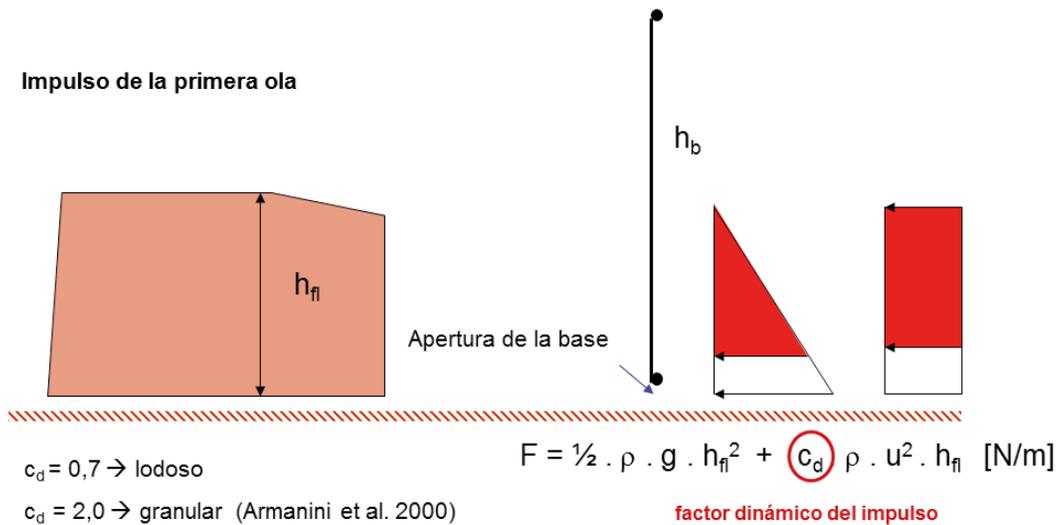


Figura 3.24: Impulso de la primera ola de flujo sobre la estructura VX. ρ [kg/m³], g [m/s²], h_{fi} [m], u [m/s], h_b [m]. Original de Disertación PhD Tesis de Wendeler (2008), cedido por la autora.

El impulso de la segunda ola actúa sobre la parte de la red en la que impacta el flujo. La presión estática actúa sobre toda la parte llena de la red. En la base de la red, podemos observar un efecto de drenaje (Figura 3.25).

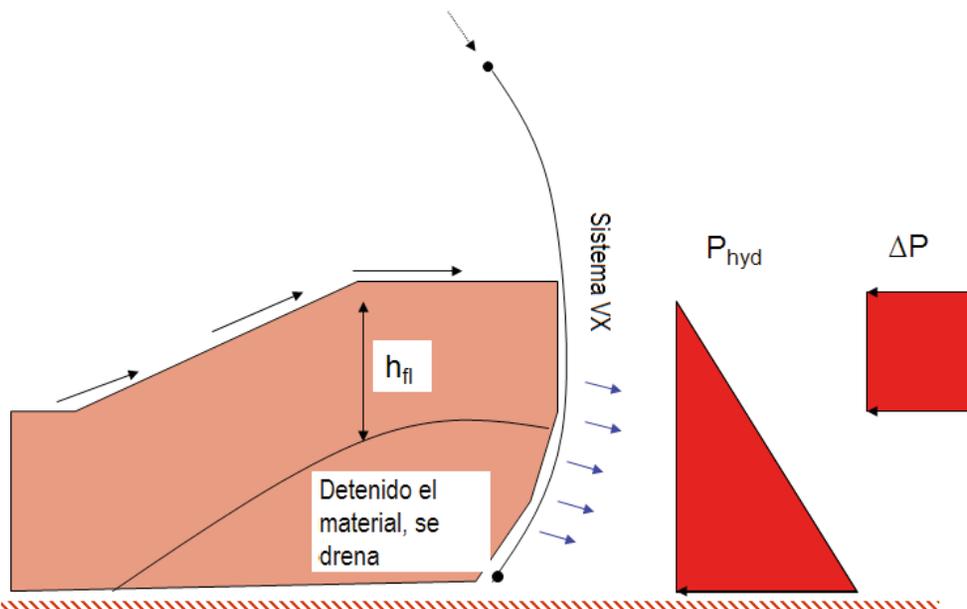


Figura 3.25: Impulso de la segunda ola de flujo sobre la estructura VX. h_{fi} [m]. Original de Disertación PhD Tesis de Wendeler (2008), cedido por la autora.

2.4.3. DESCRIPCIÓN DE LA INSTALACIÓN EN ERILL

En Erill y para este trabajo se decidió instalar también un modelo VX160 comercializado por Geobru gg AG para medir y poder comprobar las cargas en el sistema transmitidas por el flujo, así como las diferencias con respecto al diseño conceptual.

El Sistema VX de 32 metros de ancho medidos en el cable superior y de 6 metros de altura en la parte central del cauce, genera un área de intercepción de 124 m². (Figura 3.26)



Figura 3.26: Imágenes de algunos detalles del Sistema VX durante la instalación. Vista general desde aguas abajo, vista lateral desde margen izquierdo, detalle de la fijación de los cables intermedios a la roca por medio de los anclajes GA7001, y por último fijación del cable perimetral superior con frenos a los anclajes GA7001. (Fuente: Geobru gg).

Complementando la instrumentación del canal, para el control de la tensión que reciben los tirantes principales de la malla situada en el canal, se han instalado transductores de fuerza que permiten medir la carga a la que está sometido el cable tensor. Para este fin se han seleccionado sensores que permiten medir la carga axial sobre un cable sin tener que interrumpir el cable. Debemos considerar que la malla estaba instalada y los cables tensados antes de la instalación del sistema de medida. Cabe destacar que para este fin no se pudieron utilizar galgas extensométricas pegadas directamente sobre el cable, pues los cables no ofrecen una deformación homogénea. Por lo tanto, después de analizar las distintas opciones que ofrecía el mercado se optó por instalar un sensor de carga axial como el que se presenta en la Figura 3.27 y Figura 3.28.

El sensor seleccionado es el modelo 30510 fabricado y distribuido por ADI ARTECH TRANSDUCERS PVT.LTD y trabaja a torsión, por lo que la carga axial sobre el mismo se transmite ortogonalmente con una relación 10 a 1. De este modo y debido a que la carga esperada sobre los cables principales de la malla no supera las 10 Tm se seleccionaron sensores de 20 Tm (2T de carga axial) para ser colocados en la estructura de la malla. En total se instalaron 5 sensores en la malla tal y como se demuestra en la Figura 3.29.

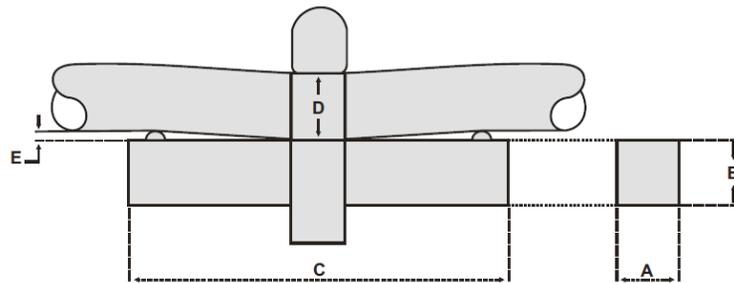
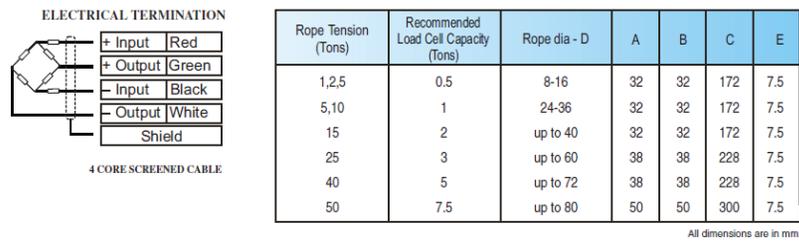


Figura 3.27: Sensor de carga (fuente: ADI ARTECH TRANSDUCERS y sensor inalámbrico) (caja negra) conectado a un transductor de carga axial en la malla. (Fuente: Propia).



Figura 3.28: Imagen del Sistema de intercepción de flujo VX instalado en Erill tras un flujo de corriente de derrubios que ha producido el llenado de un 60% del volumen disponible. (Fuente: Propia).



Figura 3.29: Imagen del Sistema de intercepción de flujo VX instalado en Erill con la posición de las galgas de tensión. (Fuente: Propia).

La distribución de los sensores de carga sobre el sistema VX se muestra en la Figura 3.30

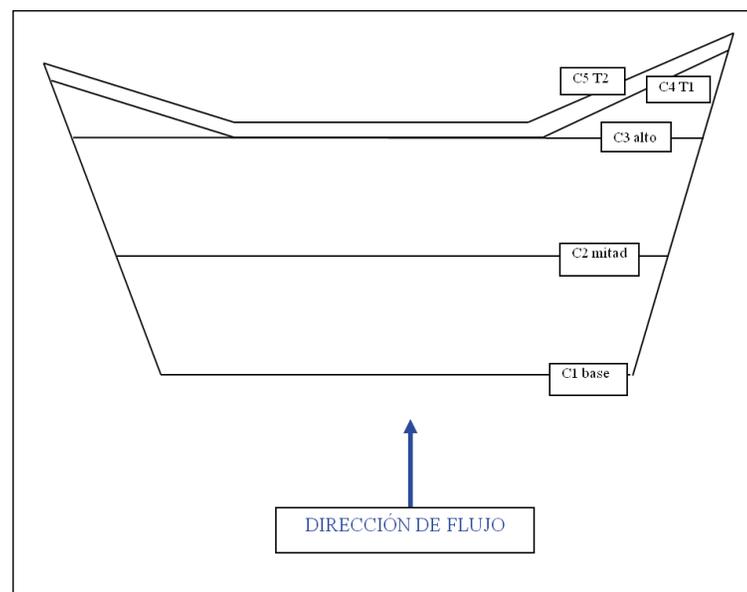


Figura 3.30: Distribución de los sensores en la malla. (Fuente: Propia)

Para la lectura y automatización de los datos generados por los sensores de carga descritos arriba, se han instalado dispositivos digitalizadores de última generación dotados de comunicación inalámbrica de muy bajo consumo conectados a cada transductor de carga. Estos dispositivos permiten monitorizar de forma remota la zona y transmitir de forma inalámbrica esta información a un servidor central dónde la información estará disponible mediante un acceso web para su posterior proceso.

Los digitalizadores inalámbricos empleados incorporan las últimas tecnologías de comunicación inalámbrica. Este hecho permite comunicar distintos sensores situados en la malla evitando la necesidad de instalar cables. En la Figura 3.27 se muestra un nodo sensor FSG05 de Worldensing. Su pequeño tamaño y su operación con baterías permiten una instalación rápida en la malla dónde cada nodo actúa como emisor y repetidor de los vecinos en la red creando una red mallada de comunicación con un alcance de hasta 150 m entre dispositivos. Su bajo consumo asegura una vida útil de las baterías de más de 5 años. El protocolo de comunicación utilizado es una variante del IEEE802.15.4, hecho que asegura un consumo muy reducido y gran fiabilidad en la red de comunicación.

Los datos generados por los sensores son registrados mediante un sistema de adquisición de datos FSG05 de Worldsensing basado en un conversor analógico digital de 24 bits y un amplificador de instrumentación de alta precisión. El sistema está adaptado para la lectura de voltaje como sensores de cuerda vibrante y ofrece una gran flexibilidad que lo hacía muy adecuado para esta aplicación. En el Anejo II se puede ver un resumen de las especificaciones técnicas de los dispositivos utilizados.

Los digitalizadores registran un dato de cada sensor una vez por hora (configurable por el usuario). Esta información se envía de forma inalámbrica al concentrador situado unos 60 m más abajo en el canal que los envía a Internet mediante un MODEM GPRS. Allí existe una caseta de instrumentos equipada con un sistema de captura de video que registra los eventos cuando estos ocurren.

Las características de FSG05 permiten la recolección automática de datos de los distintos nodos de la red distribuida a lo largo de la malla o el canal. Los datos son transmitidos de nodo a nodo inalámbricamente hasta llegar a una estación base donde estos serán transmitidos a Internet. FSG05 además ofrece un sistema de control de la red mediante cualquier dispositivo móvil u ordenador con conexión a Internet. De este modo mediante el acceso a un sitio Web el usuario puede tener un control absoluto de sus redes de sensores. Los datos generados por la red son almacenados en un servidor accesible desde la web. Desde allí, el sistema puede ser fácilmente configurado y los datos descargados. En la siguiente figura se puede ver un ejemplo de la aplicación de gestión de este tipo de dispositivos (Figura 3.31).



Figura 3.31: Pantalla de control del sistema de recolección de datos inalámbrico instalado en la malla. (Fuente: Propia).

En la aplicación cuando se selecciona uno o múltiples dispositivos los datos se pueden ver directamente representados o descargar para un posterior proceso (Figura 3.32).

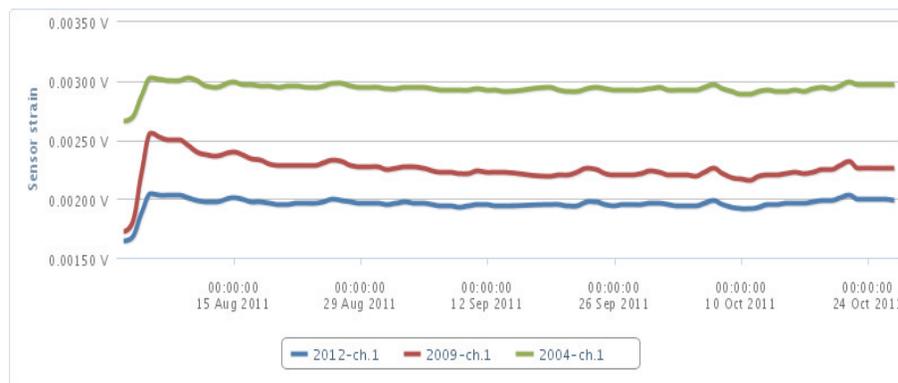


Figura 3.32: Gráfica representado la carga de los sensores 2,3 y 5 para un periodo determinado. Nótese que los valores se representan en voltios. (Fuente: Propia)

3. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Abancó, C., Hürlimann, M., Fritschi, B., Graf, C., Moya, J., 2012. Transformation of Ground Vibration Signal for Debris-Flow Monitoring and Detection in Alarm Systems. *Sensors* 12, 4870–4891.
- Angeli, M.G., Pasuto, A. and Silvano, S. 2000. A critical review of landslide monitoring experiences. *Engineering Geology* 55. Pág. 133 – 47.
- Badoux, A., Graf, C., Rhyner, J., Kuntner, R. and McArdell, B. 2009. A debris-flow alarm system for the Alpine Illgraben catchment: design and performance. *Natural Hazards*. Pág. 517 – 539.
- Berti, M., Genevois, R., La Husen, R., Simoni, A. and Tecca, P.R. 2000. Debris flow monitoring in the Acquabona watershed on the Dolomites (Italian Alps). *Physics and Chemistry of the Earth* 25. Pág. 707 – 715.
- Besson, B., Eiriksson, G., Thorarinsson, O., Thorarinsson, A. and Einarsson, S. 2007. Automatic detection of avalanches and debris flows by seismic methods. *Journal of Glaciology* 53. Pág. 461 – 472.
- Coe, J.A., Kinner, D.A. and Godt, J.W. 2008. Initiation conditions for debris flows generated by runoff at Chalk Cliffs, central Colorado. *Geomorphology*, 96. Pág. 270 – 297.
- Corominas, J. 2000. El clima y sus consecuencias sobre la actividad de los movimientos de ladera en España. *Rev. C & G.*, 20 (3 – 4). Pág. 89 – 113.
- Coviello, V., Arattano, M., Turconi, L., 2015. Detecting torrential processes from a distance with a seismic monitoring network. *Nat. Hazards* 78, 2055–2080. doi:10.1007/s11069-015-1819-2
- Gostelow, T.P. 1991. *Rainfall and Landslides*. In *Prevention and Control of Landslides and other Mass Movements*. CEC Report EUR 12918 EN. Luxembourg. Pág. 37 – 53.
- Greco, R., Guida, A., Damiano, E. and Olivares, L. 2010. Soil water content and suction monitoring in model slopes for shallow flowslides early warning applications. *Physics and Chemistry of the Earth* 35. Pág. 127 – 136.
- Gregoretti, C. 2012. *Monitoring of debris flows in the testbed Fiammes Valley*. PARAMount Final Conference. <http://www.paramount-project.eu>.
- Hübl, J. and Kaitna, R. 2010. *Sediment delivery from the Lattenbach catchment by debris floods and debris flows*. EGU General Assembly 10585.
- Hürlimann, M., Abancó, C., Moya, J. and Vilajosana, I. 2014. Results and experiences gathered at the Rebaixader debris-flow monitoring site, Central Pyrenees, Spain. *Landslides* 11. Pág. 939 – 953.
- Hürlimann, M., Corominas, J., Moya, J. and Copons, R. 2003. Debris – flow events in the Eastern Pyrenees. Preliminary study on initiation and propagation. Rickenmann, D. and Chen, C. (Eds.). 3rd Int. Conf. on Debris – Flow Hazards Mitigation. Millpress, Davos. Pág. 115 – 126.

- Iiritano, G., Versace, P. and Sirangelo, B. 1998. *Real – time estimation of hazard for landslides triggered by rainfall*. Environmental Geology 35 (2/3). Pág. 175 – 183.
- Itakura, Y., Fujii, N., Sawada, T., 2000. Basic characteristics of ground vibration sensors for the detection of debris flow. Phys. Chem. Earth, Part B 25, 717–720.
- Kean, J.W., Staley, D.M. and Cannon, S.H. 2011. *In situ measurements of post-fire debris flows in southern California: Comparisons of the timing and magnitude of 24 debrisflow events with rainfall and soil moisture conditions*. Journal of Geophysical Research 116 (F4), F04019.
- LaHusen, R. 2005. *Debris-flow instrumentation*. In: Jakob, M., Hungr, O. (Eds.). Debrisflow Hazards and Related Phenomena. Pág. 291 – 304.
- Marchi, L., Arattano, M. and Deganutti, A.M. 2002. *Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps)*. Geomorphology 46. Pág. 1 – 17.
- Marchi, L., Comiti, F., Arattano, M., Cavalli, M., Macconi, P. and Penna, D. 2012. *A new debris-flow monitoring system in an Alpine catchment*. Geophysical Research Abstracts 14, 6104.
- McArdell, B. and Badoux, A. 2007. *Influence of rainfall on the initiation of debris flows at the Illgraben catchment, canton of Valais*. Geophysical Research Abstracts 9, 08804.
- McArdell, B., Bartelt, P. and Kowalski, J. 2007. *Field observations of basal forces and fluid pore pressure in a debris flow*. Geophysical Research Letters 34, doi:10.1029/2006GL029183.
- Navratil, O., Liébault, F., Bellot, H., Theule, J., Travaglini, E., Ravanat, X., Ousset, F., Laigle, D., Segel, V. and Fiquet, M. 2012. *High-frequency monitoring of debris flows in the French alps. Preliminary results of a starting program*. 12th Congress INTERPRAEVENT. 11 pág.
- Picarelli, L., Urciuoli, G. and Russo, C. 2004. *Effect of groundwater regime on the behavior of clayey slopes*. Canadian Geotechnical Journal 41. Pág. 467 – 784.
- Reid, M.E., Baum, R.L., La Husen, R. and Ellis, W.L. 2008. *Capturing landslide dynamics and hydrologic triggers using near-real-time monitoring*. In: Chen, Z., Zhang, J., Li, Z., Wu, F., Ho, K. (Eds.). 10th International Symposium on Landslides and Engineered Slopes. Pág. 179 – 191.
- Scotton, P., Genevois, R., Moro, F., Zorzi, L., Girardi, G. and Praticelli, N. 2011. *The debrisflows monitoring system of acquabona torrent (Cortina d'Ampezzo, Belluno, Italy)*. In: Genevois, R., Hamilton, D., Prestininzi, A. (Eds.). 5th Int. Conf. on Debris-Flow Hazards Mitigation. Pág. 595 – 603.
- Simoni, A., Berti, M., Generali, M., Elmi, C. and Ghirrotti, M. 2004. *Preliminary result pore pressure monitoring on an unstable clay slope*. Engineering Geology 73. Pág. 117 – 128.
- Suwa, H., Okano, K. and Kanno, T. 2009. *Behavior of debris flows monitored on test slopes of Kamikamihorizawa Creek, Mount Yakedake, Japan*. International Journal of Erosion Control Engineering 2. Pág. 33 – 45.
- Wang, H.B. and Sassa, K. 2006. *Rainfall – induced landslide hazard assessment using artificial neural networks*. Earth Surface Processes and Landforms 31 (2). Pág. 235 – 247.
- Wendeler, C. 2008. *Murgangrückhalt in Wildbächen -Grundlagen zu Planung und Berechnung von flexiblen Barrieren*. Diss. Eth Nr. 17913. Pag. 175 – 187.
- Yin, H.Y., Huang, C.J., Chen, C.Y., Fang, Y.M., Lee, B.J. and Chou, T.Y. 2011. *The present development of debris flow monitoring technology in Taiwan -A case study presentation*. In: Genevois, R., Hamilton, D., Prestininzi, A. (Eds.). 5th Int. Conf. on Debris-Flow Hazards Mitigation. Pág. 623 – 631.
- Zhang, S. 1993. *A comprehensive approach to the observation and prevention of debris flows in China*. Natural Hazards 7. Pág. 1 – 23.



CAPÍTULO 4

DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LOS EVENTOS



DETECCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LOS EVENTOS

1.	INTRODUCCIÓN	124
2.	ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS	125
2.1.	Clasificación de los diferentes procesos	127
2.1.1.	Activación de un único geófono:	127
2.1.2.	Activación simultánea de dos o más geófonos	128
2.1.3.	Activación espaciada correlativa de todos los geófonos.	130
3.	INTERPRETACIÓN DE LA SEÑAL DE CORRIENTE DE DERRUBIOS.	133
3.1.	Evento del 21 de julio de 2007	134
3.2.	Evento del 18 de abril de 2008	137
3.3.	Evento del 2 de noviembre de 2008	141
3.4.	Evento del 6 de julio de 2009	145
3.5.	Evento del 22 de julio de 2010	148
3.6.	Evento del 23 de agosto de 2010	152
3.7.	Evento del 5 de agosto de 2011	154
3.8.	Evento del 13 de agosto de 2011	157
3.9.	Claro ejemplo de señal corriente de derrubios: evento del 23 de agosto de 2010	159
4.	ANÁLISIS DE CARGAS REGISTRADAS POR IMPACTO DE FLUJO EN LA ESTRUCTURA VX.	162
4.1.	Evento corriente de Derrubios del 22.07.2010	162
4.2.	Evento corriente de Derrubios del 05.08.2011	166
4.3.	Comparativa de cargas entre ambos eventos.	168
4.4.	Formulación teórica de las solicitaciones & cargas medidas	170
4.4.1.	Solicitaciones previstas:	171
4.4.2.	Cargas medidas & cargas esperadas:	172
4.5.	Comparativa de resultados de carga entre sistema instalado en Erill y diseño base instalado en Illgraben por C.Wendeler en 2008	173
5.	RELACIÓN DE CARGA MEDIDA EN VX CON LA VIBRACIÓN REGISTRADA POR LOS GEÓFONOS	176
6.	CONCLUSIONES.	180
7.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	181

1. INTRODUCCIÓN

Los procesos que dan pie a una corriente de derrubios son múltiples. De forma general se acepta que las condiciones topográficas, geológicas, hidrológicas pueden combinarse de tal manera que la precipitación acumulada y/o instantánea puede ser considerada como catalizadores capaces de generar una movilización o removilización de material en forma de corriente de derrubios. En particular la cuenca del Barranc de Erill dispone de un importante volumen de material de origen glaciar morrénico, del tipo till, en forma de hombrera, yacente de forma discordante sobre zócalo pizarroso previamente pulido por la acción glaciar. Este hecho junto con una media de precipitación anual próxima a los 1.200 mm e importantes fenómenos tormentosos convectivos muy localizados es una mezcla adecuada para generar esta tipología de flujos.

Desde un buen principio consideramos que la toma de datos de la propia cuenca era imprescindible para el manejo de los modelos hidrológicos. El tipo de fenómeno que estamos estudiando está en muchas ocasiones relacionado con la intensidad y la duración del episodio lluvioso. Es muy importante conocer, tras la rotura, el proceso de flujo. Así valores como la tipología de señal, velocidad de propagación de una potencial corriente de derrubios y el volumen a partir de la medición de los parámetros del propio flujo, de la influencia-carga del flujo sobre la estructura flexible de intercepción-protección del tipo Sistema VX, y apoyado por un levantamiento topográfico. Paralelamente además la instalación integrada en una misma cuenca del equipamiento específico mencionado (Foto 4.1 y Foto 4.2) es una prueba ideal (hardware y software) para testear el manejo y potencial uso como sistema de alerta temprana.

Como se ha presentado en el capítulo 3, la instrumentación consta de:

1. Sistema autónomo automático de medición y registro de flujo formado por 4 geófonos equidistantes y equipo de filmación (focos, cámara de filmación y grabador).
2. Sistema de retención de flujo VX (patente GEOBRUGG) dotado de equipo autónomo de medición con células de carga en todos los puntos característicos del sistema de protección.



Foto 4.1: Vista completa del Barranco de Erill desde cabecera en la parte alta hasta el final del cono aluvial en la parte inferior de la imagen.



Foto 4.2: Vista desde la cabecera de la cicatriz activa del Barranco de Erill donde se hallan el conjunto de geófonos.

El objetivo de este capítulo es analizar los registros de los geófonos comparados con las filmaciones obtenidas por el sistema de filmación y así identificar el tipo de flujo. A través de los eventos registrados e identificados generar, realizando una diferenciación en base a las intensidades, duración, y simultaneidad, una distinción de los diferentes procesos que pueden ocurrir ya sean por la activación de un único geófono o de varios.

Posteriormente se procede al análisis de la señal registrada por los cuatro geófonos para cada uno de los eventos catalogados como corriente de derrubios o flujo hiperconcentrado y, de todos los eventos se selecciona uno que claramente es una corriente de derrubios y se analiza en detalle.

Por otra parte se analizan dos eventos trascendentes con datos completos de cargas en las galgas desde el punto de vista de la incidencia de la carga sobre la estructura VX. Los datos se obtienen para cada cable y se comparan entre los dos eventos. También se procede a la comparación de los resultados de carga entre el sistema instalado en Erill y el diseño en Ilgraben confeccionado por Corina Wendeler.

Finalmente se relaciona la carga medida en VX con la vibración registrada por los geófonos

2. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

Aunque se dispone de datos de medición desde mayo de 2007 numerosos problemas en la puesta servicio, calibración y sensibilidad no han permitido captar la totalidad de las señales hasta el 01.01.2010, cuando se considera que el sistema está adecuadamente en servicio. Se han registrado un total de 46 disparos del sistema como se muestra en tabla anexa (Tabla 4.1). Ver Anejo III – representación gráfica de las señales de los geófonos a partir del año 2010.

Tabla 4.1: Resumen de los eventos que han activado el sistema de auscultación.

TABLA RESUMEN DE LAS SEÑALES REGISTRADAS POR LOS GEÓFONOS					MÁXIMA LECTURA POR GEÓFONO (impulsos/sg)			
DISTRIBUCIÓN TEMPORAL					G1	G2	G3	G4
SEÑAL	FECHA	HORA INICIO	HORA FIN	DURACIÓN TOTAL (segundos)				
1	21.07.2007	20:12		620	161	144	121	109
2	18.04.2008	16:12		839	91	101	111	117
3	02.10.2008	19:11		1204	64	118	88	112
4	06.07.2009	19:31		268	69	127	162	138
5	19.06.2010	14:06	14:11	299	38	1	1	1
6	22.07.2010	20:37	20:58	1301	123	154	101	123
7	22.07.2010	-	-	300	50	40	50	69
8	23.08.2010	-	-	300	304	297	310	273
9	28.08.2010	-	-	25	42	60	41	44
10	10.10.2010	3:07	3:37	602	48	76	69	81
11	04.02.2011	14:42	20:32	604	24	1	1	1
12	11.05.2011	17:26	18:37	4277	98	113	84	111
13	26.05.2011	20:28	21:08	2437	313	319	207	193
14	29.05.2011	20:01	20:49	2870	229	209	87	81
15	30.05.2011	12:06	12:46	2400	212	288	195	231
16	09.06.2011	3:58	4:03	301	25	0	0	0
17	13.06.2011	17:01	17:13	764	133	141	89	96
18	21.06.2011	21:59	22:44	2713	53	50	62	63
19	29.06.2011	2:52	3:55	3753	144	151	122	142
20	12.07.2011	22:18	22:49	1816	127	140	97	144
21	05.08.2011	12:59	13:21	1284	124	124	111	88
22	05.08.2011	15:53	16:54	2635	99	124	68	84
23	05.08.2011	-	-	300	106	64	59	123
24	13.08.2011	2:24	2:50	1545	86	91	94	120
25	15.08.2011	-	-	45	120	0	0	0
26	26.08.2011	15:30	18:34	4055	32	40	37	33
27	01.09.2011	-	-	20	0	20	0	0
28	09.09.2011	11:35	11:58	1359	1130	0	0	0
29	24.09.2011	2:31	3:01	1794	145	125	53	98
30	03.11.2011	0:01	0:06	308	2	0	0	18
31	03.11.2011	16:31	17:27	3358	147	169	146	167
32	24.11.2011	2:52	2:57	303	8	0	0	0
33	30.11.2011	-	-	25	29	30	31	29
24	10.03.2012	-	-	20	0	0	0	210
35	19.05.2012	19:28	19:42	865	90	94	79	86
36	07.06.2012	18:53	19:17	1396	228	169	100	165
37	18.06.2012	0:32	0:53	1241	175	159	125	139
38	21.06.2012	-	-	25	81	86	78	77
39	27.06.2012	22:18	23:00	2503	307	293	192	193
40	05.08.2012	13:07	13:15	455	127	80	19	100
41	05.08.2012	14:39	14:53	874	81	95	51	127
42	05.08.2012	20:51	21:23	1856	93	112	107	131
43	28.08.2012	4:25	4:43	1104	286	282	100	147
44	09.09.2012	18:57	19:53	3351	125	101	67	114
45	10.09.2012	23:37	23:51	829	48	50	47	73
46	23.09.2012	23:49	00:06	1024	147	138	109	165

La distribución temporal, como puede apreciarse en tabla adjunta, es en favor de los meses lluviosos de los tres años completos auscultados. Cabe destacar la especial concentración entre mayo y noviembre del año 2011 donde en total se registraron 18 señales. Los meses nivosos, a la cota de la instalación de auscultación, no han activado los geófonos (Figura 4.1).

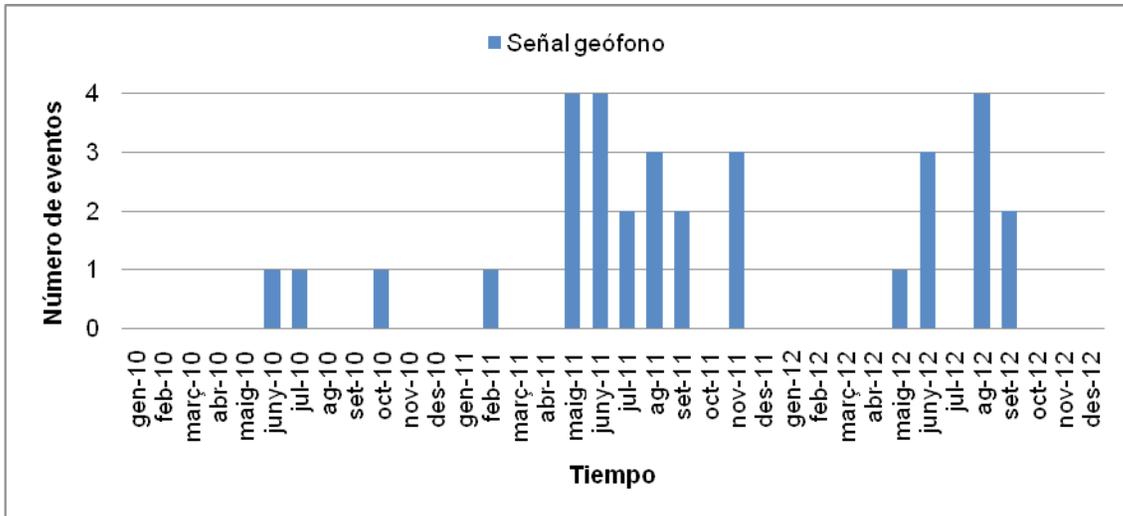


Figura 4.1: Distribución temporal de las activaciones del sistema de geófonos. (Fuente: Propia)

Tras la toma de datos y partir del análisis e interpretación de las distintas señales registradas se ha realizado una diferenciación en base a las intensidades, duración, y simultaneidad que permiten determinar el origen de la señal con ver su gráfica. A continuación se muestran los datos.

2.1. CLASIFICACIÓN DE LOS DIFERENTES PROCESOS

Los datos obtenidos son muy numerosos y discriminar entre todos ellos ha sido la primera de las tareas. Esta es una tarea poco descrita en bibliografía y por lo tanto poco comparable. Sin embargo ha sido necesario diferenciar entre los diferentes tipos de señales que se han registrado y tratar de relacionarlos con fenómenos diversos ya sean de interés geológico como los movimientos en masa o las corrientes de derrubios, ya sean accidentales como pasos de animales o efectos de la meteorología o simplemente falsas alarmas.

Las señales recogidas por los geófonos traducen la vibración en impulsos por segundo que es un parámetro fundamental para describir la evolución de los eventos (Abancó et al. 2014). A través de las curvas dibujadas por cada señal y tras su comparación con fenómenos de distinto tipo registrados de distinta forma, hemos llegado a distinguir los diferentes tipos de procesos que a continuación se explican con más detalle.

2.1.1. ACTIVACIÓN DE UN ÚNICO GEÓFONO:

La activación de un único geófono por lo general no va asociada a ningún episodio fluvio torrencial. Se ha podido distinguir en Erill por lo menos tres tipos de situaciones en las que la consecuencia es la activación de un único geófono (Figura 4.2).



Figura 4.2: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) en el eje vertical y duración en el tiempo (segundos) en el eje horizontal de distintas señales registradas por un único geófono. (Imagen izquierda procedente de: <http://www.remediando.com/2011/04/jabali-el-cerdo-salvaje.html>; imágenes derecha procedentes de www.geobrug.com)

Estas señales se corresponden con situaciones reales observadas en terreno y se atribuyen a estos procesos tras comprobar los registros de las cámaras y/o los daños resultantes de tales situaciones.

Estos agentes causantes generan característicamente señales cortas con distintos grados de intensidad. Pero por lo general bajas.

2.1.2. ACTIVACIÓN SIMULTÁNEA DE DOS O MÁS GEÓFONOS

Señal propia de un relámpago

Las tormentas eléctricas generan una típica señal de activación de todos los geófonos al mismo tiempo y de intensidad baja. Hasta el momento no se ha distinguido entre si la señal es como consecuencia de la descarga eléctrico sobre el aparejo o bien si se trata de la señal producida por la onda acústica sobre los geófonos (Figura 4.3).

Hemos comprobado que como consecuencia de la activación de todos los geófonos a la vez resulta el encendido del sistema de filmación y como resultado un video con multitud de flaxes de luz y por lo general lluvia asociada. Este fenómeno en Erill es muy frecuente sobre todo en época veraniega.

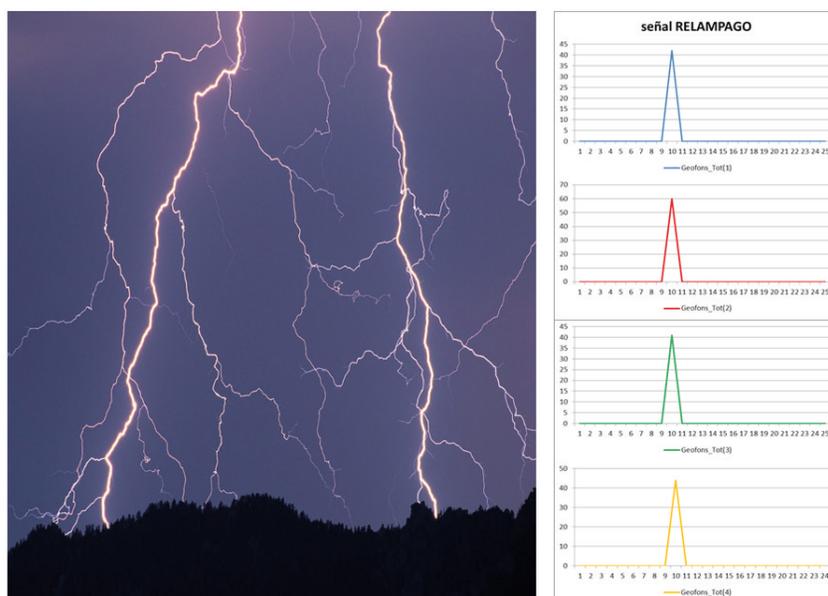


Figura 4.3: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) en el eje vertical y duración en el tiempo (segundos) en el eje horizontal de distintas señales registradas por 2 o mas geófonos. (Imagen izquierda procedente de: http://www.eldiario.es/canariasahora/sociedad/Noche-truenos-relampagos-Gran-Canaria_12_574762519.html)

Señal atribuida al paso de avión a poca altura

Se ha atribuido al paso de un avión a baja altura la señal sostenida de menos de 10 segundos de todos los geófonos al unisono. Se ha descartado que se trate de señales generadas por tormentas pues se han dado en días despejados sin actividad tormentosa. Es común en estas zonas de montaña que pasen aviones militares a escasa altura (Figura 4.4) y pudo constatarse por información vecinal y tras consulta telefónica al Aeropuerto Militar de Zaragoza.

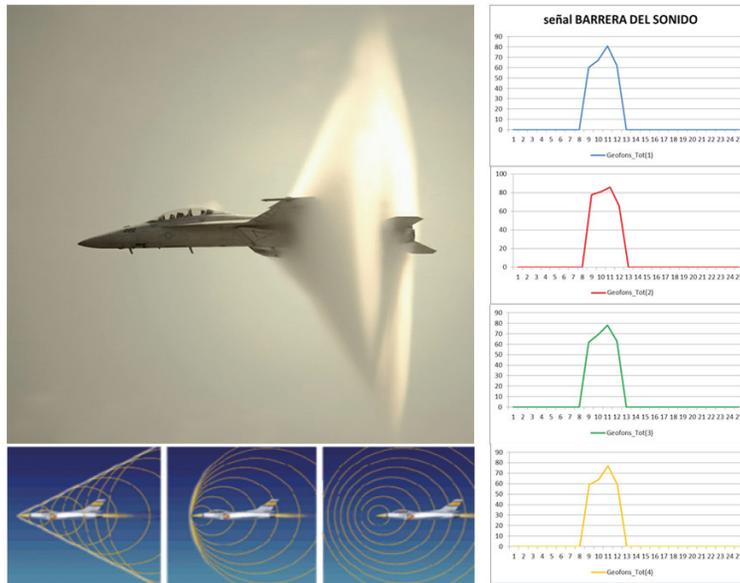


Figura 4.4: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) en el eje vertical y duración en el tiempo (segundos) en el eje horizontal de distintas señales registradas por 2 o más geófonos. (imagen izquierda procedente de: <https://es.pinterest.com/pin/392798398724025412/>)

Señal atribuida a un microseísmo

Los microseísmos también muestran una señal específica con variabilidad en impulsos en un espacio corto de tiempo, pero eso sí de todos los geófonos al mismo tiempo. Para asegurar que se trata de un seísmo se ha contrastado con el Servei Geològic de Catalunya (Figura 4.5).

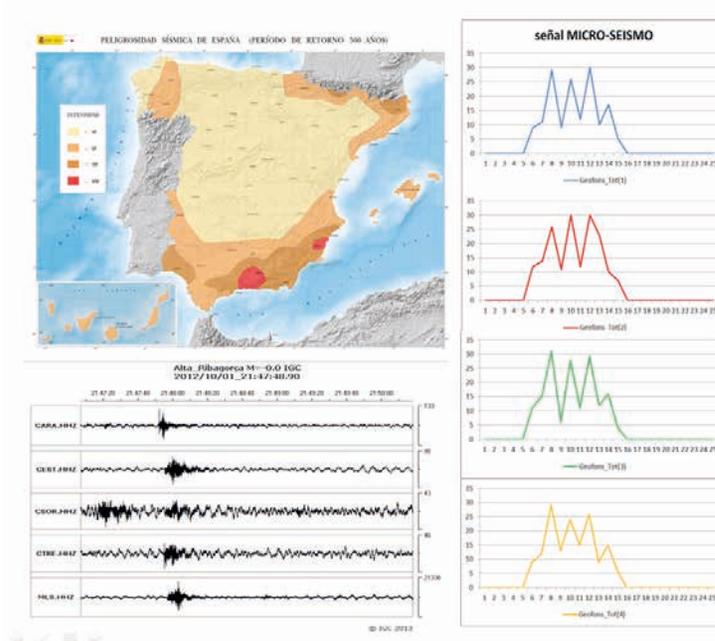


Figura 4.5: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) en el eje vertical y duración en el tiempo (segundos) en el eje horizontal de distintas señales registradas por 2 o más geófonos. (imagen izquierda-arriba de: <http://www.avcan.org/?m=Noticias&a=noticia&N=567>; izquierda debajo de <https://www.slideshare.net/ICGCat/el-coneixement-del-terratrmols>)

2.1.3. ACTIVACIÓN ESPACIADA CORRELATIVA DE TODOS LOS GEÓFONOS

Señal atribuida al flujo de agua con transporte de sedimento

El torrent de Erill escasamente tiene presencia de agua en temporadas de estío. La circulación de más de $0,5 \text{ m}^3/\text{sg}$ como respuesta al periodo de concentración de la escorrentía de tormentas estacionales o a algunos días de primavera coincidiendo con el deshielo, infiere una señal de varios minutos que puede alcanzar casi una hora, de gran variabilidad en cuanto a la intensidad de la señal. Los geófonos suelen activarse con escaso segundos de diferencia entre ellos y no siempre de forma ordenada (Figura 4.6). La filmación con nuestros equipos confirma dicho proceso.

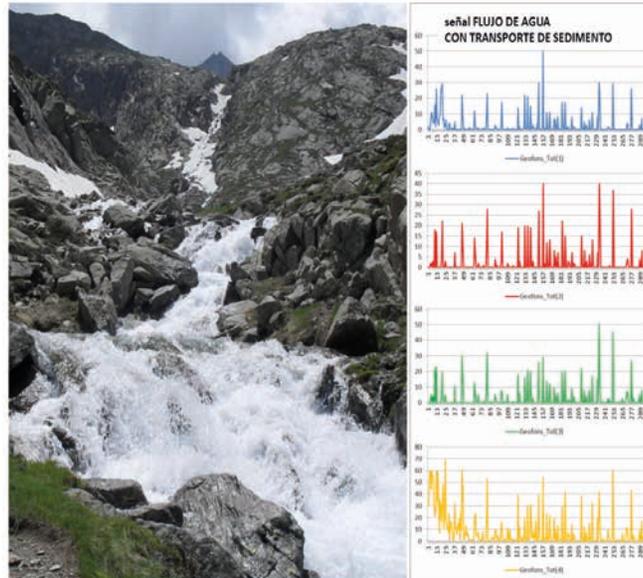


Figura 4.6: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) en el eje vertical y duración en el tiempo (segundos) en el eje horizontal de distintas señales registradas por los geófonos de inicio espaciado.

Señal atribuida al flujo hiperconcentrado

Los flujos hiperconcentrados son los más abundantes en la cuenca de estudio. La activación de los geófonos es ordenada con intensidades pico que fácilmente pueden ser superiores a 100 impulsos/sg . En algunos casos, como el grafiado, no se descarta que la señal recibida por el primer geófono pudiera coincidir con la señal de un flujo de corriente de derrubios evolucionado por hidratación a hiperconcentrado (Figura 4.7). La filmación con nuestros equipos permite confirmar dicho proceso.

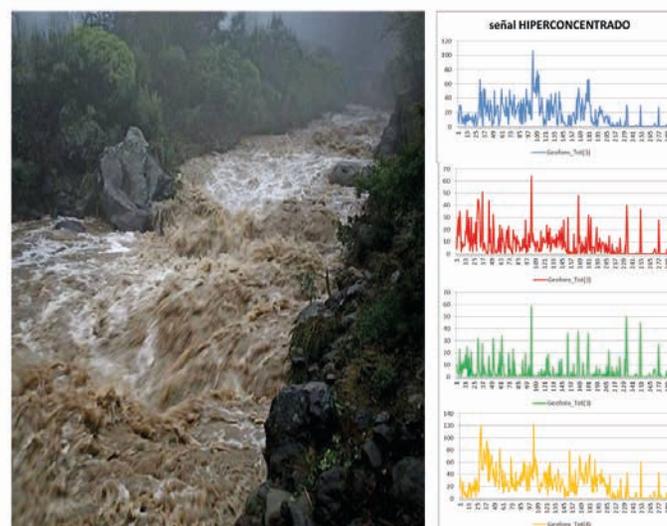


Figura 4.7: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) en el eje vertical y duración en el tiempo (segundos) en el eje horizontal de distintas señales registradas por los geófonos de inicio espaciado.

Señal atribuida al flujo de una corriente de derrubios densa

La señal propia de una corriente de derrubios es perfectamente identificable cuando se muestra justo al inicio del evento y esta es fuente primera de la activación. Sin embargo posibles olas sucesivas, en el caso de Erill, quedan disimuladas dentro de flujos hiperconcentrados y son muy difíciles de discretizar (Figura 4.8).

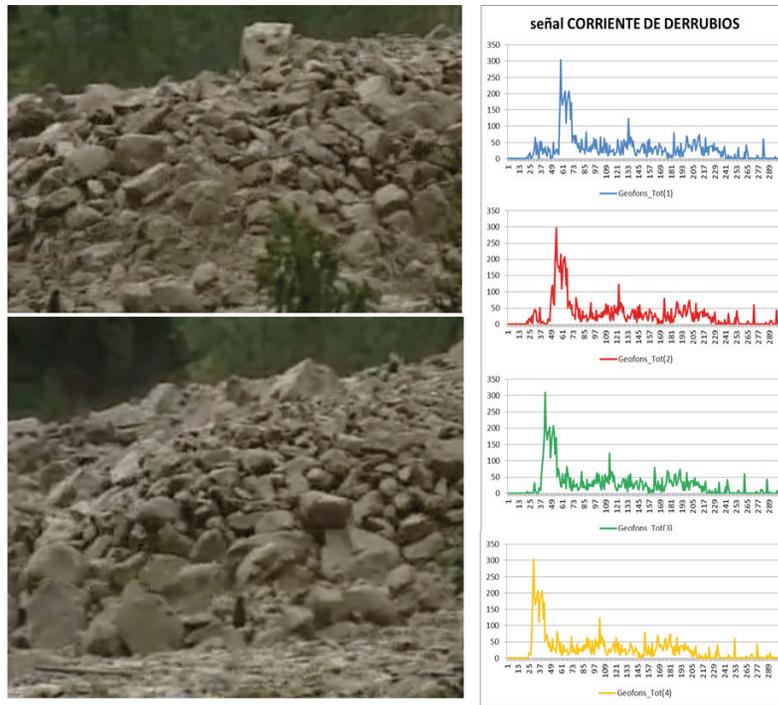


Figura 4.8: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos de inicio espaciado. (imagen izquierda de: <https://www.youtube.com/watch?v=8mKC3eID074> cortesía de USGC Sue Cannon, landslide researcher with the US Geological Survey in Denver, Colorado.

Del total de señales obtenidas y a partir del estudio de las condiciones de entorno (climatológicas) y de datos externos (sismológicos y observación local), se han podido agrupar como muestra la siguiente tabla (Tabla 2). La caracterización e interpretación de estas señales, obtenida tras un periodo de experimentación en la cuenca de Erill y de análisis, pueden servir como punto de partida para futuros proyectos que pretendan el uso y manejo de geófonos aplicados en la cuenca y canal, como así fue en los trabajos de Abancó (... any ...) diseñados y realizados tras nuestra caracterización.

Tabla 4.2: Tabla resumen del tipo de señales e interpretación realizada. (Fuente: Propia)

ACTIVACIÓN DEL SISTEMA	SIMULTANEIDAD	INTERPRETACIÓN	SEÑAL (impulsos/sg)	Duración (sg)	
ACTIVACIÓN 1 GEÓFONO	ÚNICO	PASO DE UN ANIMAL	10 hasta 20	1 hasta 5	
		RODAMIENTO DE UNA PIEDRA	20 hasta 150	5 hasta 30	
		IMPACTO DE UNA PIEDRA	>150	< 5	
ACTIVACIÓN DE 2 O MAS GEÓFONOS	SIMULTANEAMENTE	RELÁMPAGO	30 hasta 60	1	
		AVIÓN-BARRERA DEL SONIDO	>60	<4	
		MICRO-SEISMO	10 hasta 30	<10	
	ESPACIADOS EN TIEMPO	FLUJO	AGUA CON TRANSPORTE SEDIMENTO	10 hasta 60	300-6.000
			HIPERCONCENTRADO	60 hasta 120	150-3.000
			CORRIENTE DE DERRUBIOS	>120	<500

Tabla 4.3: Resumen de las señales registradas por los geófonos y tipo de proceso. Tipo de proceso: CD = Corriente de Derrubios, FH = Flujo Hiperconcentrado, TS = Transporte de Sedimento. * Puntualmente indicios de CD; "Tipo de proceso" en blanco indica que no se ha interpretado o no corresponde a un flujo torrencial.

TABLA RESUMEN DE LAS SEÑALES REGISTRADAS POR LOS GEÓFONOS									
DISTRIBUCIÓN TEMPORAL					MÁXIMA LECTURA POR GEÓFONO (impulsos/sg)				Tipo de proceso
SEÑAL	FECHA	HORA INICIO	HORA FIN	DURACIÓN TOTAL (segundos)	G1	G2	G3	G4	
1	21.07.2007	20:12		620	161	144	121	109	FH-CD
2	18.04.2008	16:12		839	91	101	111	117	FH-CD
3	02.11.2008	19:11		1204	64	118	88	112	FH-CD
4	06.07.2009	19:31		268	69	127	162	138	FH-CD
5	19.06.2010	14:06	14:11	299	38	1	1	1	
6	22.07.2010	20:37	20:58	1301	123	154	101	123	FH-CD
7	22.07.2010	-	-	300	50	40	50	69	TS
8	23.08.2010	-	-	300	304	297	310	273	FH-CD
9	28.08.2010	-	-	25	42	60	41	44	TS
10	10.10.2010	3:07	3:37	602	48	76	69	81	TS
11	04.02.2011	14:42	20:32	604	24	1	1	1	
12	11.05.2011	17:26	18:37	4277	98	113	84	111	FH
13	26.05.2011	20:28	21:08	2437	313	319	207	193	FH-CD*
14	29.05.2011	20:01	20:49	2870	229	209	87	81	FH-CD*
15	30.05.2011	12:06	12:46	2400	212	288	195	231	FH
16	09.06.2011	3:58	4:03	301	25	0	0	0	
17	13.06.2011	17:01	17:13	764	133	141	89	96	FH
18	21.06.2011	21:59	22:44	2713	53	50	62	63	
19	29.06.2011	2:52	3:55	3753	144	151	122	142	FH
20	12.07.2011	22:18	22:49	1816	127	140	97	144	FH
21	05.08.2011	12:59	13:21	1284	124	124	111	88	
22	05.08.2011	15:53	16:54	2635	99	124	68	84	FH-CD
23	05.08.2011	-	-	300	106	64	59	123	
24	13.08.2011	2:24	2:50	1545	86	91	94	120	FH-CD
25	15.08.2011	-	-	45	120	0	0	0	
26	26.08.2011	15:30	18:34	4055	32	40	37	33	
27	01.09.2011	-	-	20	0	20	0	0	
28	09.09.2011	11:35	11:58	1359	1130	0	0	0	
29	24.09.2011	2:31	3:01	1794	145	125	53	98	
30	03.11.2011	0:01	0:06	308	2	0	0	18	
31	03.11.2011	16:31	17:27	3358	147	169	146	167	FH
32	24.11.2011	2:52	2:57	303	8	0	0	0	
33	30.11.2011	-	-	25	29	30	31	29	
24	10.03.2012	-	-	20	0	0	0	210	
35	19.05.2012	19:28	19:42	865	90	94	79	86	
36	07.06.2012	18:53	19:17	1396	228	169	100	165	FH
37	18.06.2012	0:32	0:53	1241	175	159	125	139	FH
38	21.06.2012	-	-	25	81	86	78	77	
39	27.06.2012	22:18	23:00	2503	307	293	192	193	FH
40	05.08.2012	13:07	13:15	455	127	80	19	100	
41	05.08.2012	14:39	14:53	874	81	95	51	127	
42	05.08.2012	20:51	21:23	1856	93	112	107	131	FH
43	28.08.2012	4:25	4:43	1104	286	282	100	147	FH
44	09.09.2012	18:57	19:53	3351	125	101	67	114	FH
45	10.09.2012	23:37	23:51	829	48	50	47	73	
46	23.09.2012	23:49	00:06	1024	147	138	109	165	FH

3. INTERPRETACIÓN DE LA SEÑAL DE CORRIENTE DE DERRUBIOS Y FLUJOS HIPERCONCENTRADOS

Mediante la auscultación instalada en cuenca se han podido registrar 8 eventos en el período 2007-2013 (Tabla 4). Todos ellos han sido de reducido volumen medido topográficamente (Figura 4.9) y comparado con el previo relieve del terreno, obteniendo los volúmenes de material movilizado para los eventos que varían entre 30 y 1.400 m³. Hasta este momento todos se han producido asociados a tormentas de evolución convectiva con precipitaciones de moderada intensidad (ver capítulo 5) por removilización de material acumulado en la cuenca.



Figura 4.9: Detalle del levantamiento topográfico a partir de estación total para medir los volúmenes de los distintos eventos.

El volumen de cada uno de los depósitos se ha medido mediante levantamiento topográfico a partir de apoyo terrestre de estación topográfica robotizada del tipo Leika TPS ROBOTICA. En cada caso el volumen se ha obtenido restando al volumen del levantamiento anterior. Remarcar que partimos de un levantamiento topográfico de partida con el vaso completamente vacío, coincidente con el momento de la instalación del sistema VX de intercepción de flujo.

Tabla 4.4: Resumen de las corrientes de derrubios observadas.

FECHA	VOLUMEN (m ³)	Densidad del depósito (t/m ³)	Tipo de proceso
21 julio de 2007	<40	1,4	CD
18 abril de 2008	<50	1,3	FH-CD
2 noviembre de 2008	<70	1,3	FH-CD
6 julio de 2009	240	1,6	CD
22 de julio de 2010	1.300	1,9	CD
23 de agosto de 2010	70	1,8	CD
5 agosto de 2011	190	1,4	FH-CD
13 agosto de 2011	1.400	1,4	FH-CD

La densidad se ha tomado de la muestra de depósito sedimentado en el trasdós del dique VX.

A continuación se describe e interpreta la señal registrada por los 4 geófonos para cada uno de los eventos catalogados como corrientes de derrubios, capturados durante el periodo de auscultación.

El volumen total de cada evento y el tipo de proceso al que responden se encuentran resumidos en la Tabla 4.4, que de ahora en adelante se consideran todos eventos de CD.

3.1. EVENTO DEL 21 DE JULIO DE 2007

Se atribuye este evento a una corriente de derrubios. Este fue el primero de los flujos capturados por el sistema. Todavía inmersos en aquel momento en probar el conjunto de dispositivos instalados en la cuenca y con especial dificultad por calibrar un umbral de disparo de los geófonos (Tabla 4.5 y Figura 4.10).

Tabla 4.5: Tabla resumen valores geófonos.

Fecha	21/07/2007	Periodo pruebas	Geófono 1	Geófono 2	Geófono 3	Geófono 4
Hora inicio	20:12	Activo	x	x	x	x
Duración (segundos)	620	Duración (s)	600	601	619	620
		Máxima act. (imp/s)	161	144	121	109

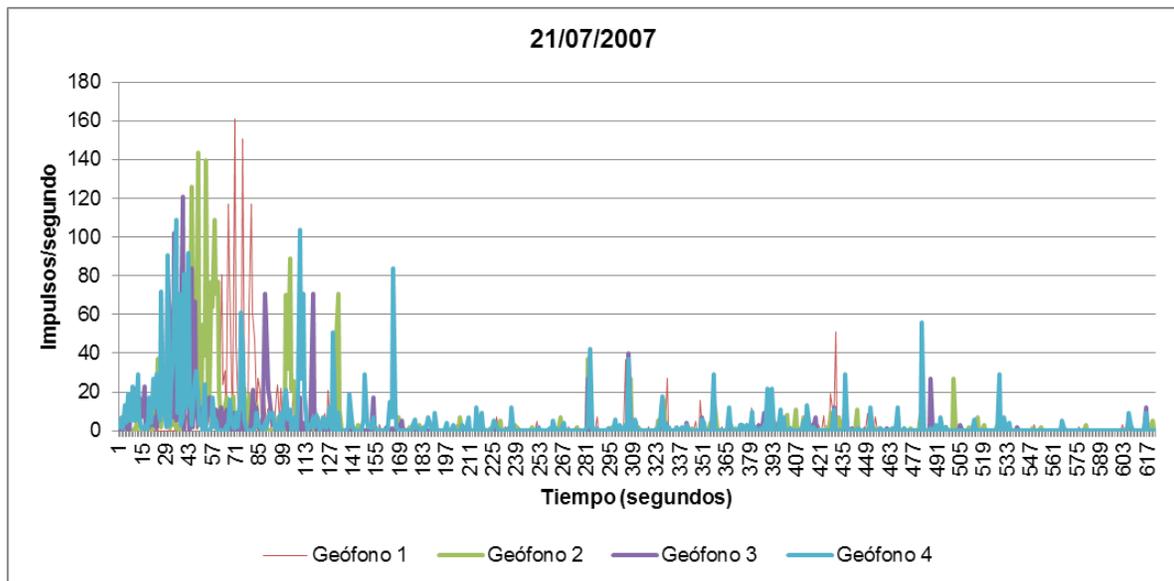


Figura 4.10: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.

Los 170 primeros segundos el flujo genera una vibración elevada con numerosos picos entre los 60 y 161 impulsos/segundo. Posteriormente los geófonos no registran valores trascendentes por encima de los 40 impulsos/segundo.

Cuando observamos en detalle los 250 segundos primeros de la señal (Fig. 4.11) se puede apreciar como una parte del flujo que arrancaba a la altura del geófono 4 con vibraciones por encima de los 70 impulsos/segundo (segundo 26), alcanzaba su máximo 9 segundos más tarde (segundo 35) con valores de 109 impulsos/segundos. Inmediatamente y durante 7 segundos más la señal permanecía alta entre los 71-92 impulsos/segundo para caer inmediatamente por debajo de los 30 impulsos/segundo. Esta parte de la señal (DFI) se ha observado cómo ha incrementado los valores de vibración (>10%) a su paso por el geófono 3 y más de un 20% en los geófonos 2 y 1 donde ha alcanzado valores máximos de 151 impulsos/segundo. Esta parte de la señal (DFI) se ha mantenido homogénea con el paso del tiempo entre los 3 primeros geófonos ocupando un espacio de 14 segundos y un poco mayor a su llegada al geófono 1 donde se ha podido registrar durante 18 segundos.

La velocidad ha evolucionado de forma opuesta. Mientras que entre el geófono 4 y 3 DFI se desplazaba con una velocidad media de 15 m/s entre el geófono 3 y 2 se había reducido hasta 6,67 m/s y caía hasta los poco más de 2,22 m/s para alcanzar el geófono 1.

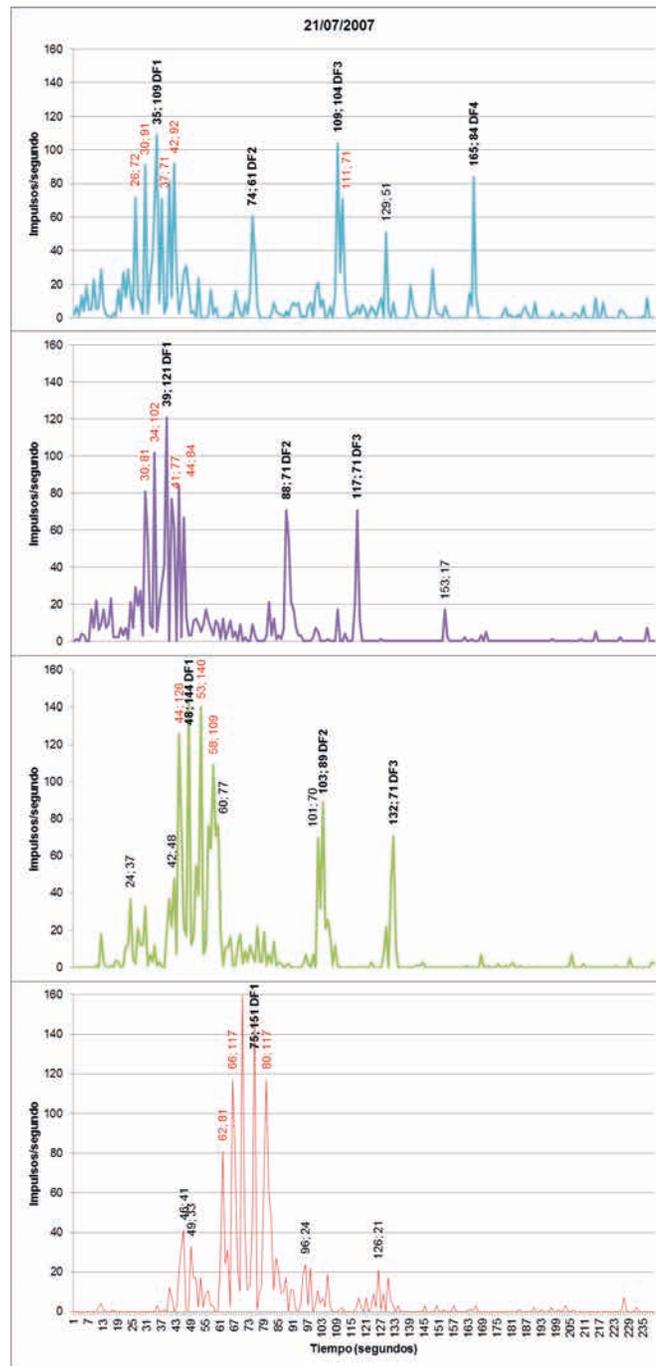


Figura 4.11: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.

Aparentemente un flujo que no nació como debris flow sino como flujo torrencial hiperconcentrado, a juzgar por los impulsos/segundo registrados a su paso el primer geófono, pudo evolucionar con el paso del tiempo, probablemente incorporando material del propio lecho, hasta transformarse en un debris flow. Muestra de ello podría ser la progresiva reducción de la velocidad de flujo y de forma inversa el incremento de la vibración registrada por los geófonos (impulsos/segundo) (Figura 4.11).

32 segundos después del paso de lo que podría ser una primera ola de flujo, se produce un puntual incremento en la vibración (DF2), interpretada como una segunda ola, con valores de 61 impulsos/segundo que aparentemente alcanza el Geófono 3 y 2 con un incremento paulatino de la vibración (71 imp/s en G3 y 89 imp/s en G2) y una reducción de la velocidad de 4,3 a 4 m/s. Sin embargo esta señal no fue capturada por G1. Aparentemente la vibración no se correspondería con un DF sin embargo las velocidades de desplazamiento y el tiempo de señal podrían estar indicando lo contrario.

A los 109 segundos (DF3) una nueva señal de 3 segundos de duración alcanzó los 104 imp/s en el G4. Esta nueva ola se desplazó hasta el G2 con una reducción de la vibración sostenida hasta 71 imp/s. La velocidad se habría reducido de los 7 m/s entre G4-G3 hasta los 4 m/s entre G3-G2. La señal no se registró en G1.

En el segundo 165 (DF4) nuevamente una señal aislada alcanzó los 84 imp/sg de un solo segundo de duración sin embargo no sea podido correlacionar con ninguna otra de las señales registrados por los demás geófonos.

Tras el evento se pudo observar como el flujo a duras penas alcanzó la protección VX (posición del Geófono 1) y lo hizo sin deformar aparentemente los elementos flexibles del sistema. En ese momento no se disponía todavía de galgas extensométricas instaladas en los cables a la espera de recibir sensores análogos a los instalados en Illgraben (Foto 4.3).



Foto 4.3: Flujo removido por el evento del 21/07/2007.

En la Figura 4.12 se puede observar la simulación del material acumulado durante el evento a fin calcular el volumen total del depósito acumulado. En esta simulación y al igual que todas las descritas en éste capítulo se han realizado con un MDT de 5x5m de resolución.

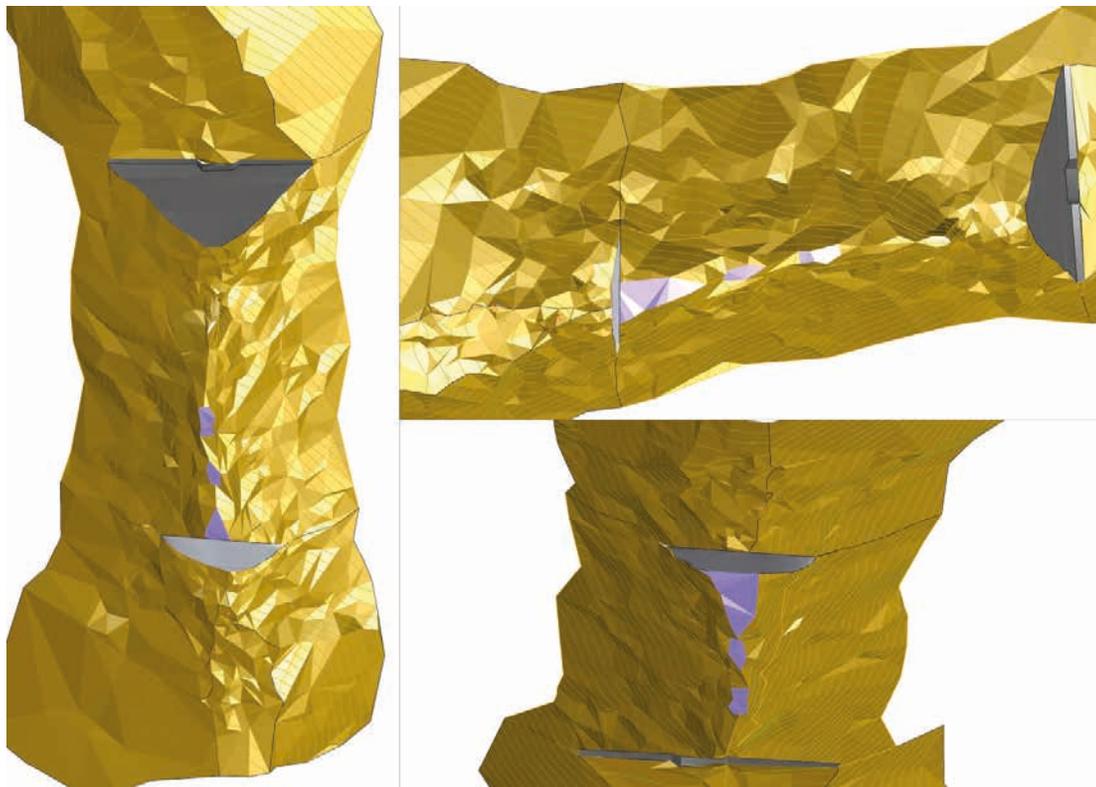


Figura 4.12: Simulación del volumen acumulado para el evento del 21/07/2007.

3.2. EVENTO DEL 18 DE ABRIL DE 2008

Se atribuye este evento a un flujo hiperconcentrado. Todavía inmersos en probar el conjunto de dispositivos instalados en la cuenca y con especial dificultad por calibrar un umbral de disparo de los geófonos. Se habían modificado las condiciones umbral mínimo de activación para reducir el número de falsas alarmas (Tabla 4.6 y Figura 4.13).

Tabla 4.6: Tabla resumen valores geófonos.

Fecha	18/04/2008	Periodo pruebas	Geófono 1	Geófono 2	Geófono 3	Geófono 4
Hora inicio	16:12	Activo	x	x	x	x
Duración (segundos)	839	Duración (s)	832	835	838	839
		Máxima act. (imp/s)	91	101	111	117

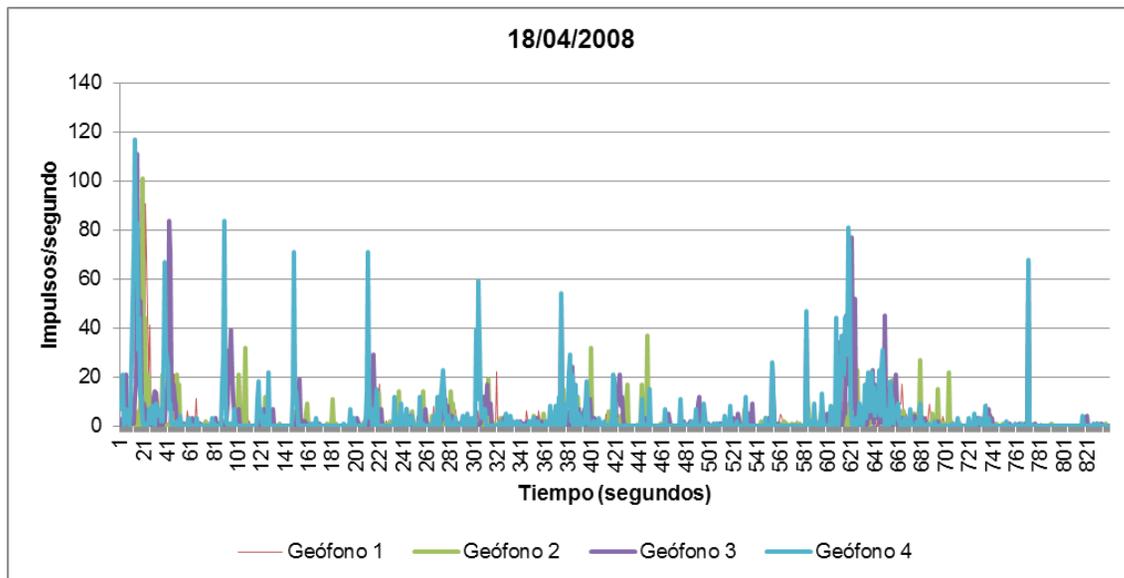


Figura 4.13: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.

El conjunto de la señal de 840 segundos presenta 2 zonas (z1 entre 0-250 y z2 entre 550-850) donde se concentran los picos máximos de vibración y frecuencia. Entre estas dos partes se detectan puntuales incrementos en la señal impulsos/segundos que varían entre los 20-60 imp/s. de poca evidente correlación entre geófonos.

En la zonal a partir de los 12 y 18 segundos se registra un incremento notable súbito hasta los 117 imp/s y un descenso rápido progresivo para caer hasta valores mínimos (<10 imp/s). Nos hemos referido a esta señal como DFI. Se ha podido registrar en los distintos geófonos con intensidad de vibración decrecientes (117G4; 111G3; 101 G2; 91G1) y velocidades altas de 15 m/s para el intervalo G4-G3, 10 m/s para el intervalo G3-G2 y 20 m/s para G2-G1. Probablemente corresponda con un flujo hiperconcentrado a juzgar por la correlación intensidad de vibración/velocidad.

A los 39 segundos se produce un nuevo y brusco incremento en la señal alcanzando puntualmente los 67 imp/s. tras un detrimento igualmente súbito después. Esta señal se ha correlacionado con la detectada en el segundo 42 en G3 donde ha alcanzado el valor de 84 imp/s. La velocidad en el intervalo G4-G3 sería de 20 m/s. No se ha detectado ninguna señal análoga en los geófonos siguientes.

Del mismo modo las señales registradas en G4 en los lapsos de tiempo 89 y 148 no se han podido correlacionar con señales similares en el resto de geófonos (Figura 4.14).

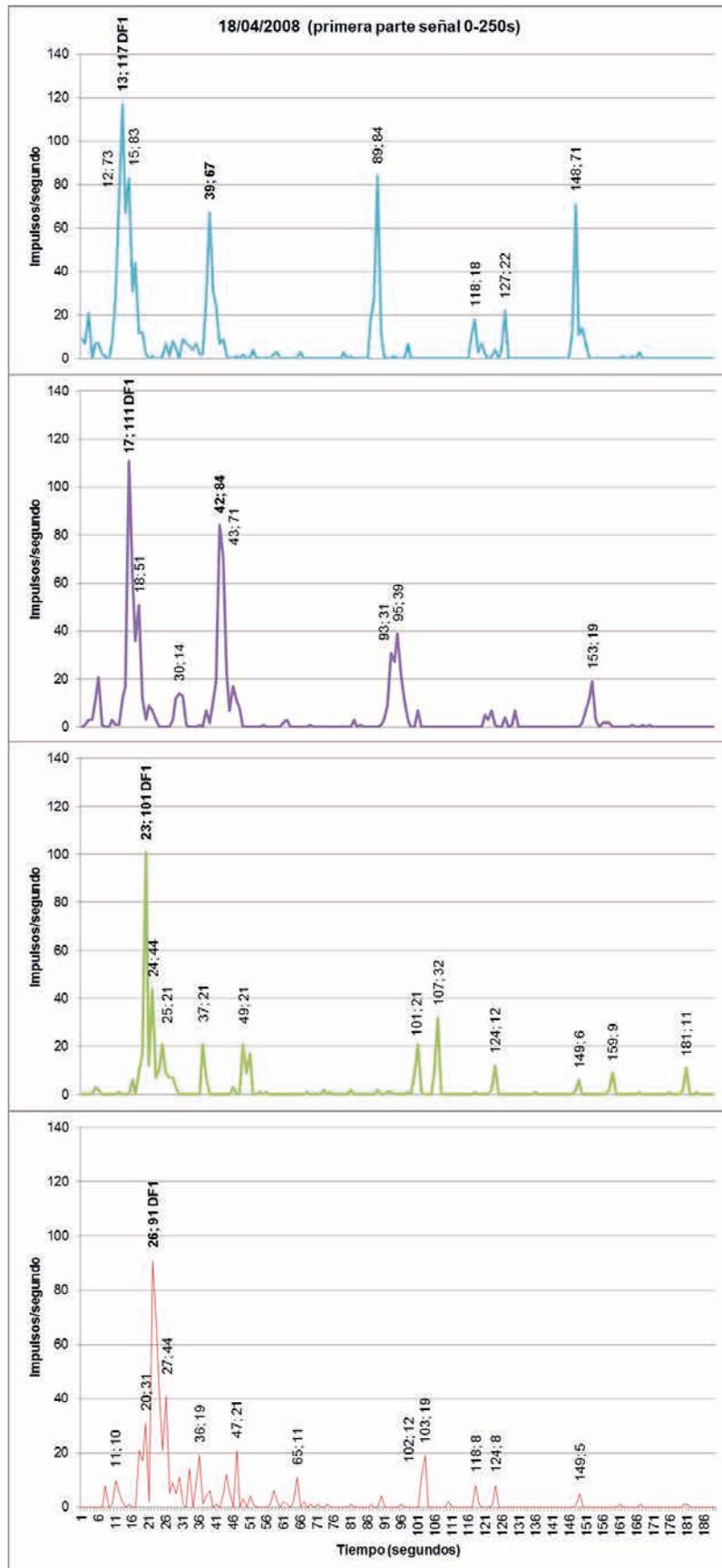


Figura 4.14: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.

En la zona 2 se registra para los 2 geófonos situados en la zona alta del canal una señal de impulsos de 13 segundos de duración total con ascenso progresivo de 10 segundos pasando de nula vibración hasta los 81 imp/s y descenso súbito. La señal que se ha interpretado como propia de un flujo hiperconcentrado precedido y seguido de flujo acuoso ha tenido continuidad hasta el siguiente geófono (G3) con una señal morfológica cuasi idéntica y ligeramente menor intensidad. La velocidad de flujo entre G4 y G3 habría oscilado entre los 10-17 m/s. No se ha podido correlacionar con ninguna señal registrada por el resto de geófonos (Figura 4.15).

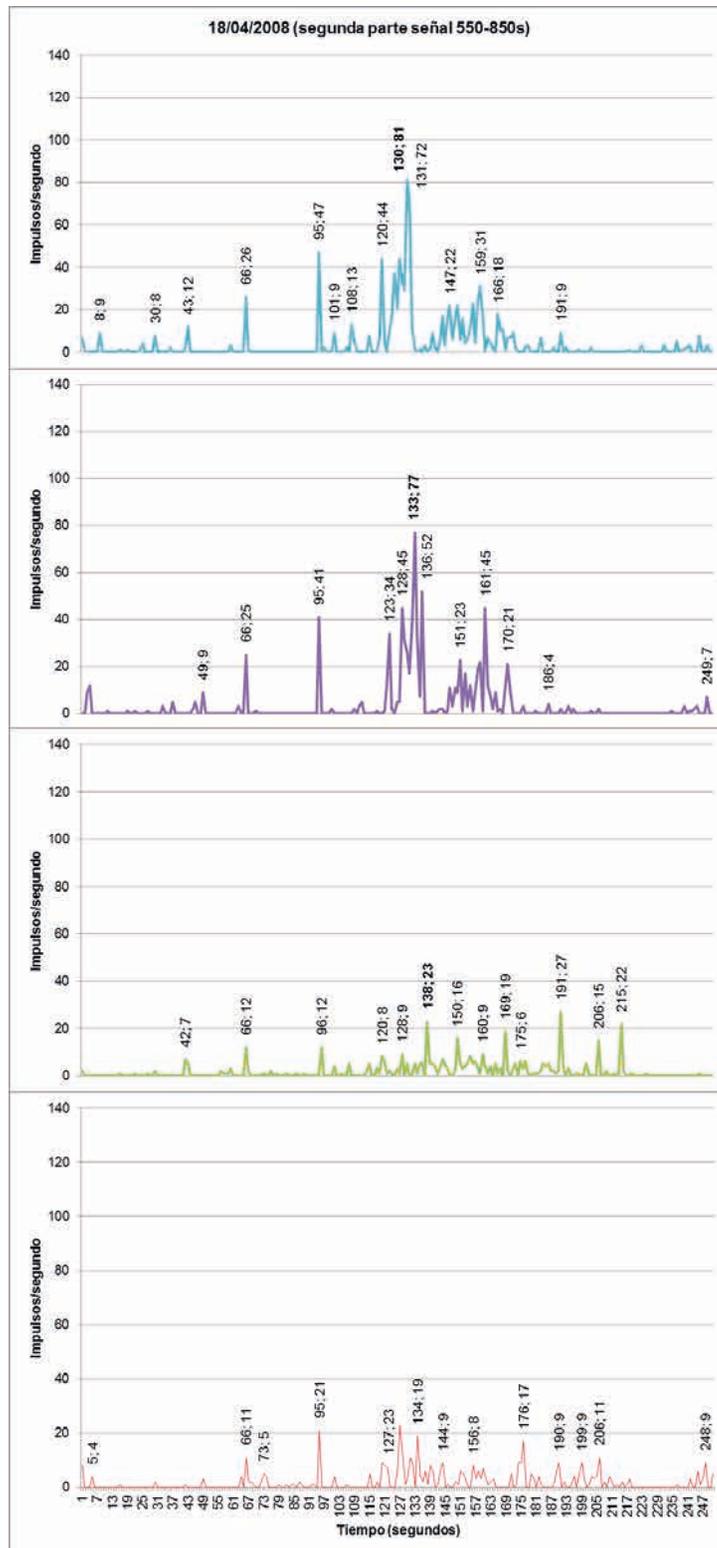


Figura 4.15: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.

Este evento fue capaz de llenar la estructura VX hasta una altura acumulada a la del evento precedente de hasta 1,26 metros de altura, como muestran las marcas en la malla, pero a la vez fue capaz de removilizar a la práctica totalidad del material acumulado y transportarlo por la apertura (desagüe inferior) de diseño existente por debajo del cable perimetral inferior del Sistema VX.

Tras este evento se procedió a cerrar la apertura inferior del Sistema VX de acuerdo al fabricante y aunque este efecto pudiera suponer la captura del depósito de eventos menos trascendentes en volumen (Foto 4.4 y Foto 4.5).



Foto 4.4: Detalle del material removilizado después del evento del 18/04/2008.



Foto 4.5: Detalle del desagüe inferior de la malla después del evento del 18/04/2008.

En la Figura 4.16 se puede observar la simulación del material acumulado durante el evento a fin calcular el volumen total del depósito acumulado.

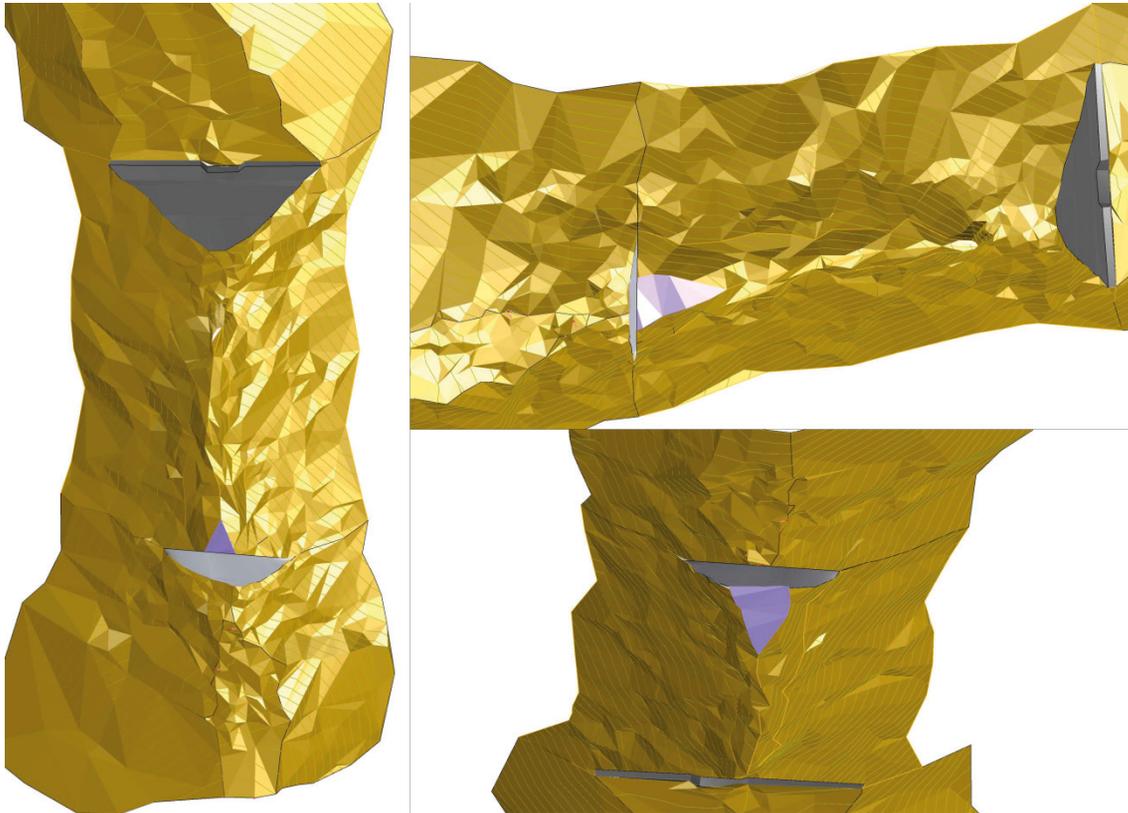


Figura 4.16: Simulación del volumen acumulado para el evento del 18/04/2008.

3.3. EVENTO DEL 2 DE NOVIEMBRE DE 2008

Se atribuye este evento a un flujo hiperconcentrado. Sin perfilar todavía la sensibilidad del disparo de los geófonos y con numerosas falsas alarmas en la fase previa ocurrió el evento en cuestión (Tabla 4.7 y Figura 4.17).

Tabla 4.7: Tabla resumen valores geófonos.

Fecha	02/10/2008	Periodo pruebas	Geófono 1	Geófono 2	Geófono 3	Geófono 4
Hora inicio	19:11	Activo	x	x	x	x
Duración (segundos)	1204	Duración (s)	1192	1192	1202	1204
		Máxima act. (imp/s)	64	118	88	112

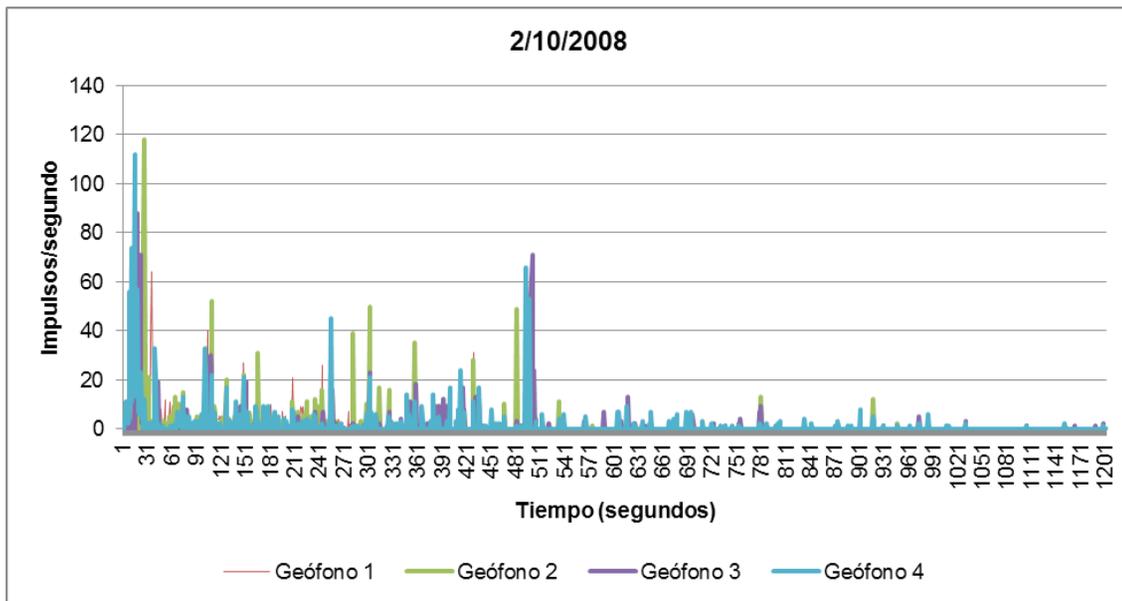


Figura 4.17: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.

La señal con más de 1200 segundos registrados en G4 se inicia con una señal de 10 segundos de duración total con unos picos de intensidad que alcanzan tras 6 segundos y de manera progresiva los 120 impulsos/segundo y posterior paulatino descenso (DFI). Se ha centrado el estudio en esta primera parte de la señal que abarca los 200 primeros segundos. Esta señal fluye hasta la posición del G3 a la que llega con una señal más concentrada de 4 segundos e intensidad menor de 88 impulsos/segundo. El intervalo G4-G3 lo discurre a una velocidad aproximada de 8 m/s (dependiendo del pico que se tome como referencia).

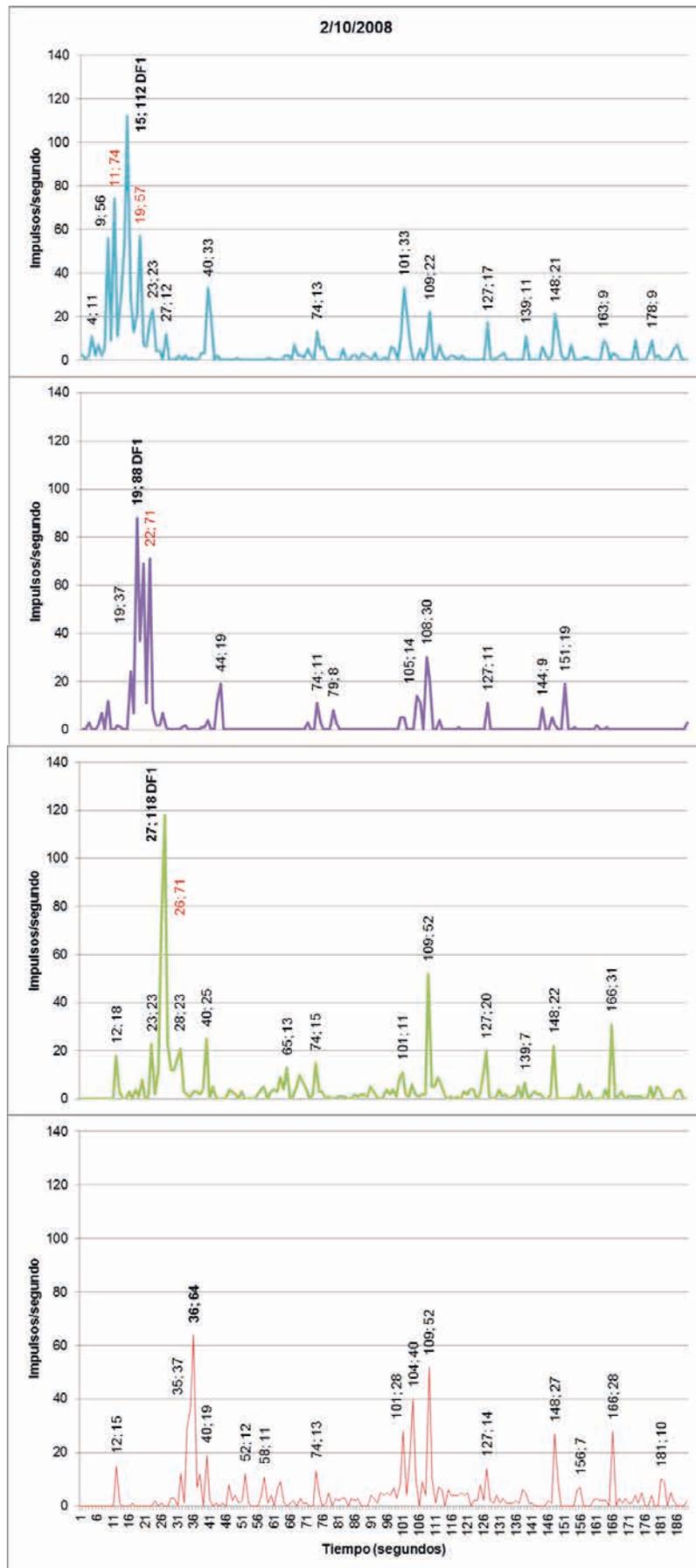


Figura 4.18: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.

El geófono G2 registra durante 2 segundos a DF1 8 segundos más tarde generando una vibración de 118 impulsos/segundo, mayor que la registrada al inicio en G4. Fluye a velocidad menor que lo había hecho hasta entonces siendo esta de 7,5 m/s (Figura 4.18).

G1 no registra una señal que pueda atribuirse claramente a este evento. Sin embargo se considera que probablemente la registrada en el segundo 36 con 64 impulsos/segundo puede corresponderse. De ser así el intervalo se hubiese recorrido en 9 segundos lo que equivaldría a una velocidad de 6,7 m/s.

Se ha interpretado como un flujo hiperconcentrado que ha evolucionado a DF a lo largo del canal de registro y hasta G2 sin embargo con la pérdida de propiedades en el intervalo G2-G1 tal vez por el efecto del salto en el dique de hormigón preexistente. El resto de la señal se corresponde con la de un flujo torrencial de alta montaña con variaciones en la densidad y mecanismo de flujo (Foto 4.6 y Foto 4.7).



Foto 4.6: Detalle del material acumulado después del evento del 02/10/2008.



Foto 4.7: Detalle del material acumulado después del evento del 02/10/2008.

En la Figura 4.19 se puede observar la simulación del material acumulado durante el evento a fin calcular el volumen total del depósito acumulado.

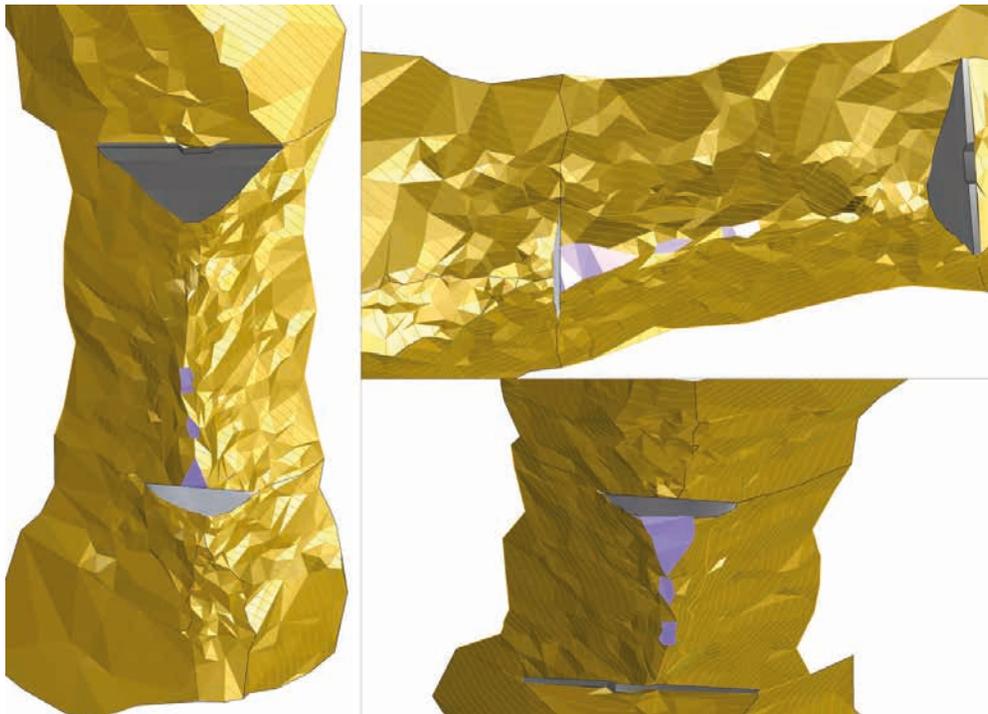


Figura 4.19: Simulación del volumen acumulado para el evento del 02/10/2008.

3.4. EVENTO DEL 6 DE JULIO DE 2009

Se atribuye este evento a una corriente de derrubios.

Tabla 4.8: Tabla resumen valores geófonos.

Fecha	06/07/2009	Periodo pruebas	Geófono 1	Geófono 2	Geófono 3	Geófono 4
Hora inicio	19:31	Activo	x	x	x	x
Duración (segundos)	268	Duración (s)	266	263	264	268
		Máxima act. (imp/s)	69	127	162	138

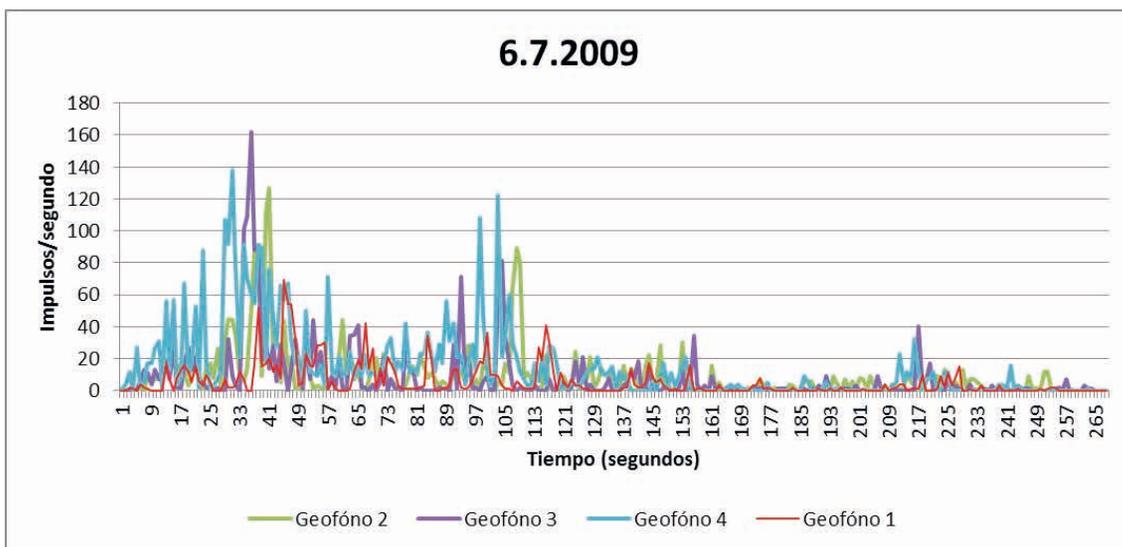


Figura 4.20: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.

La señal registrada con casi 270 segundos muestra 2 picos de intensidad destacables que se han diferenciado como DF1 y DF2 (Tabla 4.8 y Figura 4.20).

DF1 arranca en el segundo 26 aunque viene precedido de 13 segundos de vibración sostenida entorno a los 60 impulsos/segundo. Alcanza en 4 segundos los 138 imp/s y decrece escalonadamente a lo largo de 20 segundos hasta menos de 20 imp/s donde tiene algún puntual disparo de intensidad a lo largo de 40 segundos. Esta ola alcanza en 5-10 segundos (según punto de referencia que se tome) la posición de G3 con una velocidad media de 7,5-12 m/s (dependiendo de referencia). En el proceso de tránsito ha incrementado la intensidad de vibración en un 25% a la vez que ha concentrado su tiempo de paso a 3 segundos. El frente a fluido hasta G2 sin bajar de los 125 imp/s con una velocidad para el intervalo G3-G2 de 12 m/s. La evolución ha comportado una posible correlación con la señal registrada en el segundo 45 con 69 impulsos/segundo al cual hubiese llegado con velocidades medias todavía mayores que en el tramo anterior de 15 m/s (Figura 4.21).

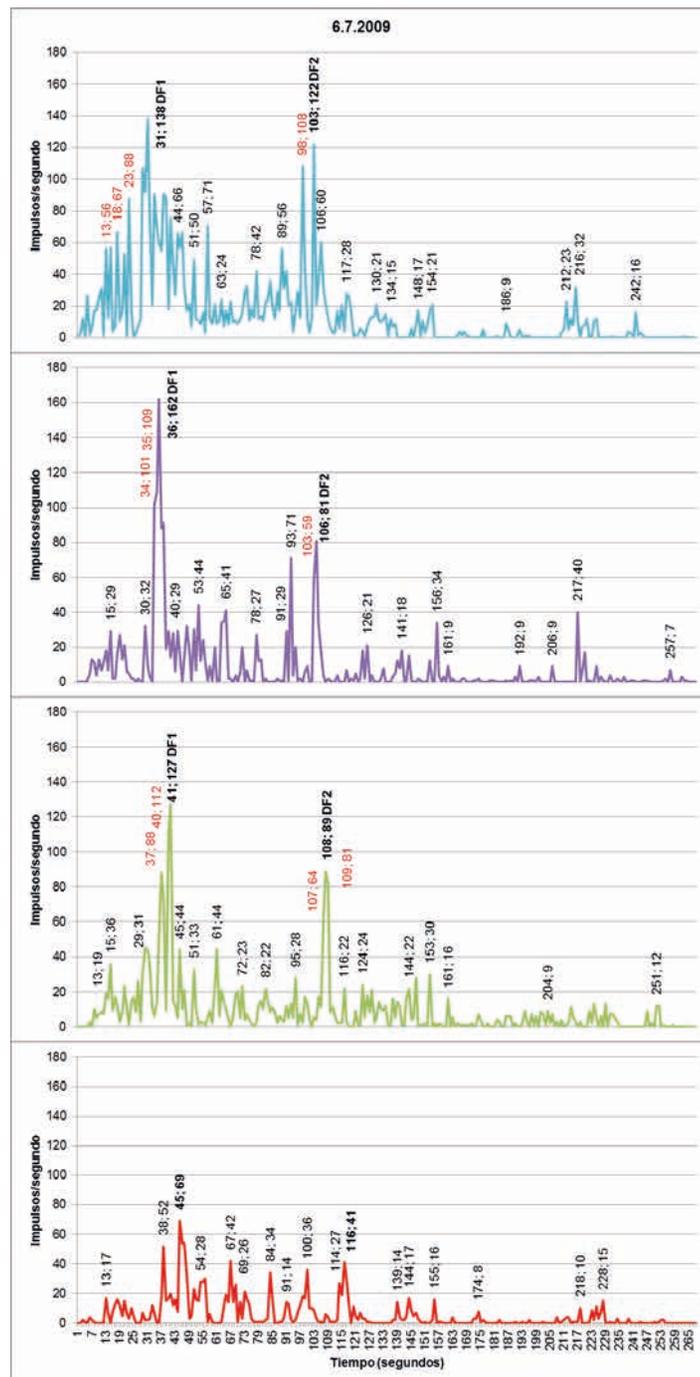


Figura 4.21: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.

Similar comportamiento final para el registro de la señal del segundo 98 (DF2). Partiendo de 122 impulsos/segundo en G4 ha fluido perdiendo intensidad de vibración (81, 89 y 41 impulsos/segundo) del mismo modo que se ha ido incrementando la velocidad entre intervalos, con excepción del último (tal vez por la dificultad a la hora de atribuir la señal).

El resto de la señal de los geófonos registrada ha perdido paulatinamente intensidad (Foto 4.8 y Foto 4.9).



Foto 4.8: Detalle del material acumulado del evento del 06/07/2009.



Foto 4.9: Material acumulado en el evento del 06/07/2009.

En la Figura 22 se puede observar la simulación del material acumulado durante el evento a fin calcular el volumen total del depósito acumulado.

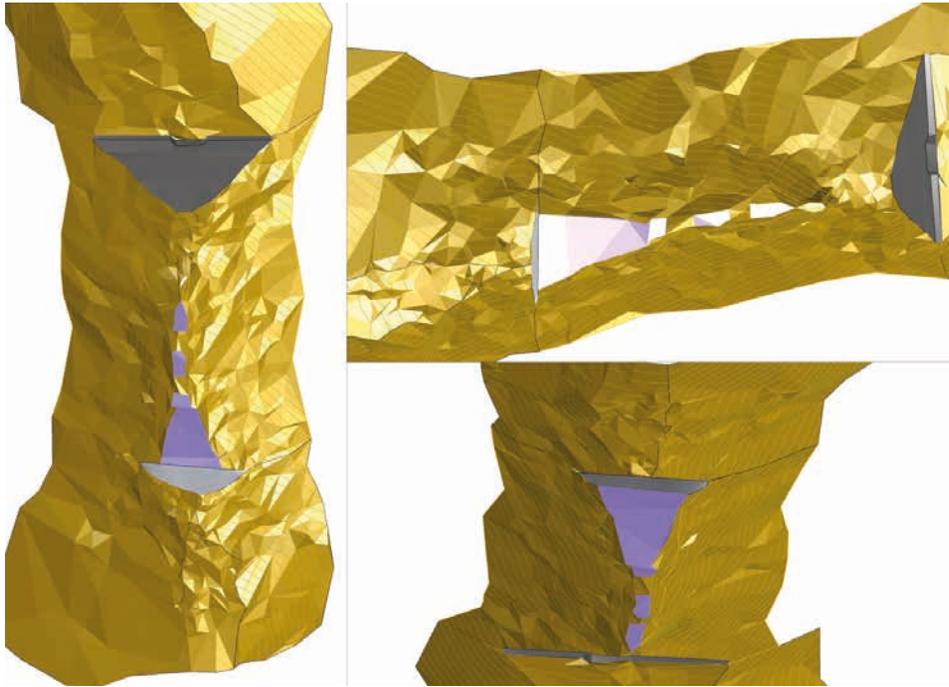


Figura 4.22: Simulación del volumen acumulado para el evento del 06/07/2009.

3.5. EVENTO DEL 22 DE JULIO DE 2010

Se atribuye este evento a una corriente de derrubios. Este fue el primer evento registrado en que funcionaron todos los dispositivos sin paliativos tras muchos arreglos y adaptaciones en cuanto a la sensibilidad de los aparatos (Tabla 4.9 y Figura 4.23).

Tabla 4.9: Tabla resumen valores geófonos.

Fecha	22/07/2010		Geófono 1	Geófono 2	Geófono 3	Geófono 4
Hora inicio	20:37	Activo	x	x	x	x
Duración (segundos)	1301	Duración (s)	1295	1295	1295	1295
		Máxima act. (imp/s)	123	154	101	123

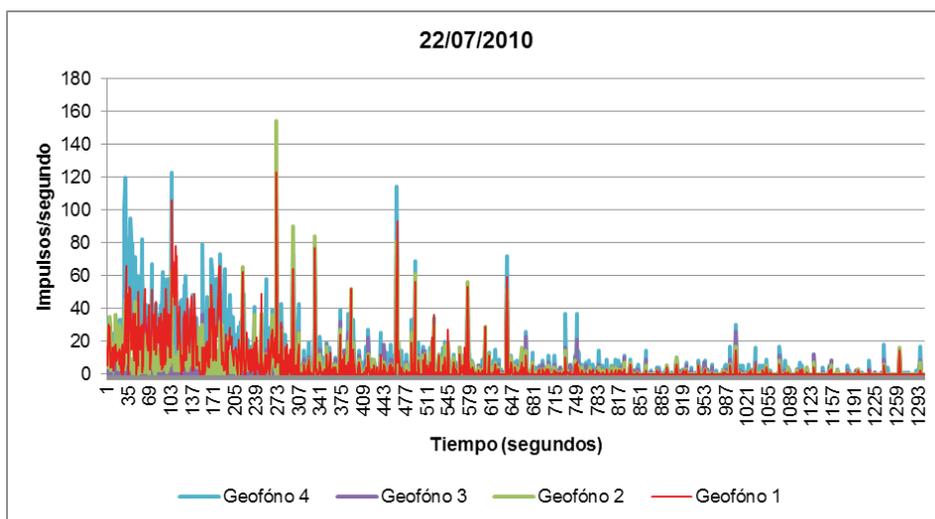


Figura 4.23: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.

Una señal de caso 1.300 segundos a lo largo de los cuales solo puntualmente se superaron los 90 impulsos/segundo.

A los 30 segundos se produjo un súbito incremento de 3 segundos pasando de 12 imp/s hasta alcanzar puntualmente los 120 imp/s y un posterior descenso escalonado hasta los 20 imp/s en 30 segundos más. A esta parte de la señal se la ha denominado DFI. Su reflejo no se ha podido correlacionar con las señales recibidas por el resto de geófonos (Figura 4.24).

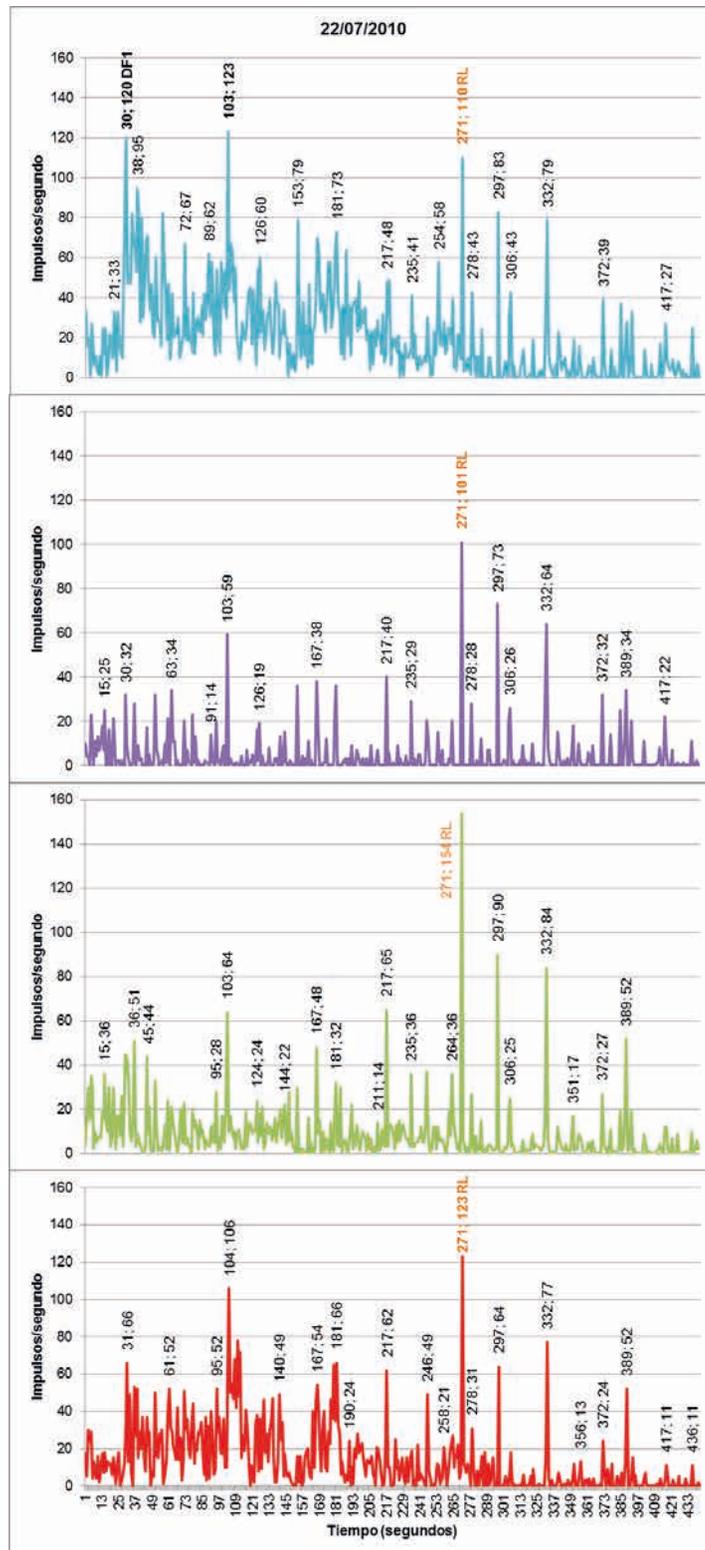


Figura 4.24: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.

La intensidad de vibración media se ha mantenido en G4 alta (20-60 impulsos/segundo) en los 180 primeros segundos de señal sin picos excepcionales. No se han observado claras correlaciones con impulsos singulares en la señal de otros geófonos aunque la intensidad de vibración para cada uno de los geófonos se ha mantenido también muy constante dentro del rango de cada uno. Así G3 (aunque el menos claro) ha vibrado en el entorno de los 10-20 impulsos/segundo), G2 lo ha hecho alrededor de los 20 impulsos segundo y G1 entre los 20 y los 50 impulsos/segundo.

A los 103 segundos se ha registrado un pico común de intensidad alta en el conjunto de geófonos, del mismo modo que en 271 s y otros. Se atribuye este tipo de fenómenos a descargas eléctricas por el efecto de un rayo. Se atribuye la señal registrada a la propia de un flujo torrencial que inició como flujo hiperconcentrado (Foto 10).



Foto 4.10: Imágenes que muestran el nivel de aterramiento de la estructura VX.

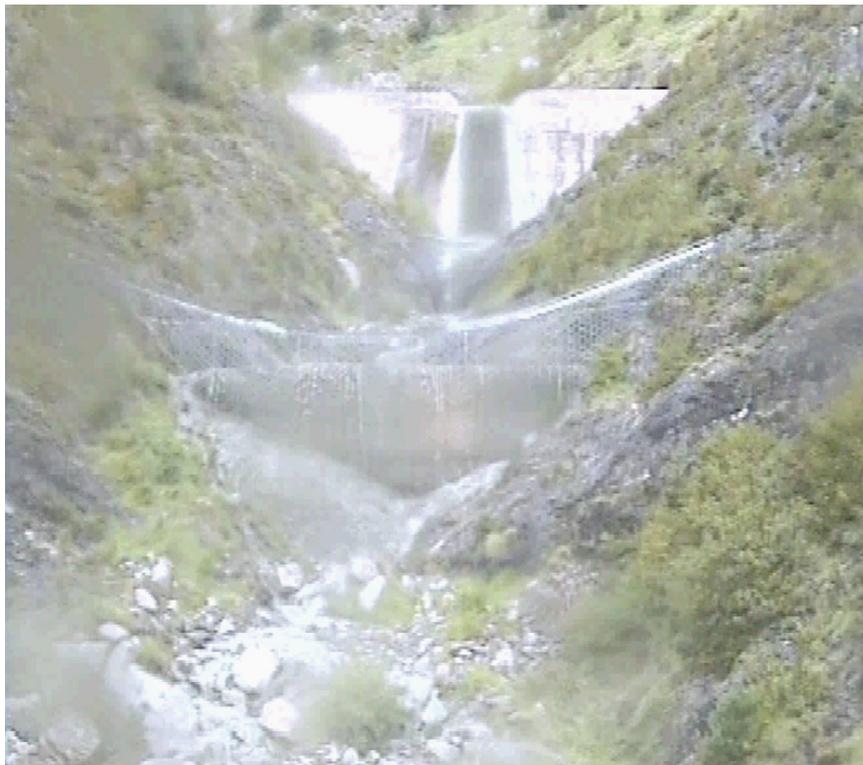


Foto 4.11: Imagen tomada del evento 22.07.2010. Fuente: Propia.

En la Figura 4.25 se puede observar la simulación del material acumulado durante el evento a fin calcular el volumen total del depósito acumulado.

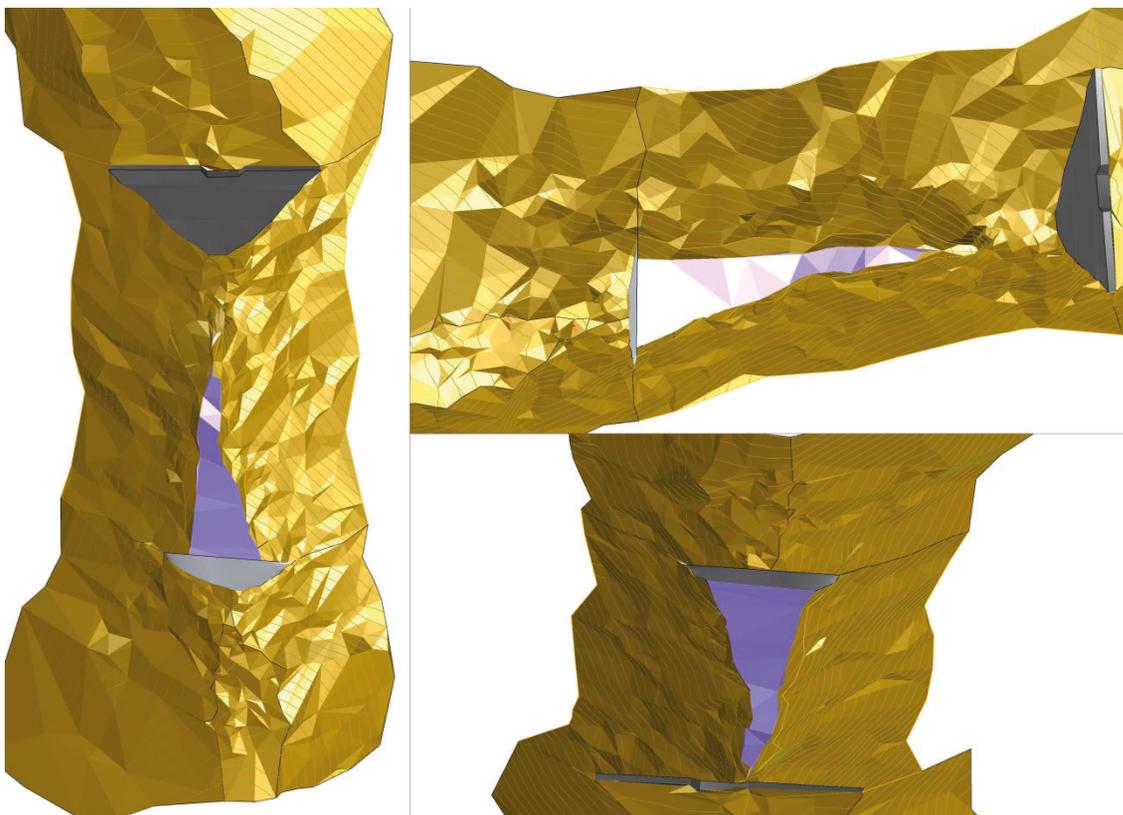


Figura 4.25: Simulación del volumen acumulado para el evento del 22/07/2010.

3.6. EVENTO DEL 23 DE AGOSTO DE 2010

Sin lugar a dudas este evento representa el registro de señal más nítidamente asociada al debris flow granular de todos los registrados durante el período de auscultación en Erill (Tabla 4.10 y Figura 4.26). Se atribuye este evento a una corriente de derrubios.

Tabla 4.10: Tabla resumen valores geófonos.

Fecha	23/08/2010		Geófono 1	Geófono 2	Geófono 3	Geófono 4
Hora inicio	...	Activo	x	x	x	x
Duración (segundos)	300	Duración (s)	293	297	297	273
		Máxima act. (imp/s)	304	297	310	304

Con un registro total de apenas 300 segundos de duración entre los segundos 28 y 30, la ola denominada DF1, alcanza una intensidad pico de 304 impulsos/segundo que luego sostiene en más de 200 impulsos/segundo durante 9 segundos más para luego mantenerse en una media de 50 imp/s durante los 150 segundos siguientes.

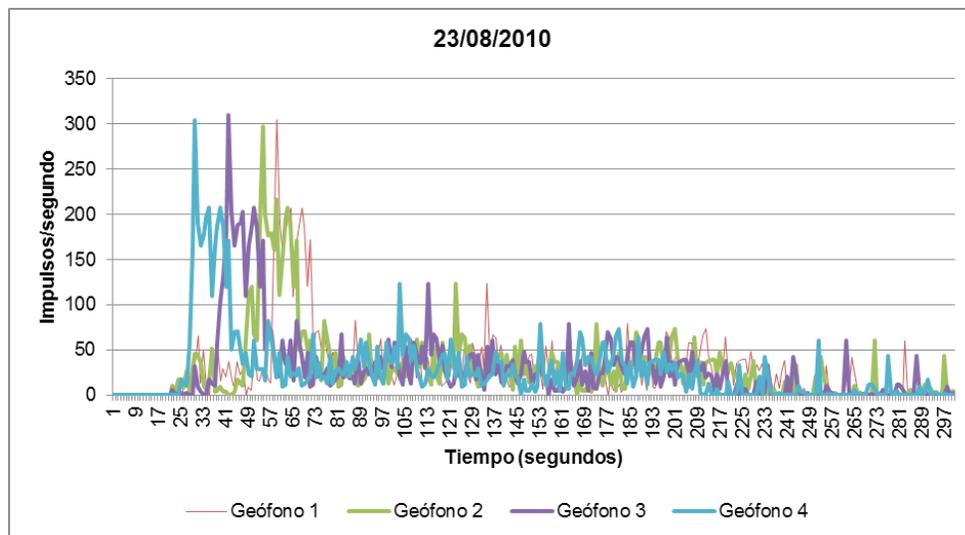


Figura 4.26: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.

DF1 se correlaciona con precisión con idéntica señal de intensidad en G3, G2 y G1. La velocidad se mantiene en 5 m/s en los intervalos G4-G3 y G3-G1 sin embargo se incrementa hasta 12 m/s de media en el último tramo sin reducir la intensidad de impulsos/segundo (Foto 12 y Foto 13).



Foto 4.12: Material acumulado del evento del 23/08/2010.



Foto 4.13: Material acumulado del evento del 23/08/2010.

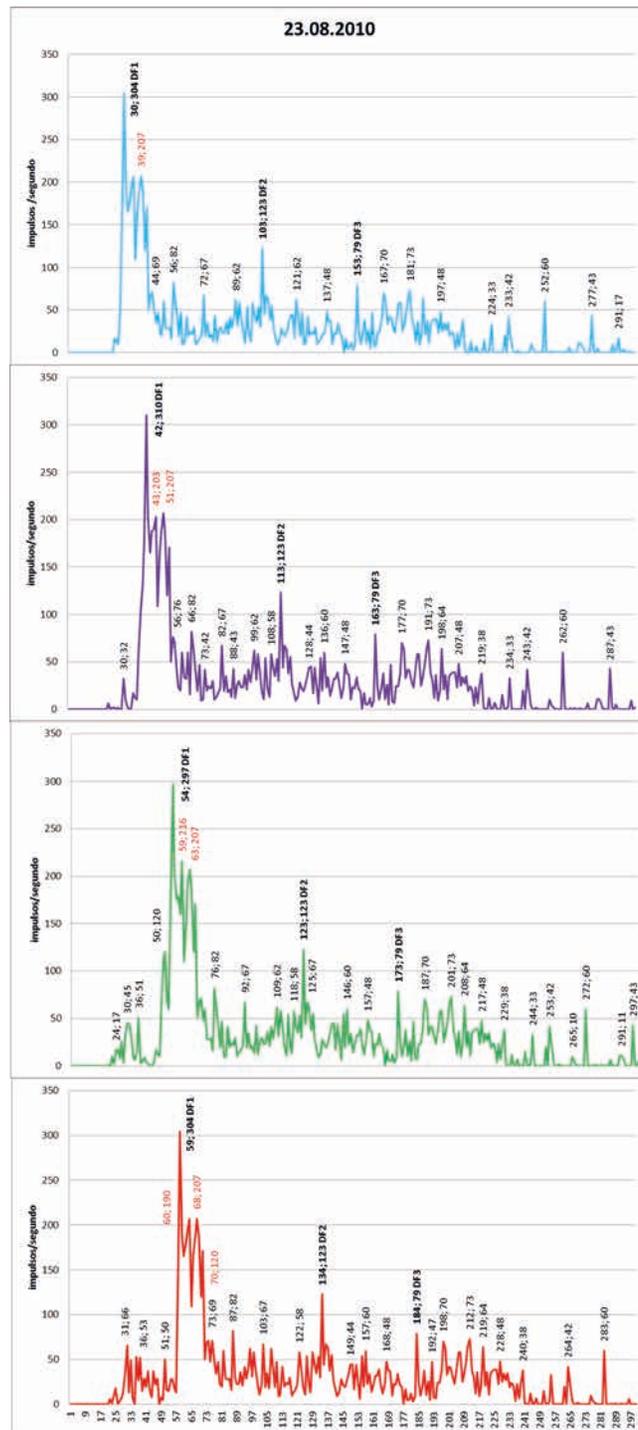


Figura 4.27: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.

A los 105 segundos del inicio de la señal despunta una posible segunda ola de flujo DF2 que alcanza puntualmente los 123 impulsos/segundo aunque cae rápidamente en un mar de flujo en el entorno de los 50 impulsos/segundo de media. DF2 se correlaciona perfectamente en la señal de los otros 3 geófonos, del mismo modo que DF1. En este caso la velocidad se mantiene prácticamente estable para los 3 tramos en 6 m/s (6 m/s en G4-G3, 6 m/s en G3-G2 y 5,45 m/s en G2-G1).

Finalmente la señal da muestras de pérdida de intensidad pero mantiene picos puntuales de hasta 60 impulsos/s hasta prácticamente el final del evento registrado (Figura 4.27).

En la Figura 4.28 se puede observar la simulación del material acumulado durante el evento a fin calcular el volumen total del depósito acumulado.

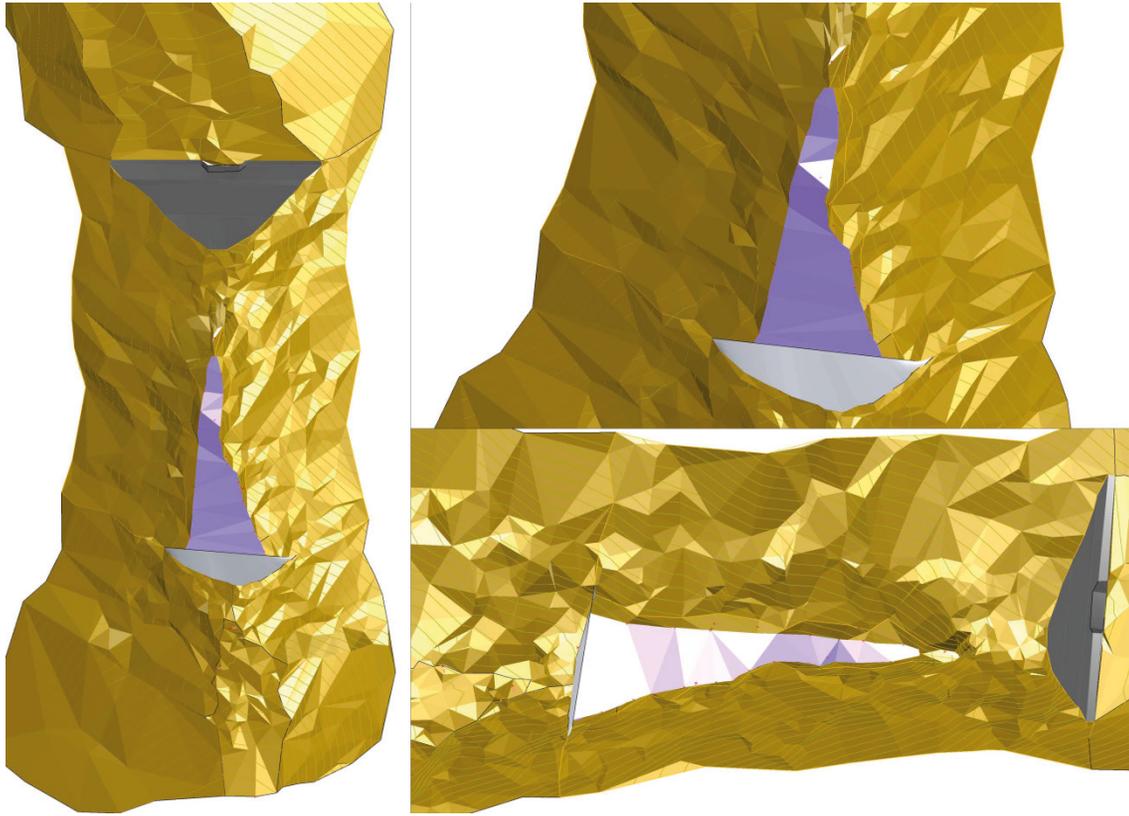


Figura 4.28: Simulación del volumen acumulado para el evento del 23/08/2010.

3.7. EVENTO DEL 5 DE AGOSTO DE 2011

Si bien es posible que se trate de una corriente de derrubios, también es cierto que presenta suficientes condiciones para ser considerado un flujo hiperconcentrado. Este evento ocurrió escasas 3 horas después de un episodio similar. La señal recibida por los geófonos en esta fecha no se corresponde con la de un debris flow clásico sin embargo demostró gran capacidad de transporte y por eso se ha pensado destacarla sobre otros eventos similares registrados en Erill (Tabla 11 y Figura 29).

Tabla 4.11: Tabla resumen valores geófonos

Fecha	5/08/2011		Geófono 1	Geófono 2	Geófono 3	Geófono 4
Hora inicio	16:10	Activo	x	x	x	x
Duración (segundos)	2635	Duración (s)	2334	2447	2536	2561
		Máxima act. (imp/s)	99	124	68	84

Señal de más de 2.600 segundos a lo largo de los cuales todos los geófonos han mostrados decenas de picos de intensidad superiores a los 60 impulsos/segundo y medias próximas a 40 imp/s. No es posible determinar una correlación entre las señales de los distintos geófonos y por ello imposible determinar la velocidad.

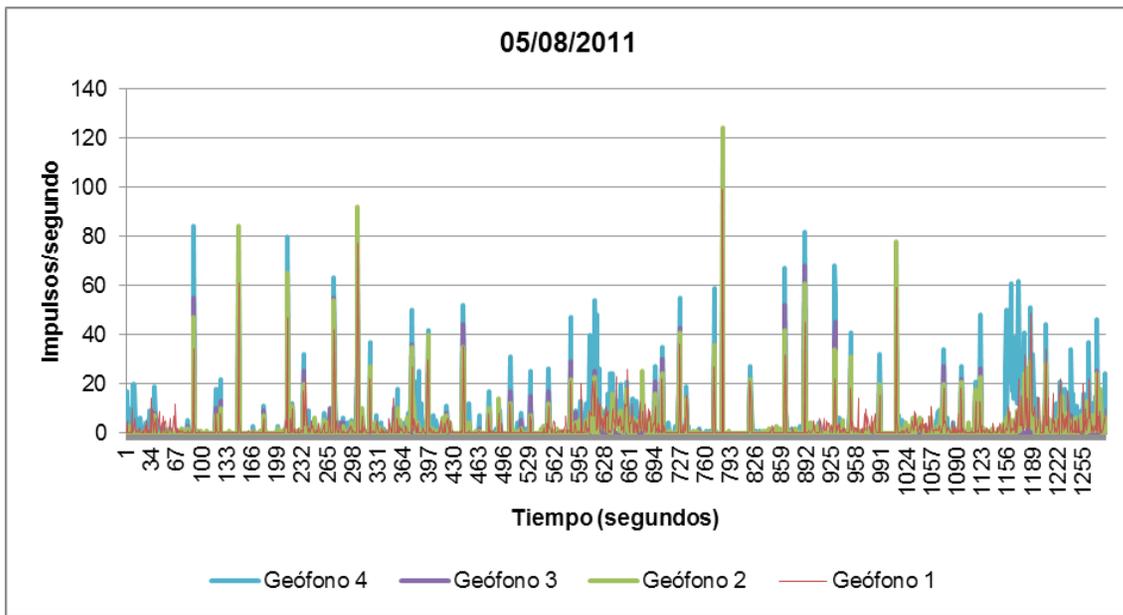


Figura 4.29: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.

Se han marcado dos señales (304 s y 782 s) que podrían corresponder con relámpagos pues coinciden en el mismo segundo de tiempo en los 4 geófonos con intensidades por encima de la media. Es posible que otras señales puedan también corresponder a este fenómeno aunque no se puede asegurar (Figura 4.30).

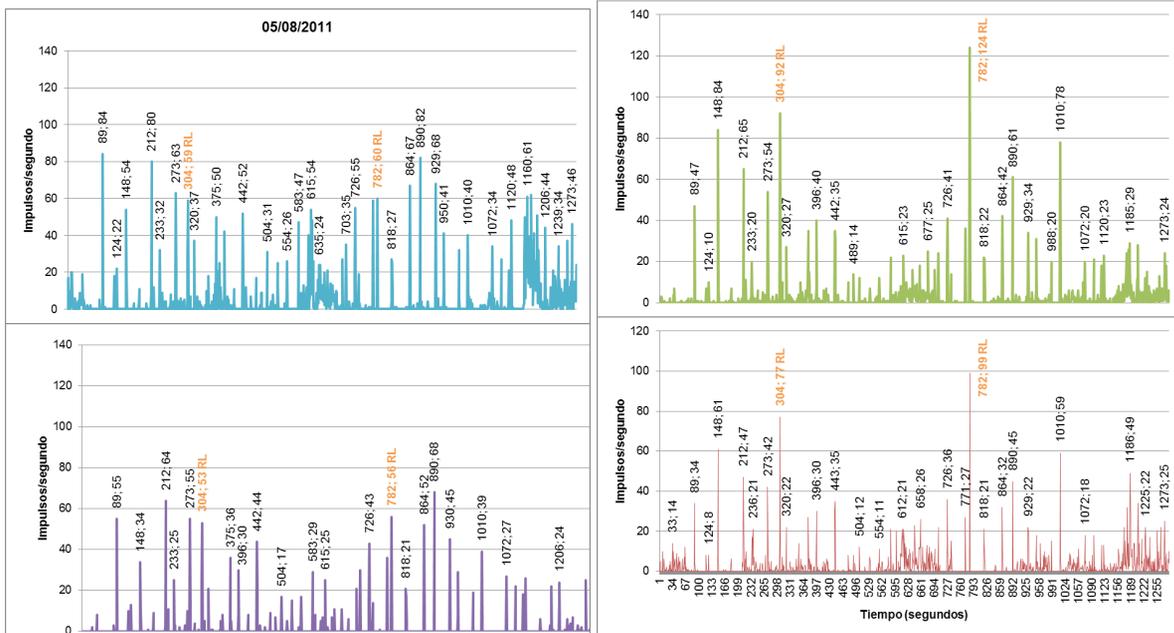


Figura 4.30: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.



Foto 4.14: Imagen del evento 05.08.2011. Fuente: Propia.

En la Figura 4.31 se puede observar la simulación del material acumulado durante el evento a fin calcular el volumen total del depósito acumulado.

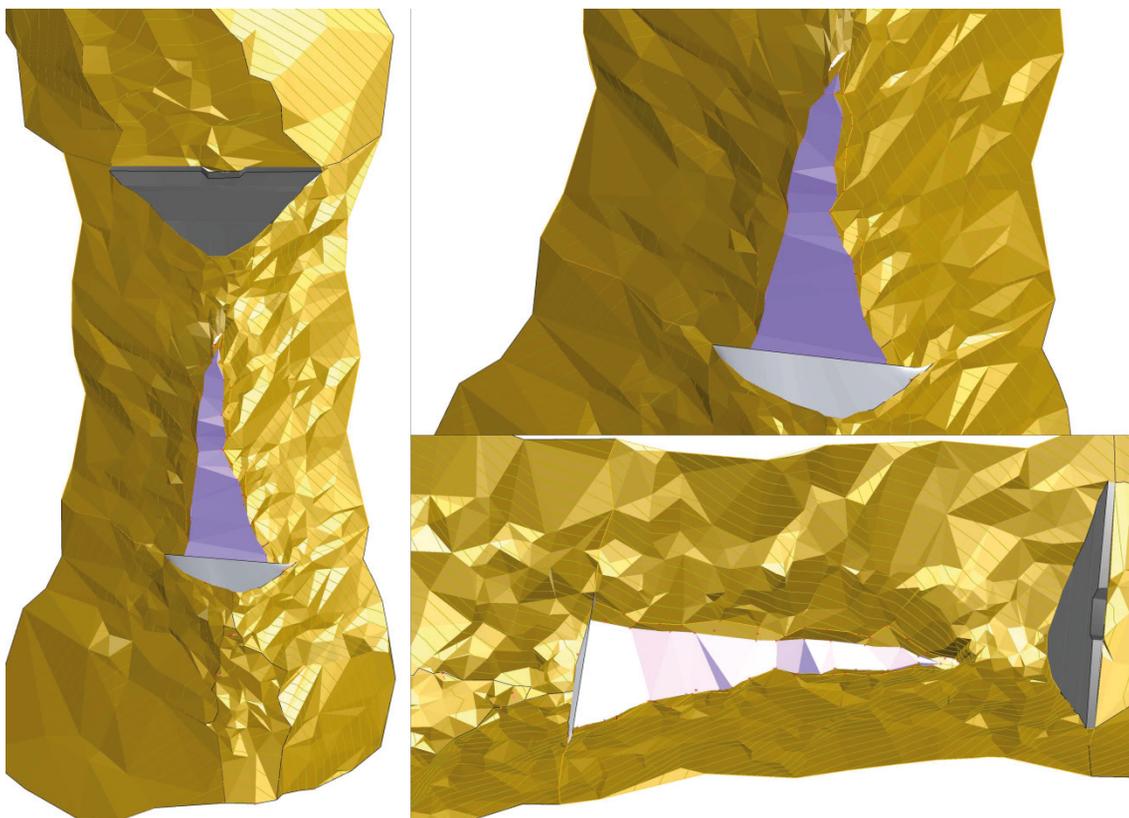


Figura 4.31: Simulación del volumen acumulado para el evento del 05/08/2011.

3.8. EVENTO DEL 13 DE AGOSTO DE 2011

El evento del 13 de agosto de 2011 (Foto 15 y Foto 16) supuso la colmatación del baso del sistema VX instalado. Si bien no se trata tampoco de un debris flow clásico muestra ciertos comportamientos en mitad de la señal que bien podrían atribuirse a un flujo hiperconcentrado (Tabla 4.12 y Figura 4.32).

Tabla 4.12: Tabla resumen valores geófonos.

Fecha	13/08/2011		Geófono 1	Geófono 2	Geófono 3	Geófono 4
Hora inicio	14:24	Activo	x	x	x	x
Duración (segundos)	1545	Duración (s)	1319	1471	1486	1486
		Máxima act. (imp/s)	86	91	94	120

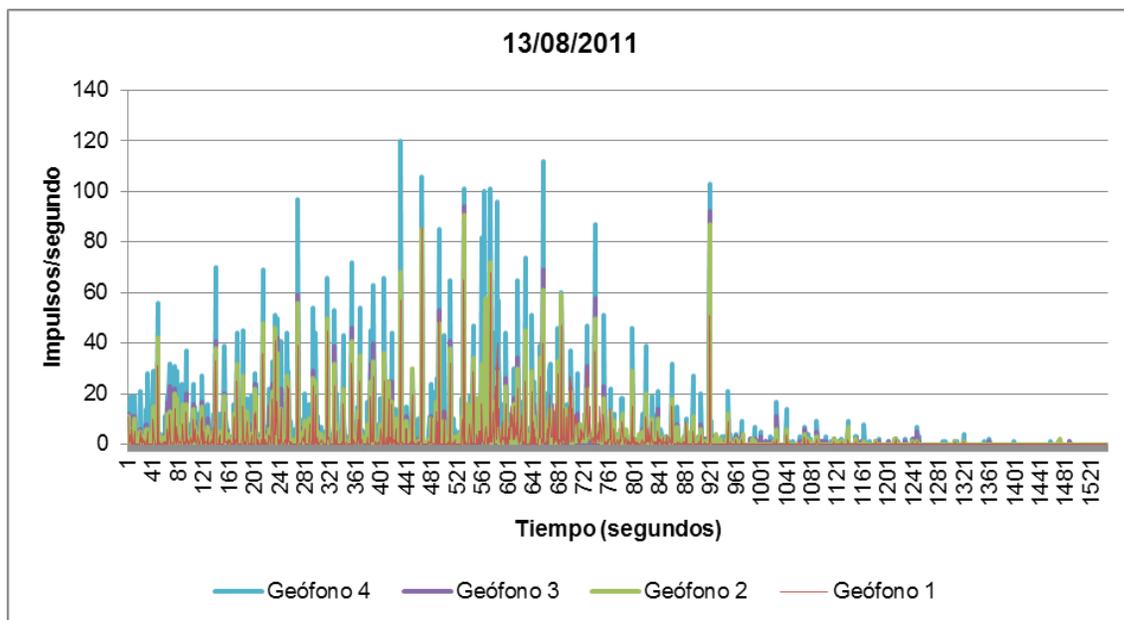


Figura 4.32: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.

Si nos concentramos en los 800 primeros segundos de señal, de nuevo y al igual que en el caso anterior, no es evidente la correlación entre picos de las señales de los 4 geófonos. Por lo tanto no es evidente determinar la velocidad de flujo. Sin embargo se han registrado en el G4 y G3 importantes intensidades sostenidas de más de 60 impulsos/segundo de media a lo largo de los 800 primeros segundos de registro. G2 ha registrado una señal similar, también muy sostenida, aunque de menor intensidad. G1 ha registrado innumerables picos de intensidad pero cayendo tras cada uno de ellos hasta valores próximos a 0 (Figura 4.33).

Paulatinamente la señal ha dado paso a una práctica calma en los últimos 500 segundos.

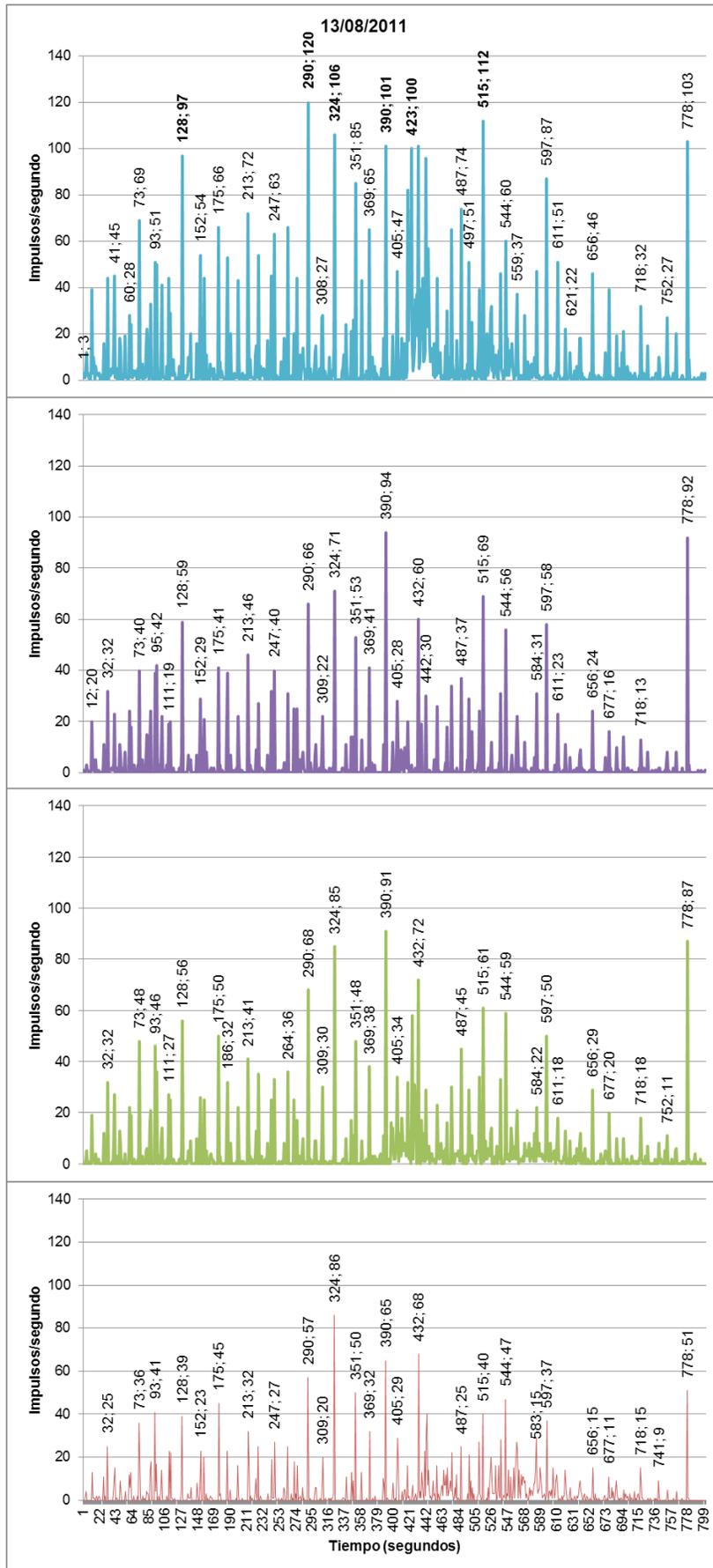


Figura 4.33: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de distintas señales registradas por los geófonos.



Foto 4.15: Material acumulado del evento del 13/08/2011.



Foto 4.16: Material acumulado del evento del 13/08/2011.

En la Figura 4.34 se puede observar la simulación del material acumulado durante el evento a fin calcular el volumen total del depósito acumulado.

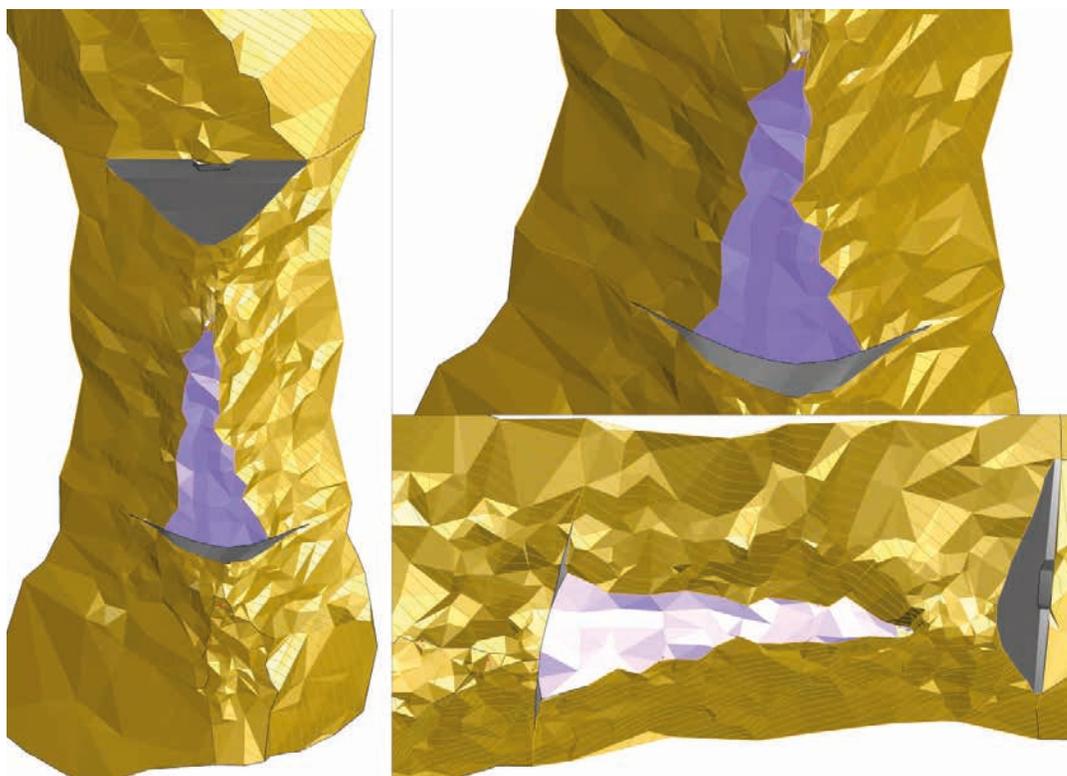


Figura 4.34: Simulación del volumen acumulado para el evento del 13/08/2011.

3.9. CLARO EJEMPLO DE SEÑAL CORRIENTE DE DERRUBIOS: EVENTO DEL 23 DE AGOSTO DE 2010

Del total de eventos registrados solamente de uno podemos confirmar sin matices que se trata de una corriente de derrubios densa. La señal registrada por los geófonos pero también la filmación obtenida así como el depósito de materiales retenido por el Sistema VX lo corroboran.

Este evento ocurrió el día 23 de Agosto de 2010 y dio lugar a un pequeño aporte de material en forma de corriente de derrubios.

La señal recibida por el geófono situado aguas arriba es clara y no da lugar a dudas, pero además el flujo alcanza los distintos puntos de auscultación con una morfo-señal cuasi idéntica que permite un estudio detallado (Figura 4.35).

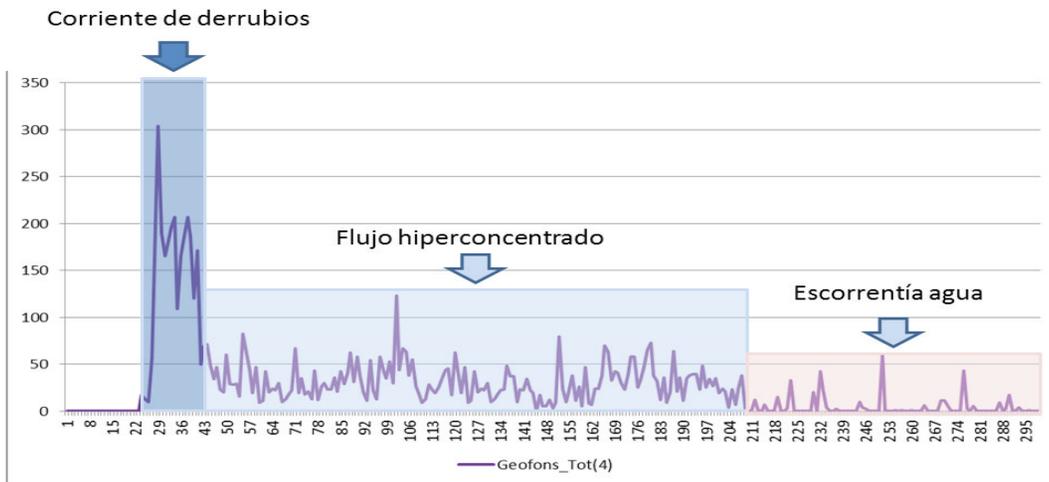


Figura 4.35: Representación en términos de intensidad (impulso/segundo) y duración en el tiempo (segundos) de la señal de un geófono atribuida a un flujo de corriente de derrubios.

El flujo en este caso evoluciona con el paso de menos de un minuto a un flujo hiperconcentrado y de ahí a un turbulento en menos de 3 minutos. Sin duda no ha sido uno de estos eventos menores el causante de los grandes aluviones acumulados en el valle del río Noguera de Tort pero numerosos eventos de este tipo han contribuido ineludiblemente al transporte de sedimento en esta pequeña cuenca.

De entre la señal podemos distinguir una primera parte con frecuencias que alcanzaron los 300 impulsos por segundo durante no más de 5 segundos y que hemos denominado aquí “frente de flujo” y una segunda parte que duró unos 18 segundos con frecuencias menores, de alrededor de los 200 imp/sg pero muy constantes en el tiempo. A esta parte la hemos denominado cola. Inmediatamente la señal muestra un claro descenso en cuando al número de imp/sg que interpretamos como una dilución del flujo, eso es pérdida de densidad en favor de incremento en la fracción acuosa, así como cambio en el régimen de flujo. Puntualmente y alrededor de 1,5 minutos del paso del frente de flujo, un segundo frente u “ola” de escasa duración y de menor entidad que el primero evoluciona por el torrente como prueban las señales del conjunto de geófonos. Lamentablemente esta segunda ola no ha podido ser contrastada claramente por la filmación pues la condiciones meteorológicas impedían una filmación de la calidad necesaria para este análisis (Figura 4.36).

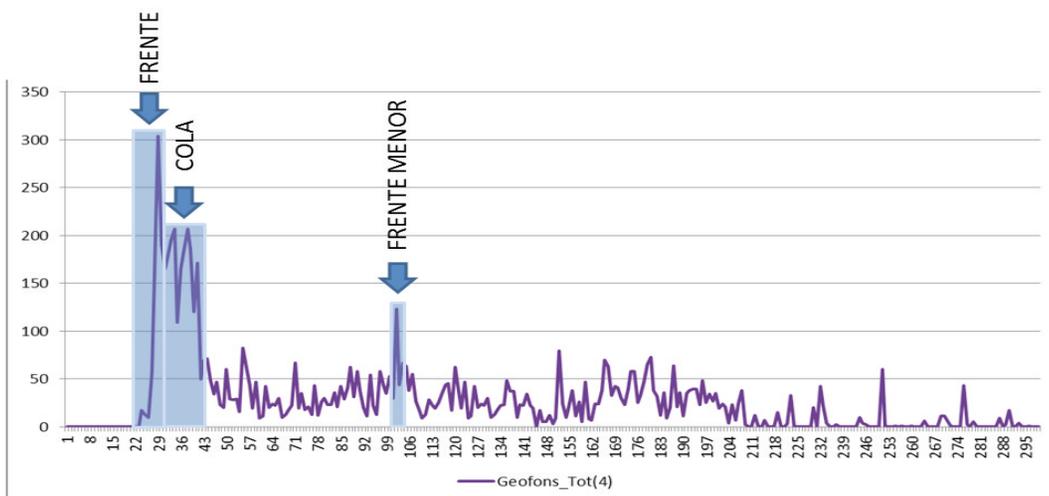


Figura 4.36: Interpretación de la señal del geófono en términos de parte del flujo que pasa por un punto con el paso del tiempo.

Del conjunto de señales se desprenden los análisis de velocidades por tramos, así como la continuidad de los dos frentes observados a lo largo del tramo del torrente auscultado. Destaca también especialmente para nosotros como el primer frente que suponemos de densidad mayor presenta ligeras variaciones en la velocidad en función del tramo y especialmente influido por el salto del dique de hormigón y circulación sobre canal excavado y pulido en sustrato rocoso donde la velocidad se ve duplicada. Sin embargo el segundo frente, que por la intensidad de su señal asemejamos a un flujo de menor densidad, ofrece una velocidad cuasi constante a lo largo del tramo (Figura 4.37 y Figura 4.38).

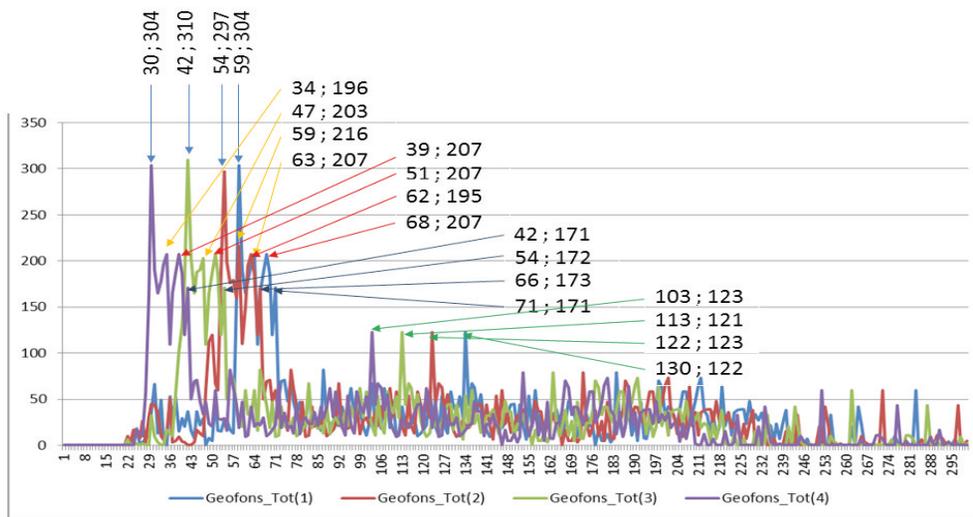


Figura 4.37: Interpretación de la señal del geófono en términos de parte del flujo que pasa por un punto con el paso del tiempo para el conjunto de las señales de los 4 geófonos.



Figura 4.38: Comparación de velocidades entre el frente de flujo y la segunda ola de flujo (ola menor).

Cuando la calidad de la señal registrada lo ha permitido se han medido las velocidades de flujo entre los distintos geófonos obteniendo resultados de 5 m/s en los sectores limitados por los geófonos 4 -3 y 3-2 mientras que de hasta 12 m/s entre los geófonos 2-1. Así las velocidades para la parte de la señal que se ha identificado como “segunda ola” han sido ligeramente superiores con valores de entre 6 y 8 m/s incrementándose progresivamente con la distancia recorrida.



Figura 4.38: Continuación.

4. ANÁLISIS DE CARGAS REGISTRADAS POR IMPACTO DE FLUJO EN LA ESTRUCTURA VX

Durante los 5 años de auscultación en la cuenca del barranc de Erill se han registrado 2 eventos trascendentes con datos completos desde el punto de vista de la incidencia de la carga sobre la estructura VX y serán los que se analizarán al detalle en esta parte del trabajo.

4.1. EVENTO CORRIENTE DE DERRUBIOS DEL 22.07.2010

En julio de 2010 se registró el mayor de los eventos de corriente de derrubios del periodo auscultado. El episodio registrado se prolongó 20 minutos de los cuales solamente 5 de máxima intensidad.

La distribución de los sensores de carga sobre el sistema VX se muestra en la Figura 4.39.

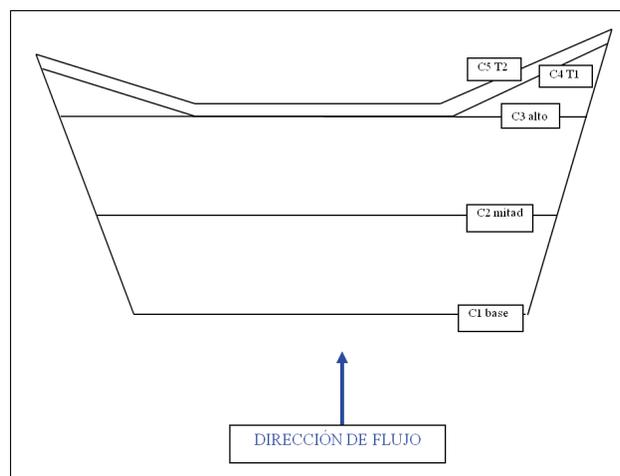


Figura 4.39: Distribución de las células de carga en el cableado de la estructura VX.

Las cargas máximas han sido las del cable situado en horizontal a media altura, denominado C2 MITAD, que ha alcanzado momentáneamente los 325 kN (Figura 4.40).

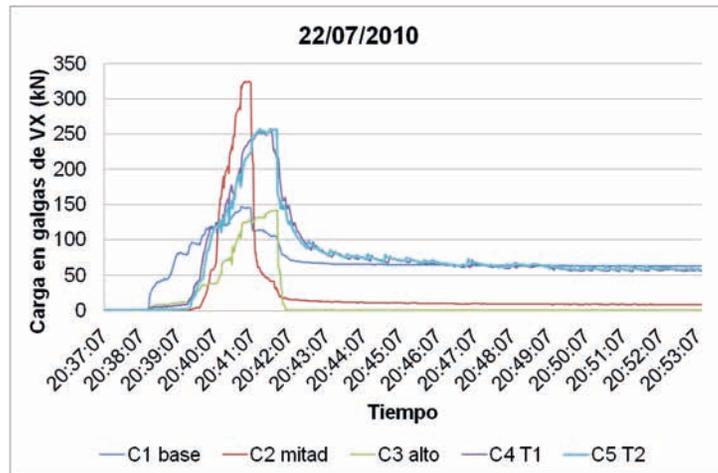


Figura 4.40: Evolución de las cargas instaladas en el VX durante el evento de 22.07.2014.

Las solicitaciones de cada una de las células de carga se desgranán a continuación:

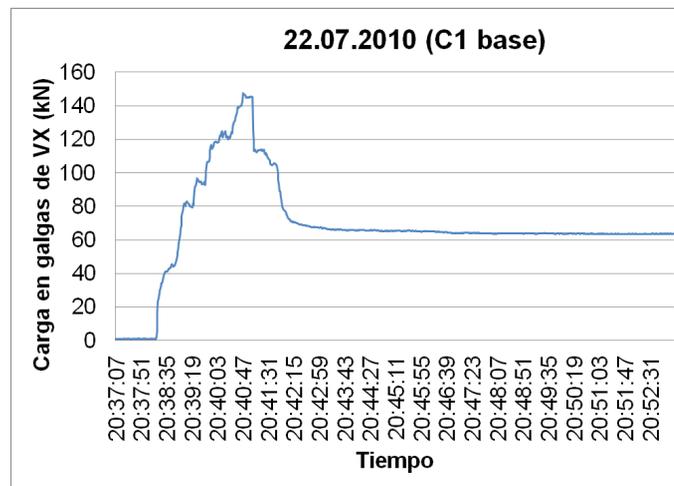


Figura 4.41: Evolución de la carga C1 base durante el evento de 22.07.2014.

En esta posición base la carga aumenta de forma más exagerada en el primer instante que en los otros puntos (Figura 4.41)

Desde la carga cero hasta su máximo 147 kN tarda 2,5 minutos aproximadamente y después baja durante 1 minuto llegando a una carga estable de 63 kN.

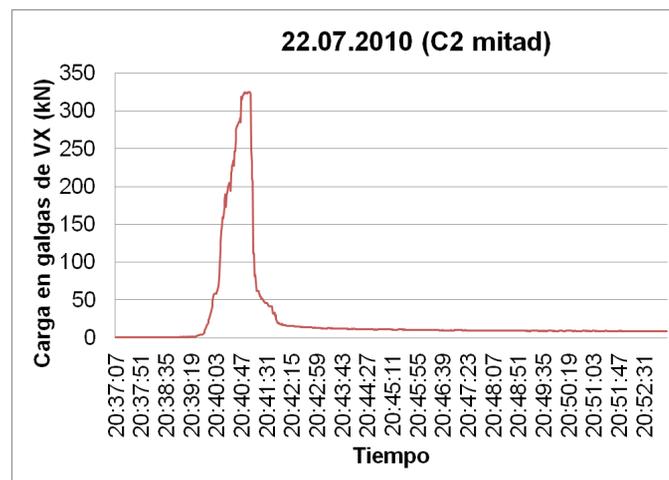


Figura 4.42: Evolución de la carga C2 mitad durante el evento de 22.07.2014.

El registro de carga máxima se consigue en el sensor situado en el segundo cable. Su máximo valor registrado es de casi 325 kN y tarda sólo 1,5 minutos (Figura 4.42)

El tiempo de bajada de 1 minuto coincide con el sensor C1 y la carga se mantiene estable en 8,5 kN.

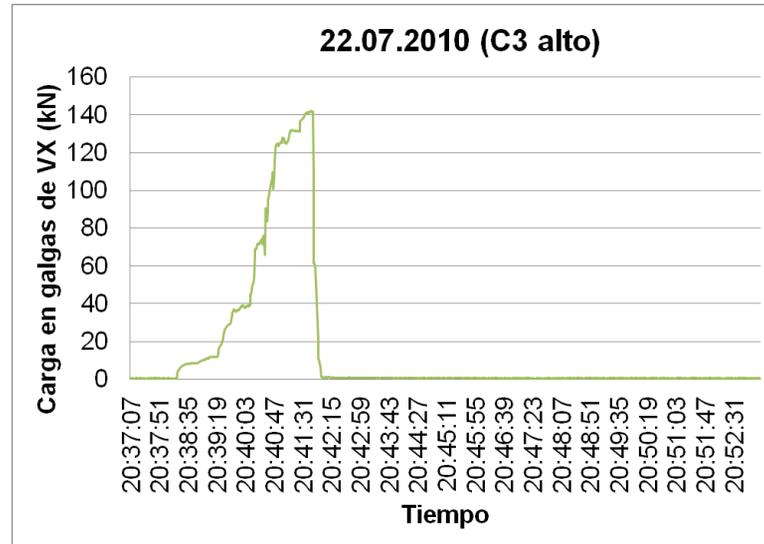


Figura 4.43: Evolución de la carga C3 alto durante el evento de 22.07.2014.

El sensor del tercer cable tiene un comportamiento parecido al del primero pero retardado en el tiempo (Figura 4.43).

Su tiempo de subida es de 2,5 minutos llegando a una carga máxima de 142 kN y de baja con sólo 15 segundos llegando a la carga constante de 0,6 kN.

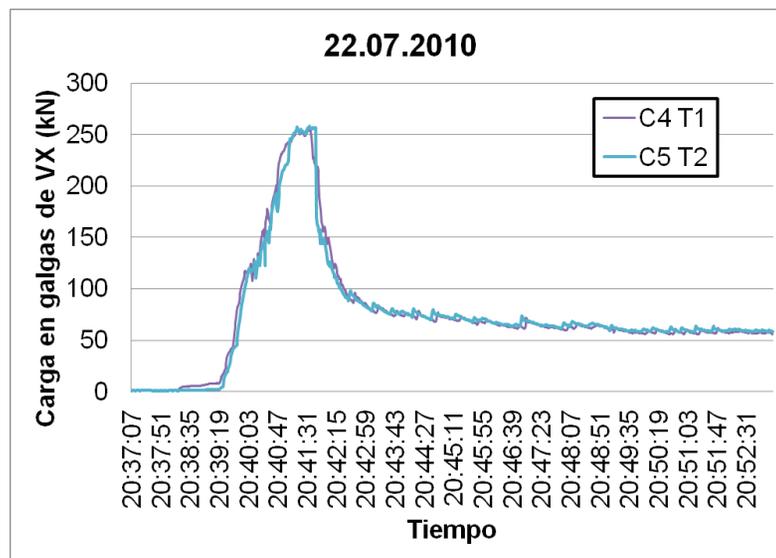


Figura 4.44: Evolución de la carga C4 T1 y C5 T2 durante el evento de 22.07.2014.

El comportamiento de los sensores situados en los vientos es casi idéntico entre ellos como se ve en la Figura 4.44).

El tiempo que tardan en subir de carga es de casi 2,5 minutos y llegan a una carga máxima de 257 kN. El tiempo de descarga es de 1,5 minutos aproximadamente y llegan a una carga constante de 57 kN ligeramente parecida a la del cable de la base.

A continuación se muestra un resumen de las cargas registrados en este evento (Tabla 4.13)

Tabla 4.13: Valores de carga característicos registrados en VX durante evento de 22.07.2010

Cuadro resumen de cargas (22/07/2010)					
Referencias	P inicial	P máxima	P estabilizada	ΔP subida	ΔP bajada
C1 base	0	147	53	147	94
C2 mitad	0	325	8,5	325	316,5
C3 alto	0	142	0,6	142	141,4
C4 y C5	0	257	57	257	200

Destaca como los cables base C1 BASE y tendedera C4T1 y C5T1 mantienen una carga permanente con posterioridad al evento superior a los 50 kN. C2 MITAD se queda ligeramente cargado mientras que C3 ALTO prácticamente regresa a la tensión primera.

A continuación se muestra una recopilación de imágenes del día siguiente al evento de corriente de derrubios del 22.07.2010 (Foto 4.17 y Foto 4.18):



Foto 4.17: Vista completa desde aguas debajo de la estructura VX parcialmente llena.

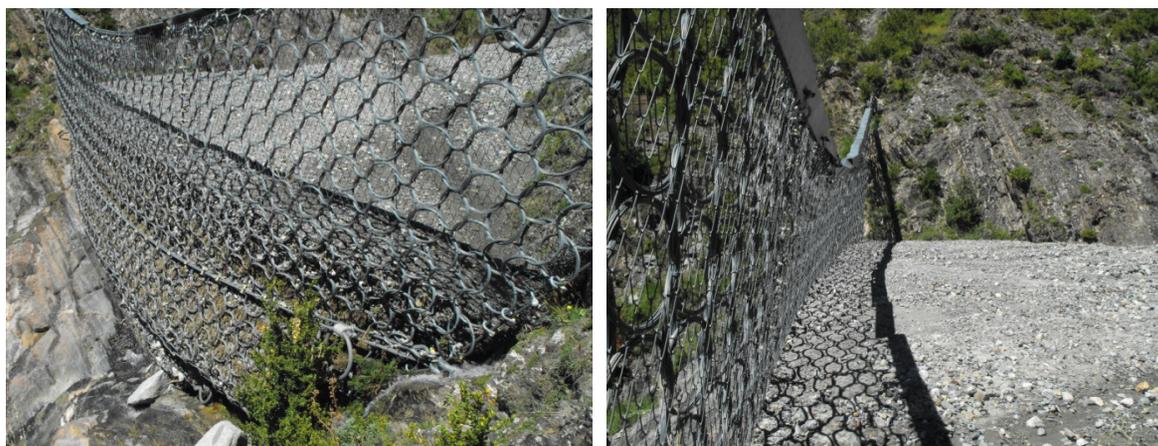


Foto 4.18: Vista completa desde el lateral izquierdo aguas debajo de la estructura VX parcialmente llena y vista completa del trasdós de la estructura desde estribo izquierdo. Destaca el ligero curvado de la estructura flexible por el efecto de carga.

4.2. EVENTO CORRIENTE DE DERRUBIOS DEL 05.08.2011

En agosto de 2012 se registró un nuevo evento de corriente de derrubios trascendente desde el punto de vista de la carga sobre la estructura en el periodo auscultado. El episodio registrado se prolongó 24 minutos de los cuales menos de 4 fueron de máxima intensidad.

La distribución y configuración de los sensores de carga sobre el sistema VX fue el usado anteriormente.

Las cargas máximas han sido las del cable situado en horizontal a media altura, denominado C4T1 y C5T1, que ha alcanzado momentáneamente los 60 kN (Figura 4.45).

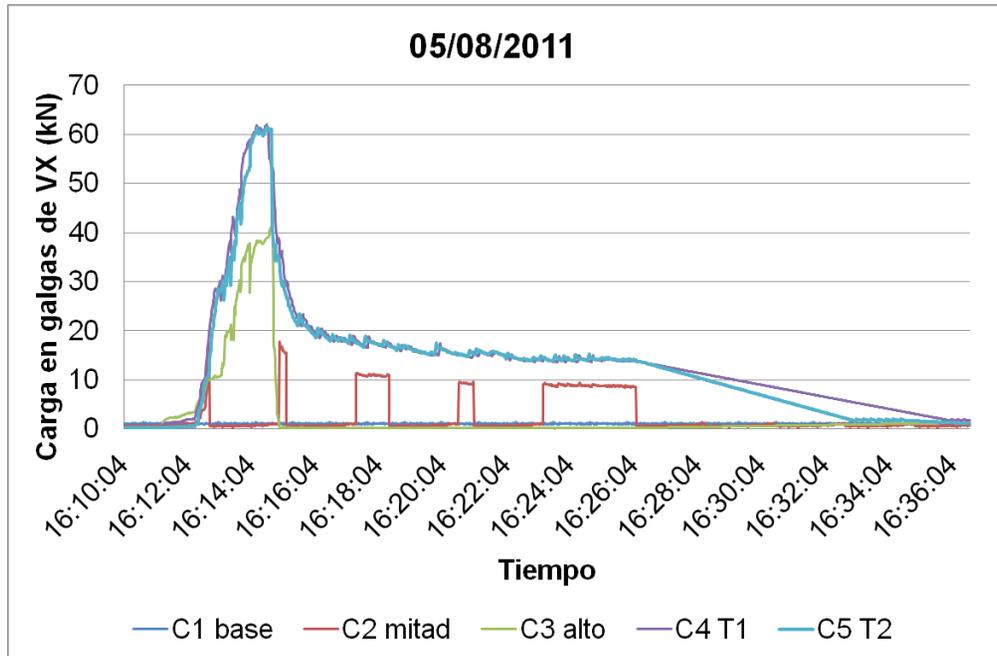


Figura 4.45: Distribución de cargas en el sistema VX a lo largo del evento de 05.08.2011.

A continuación se muestra la evolución de carga de cada uno de los sensores.

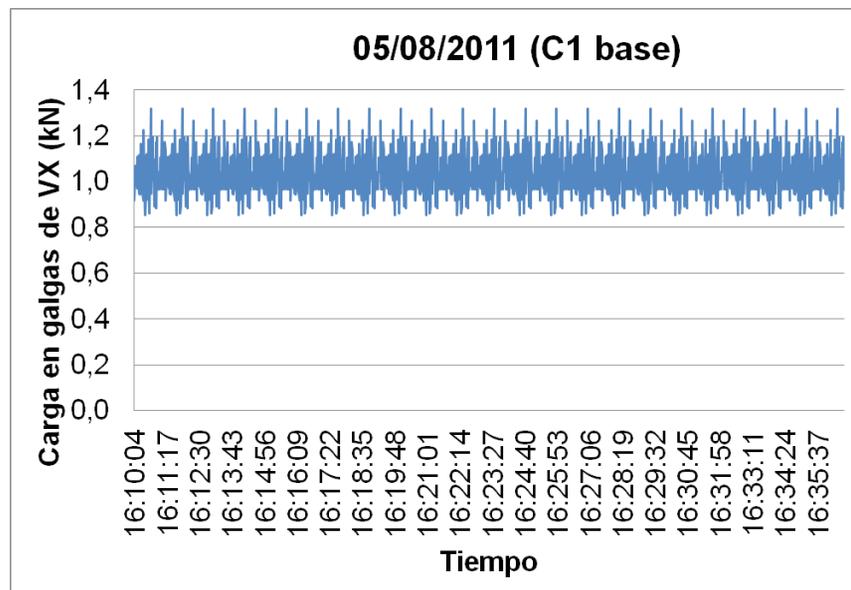


Figura 4.46: Evolución de la carga C1 base durante el evento de 05.08.2011.

Cargado por el anterior evento. No está directamente expuesto al flujo. En la posición base la carga tiene un comportamiento ondulatorio en que los valores de carga oscilan entre 1,3 y 0,9 kN (Figura 4.46).

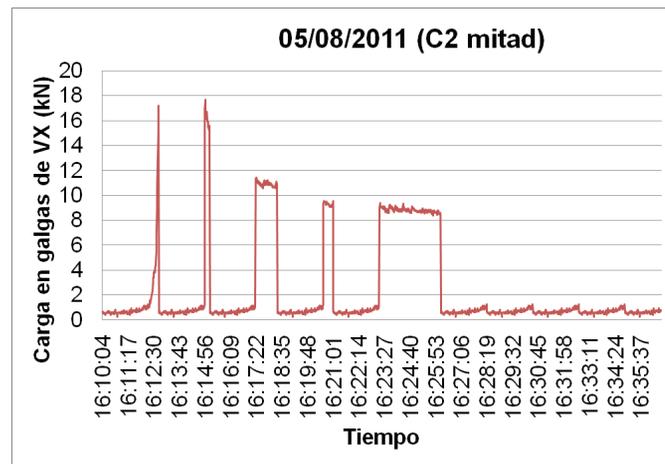


Figura 4.47: Evolución de la carga C2 mitad durante el evento de 05.08.2011.

Cargado por el evento anterior y situado a 60 cm por debajo de la lámina de flujo del nuevo evento. El comportamiento de carga del sensor situado en el segundo cable es como el del primero solo que aparecen picos de máxima carga. El valor máximo que alcanza es de 17,7 kN (Figura 4.47).

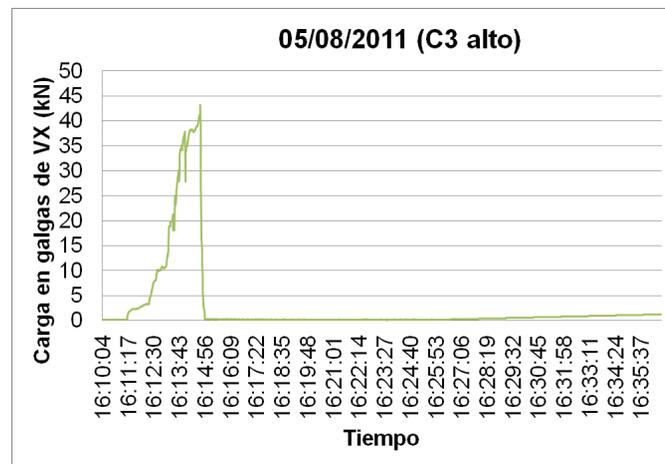


Figura 4.48: Evolución de la carga C3 alto durante el evento de 05.08.2011.

El sensor del tercer cable registra una carga máxima de 43 kN que alcanza tras 3,5 minutos de subida (Figura 4.48).

El tiempo de bajada es de tan sólo 15 segundos y llega a una carga constante de 0,2 kN que con el paso del tiempo aumenta sensiblemente hasta 1,2 kN.

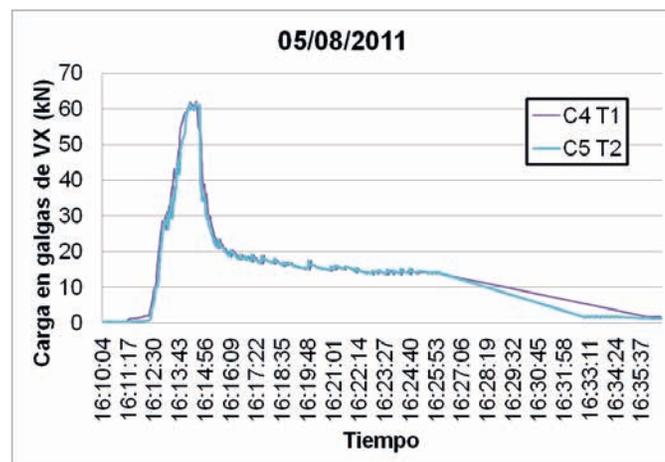


Figura 4.49: Evolución de la carga C4 T1 y C5 T2 durante el evento de 05.08.2011.

Los sensores situados en los vientos tienen un comportamiento casi idéntico entre ellos como se ve en la Figura 4.49.

El tiempo que tardan en subir de carga es de 3,5 minutos y llegan a una carga máxima de 62 kN. El comportamiento de descarga parece constante hasta los 12 minutos que la carga se estabiliza a 15 kN pero después, hasta los 21 minutos, descendiendo alcanzando la carga de 1 – 1,5 kN.

A continuación se muestra un resumen de las cargas registradas en este evento (Tabla 4.14).

Tabla 4.14: Valores de carga característicos registrados en VX durante evento de 05.08.2011.

Cuadro resumen de cargas (05/08/2011)					
Referencias	P inicial	P máxima	P estabilizada	ΔP subida	ΔP bajada
C1 base	1 (media)	1,3	-	-	-
C2 mitad	0,6 (media)	17,7	-	-	-
C3 alto	0	43	1,2	43	41,8
C4 y C5	0	62	1,25	62	60,8

4.3. COMPARATIVA DE CARGAS ENTRE AMBOS EVENTOS

Para poder comparar ambos sucesos es necesario analizar los hechos reales y comprenderlos como sucesivos en estadios de carga.

El primer evento ocurrió el 22 de Julio de 2010, situación en que la malla se llenó hasta el 60% de su capacidad (Figura 4.50) llegando la altura de depósito hasta 60 cm por encima del segundo cable denominado C2 MITAD (Figura 4.51).



Figura 4.50: Vista frontal de la estructura VX llena hasta el 60% de su altura, destacando en rojo los tres cables C1 BASE, C2 MITAD Y C3 ALTO.

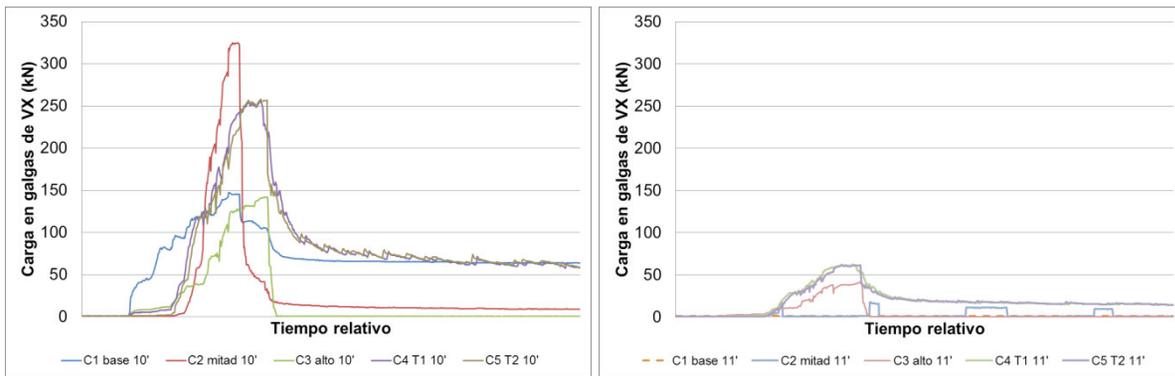


Figura 4.51: Gráfica comparada entre las cargas del evento de 22.07.2010 (izquierda) y las cargas del evento de 05.08.2011 (derecha).

El primer evento actuó como una primera “ola” dentro del conjunto y tiene un comportamiento semejante al del esquema de la Figura 4.52 en que el flujo trascurre con la componente de la carga estática y la dinámica. La carga estática viene dada por la acumulación del material del mismo evento.

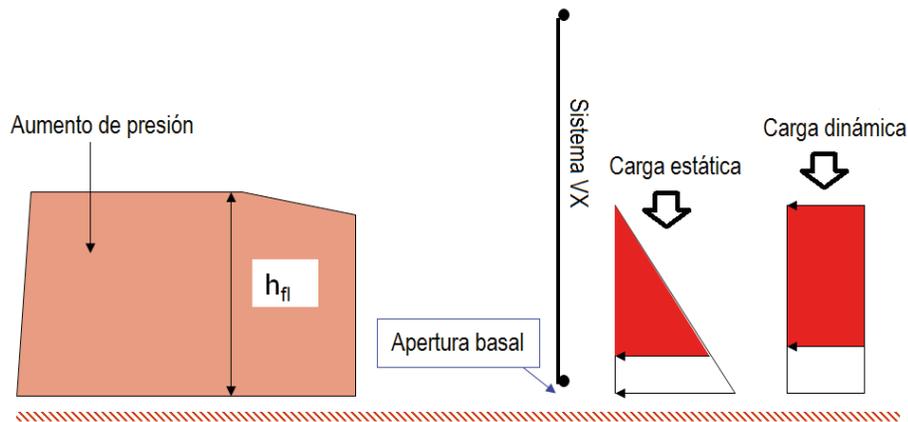


Figura 4.52: Esquema conceptual del funcionamiento teórico del sistema frente al primer evento. h_{fi} (Wendeler, 2008).

Posteriormente, cuando el material acumulado ya está sentado en el fondo, ocurre otro evento el día 5 de Agosto de 2011, de menor intensidad en cuanto a material movido (Figura 4.53).

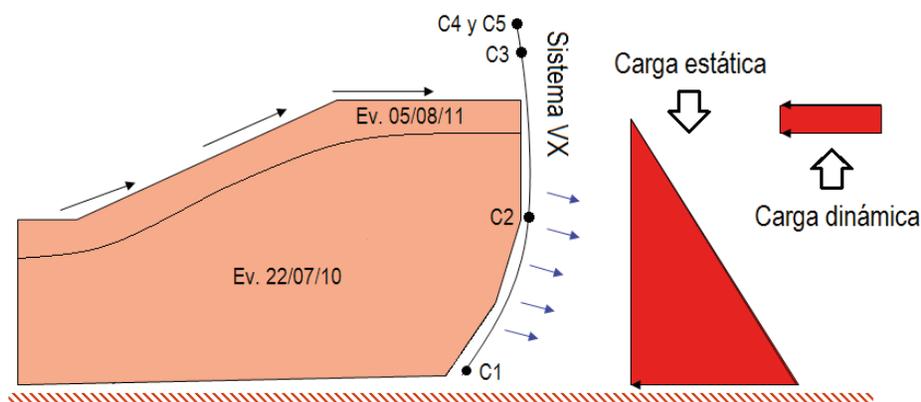


Figura 4.53: Esquema conceptual del funcionamiento teórico del sistema frente al segundo evento con el efecto del primero. Ev: evento; C1, C2, etc. ... (Wendeler, 2008)

De ahí se puede observar (Figura 4.54) por lo que respecta al segundo evento que pasaría por encima del material acumulado en evento anterior, es decir, no tiene un impacto directo sobre las cuerdas “C1 base” y “C2 mitad”, efecto que concuerda con las cargas de estos cables en el segundo evento.

Por otra parte, el comportamiento de las cargas en los cables “C3 alto”, “C4 T1” y “C5 T2” es similar que en el primer evento solo que de menor intensidad.

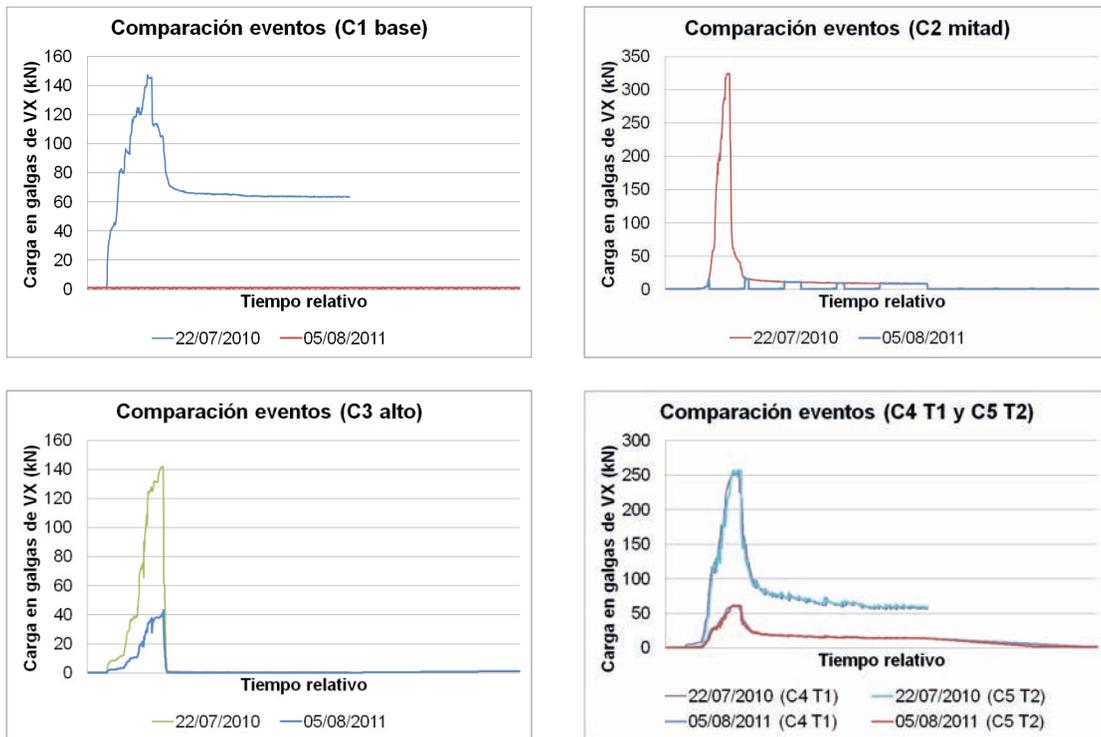


Figura 4.54: Gráficos de comparación de la carga en el mismo cable para los dos eventos.

4.4. FORMULACIÓN TEÓRICA DE LAS SOLICITACIONES & CARGAS MEDIDAS

La superestructura VX fue concebido para poder soportar presiones de hasta 160 kN/m^2 . Es común dimensionar a partir de la variación de los parámetros sobre la base de un conocimiento del medio.

Se puede llegar al dimensionamiento de las protecciones VX para que sean capaces de mitigar **la presión dinámica** generada por el flujo en ser interceptado y transmitir las tensiones al terreno. Se consideran la parte estática del flujo y la parte dinámica en base a la formulación y esquema siguiente (Figura 4.55):

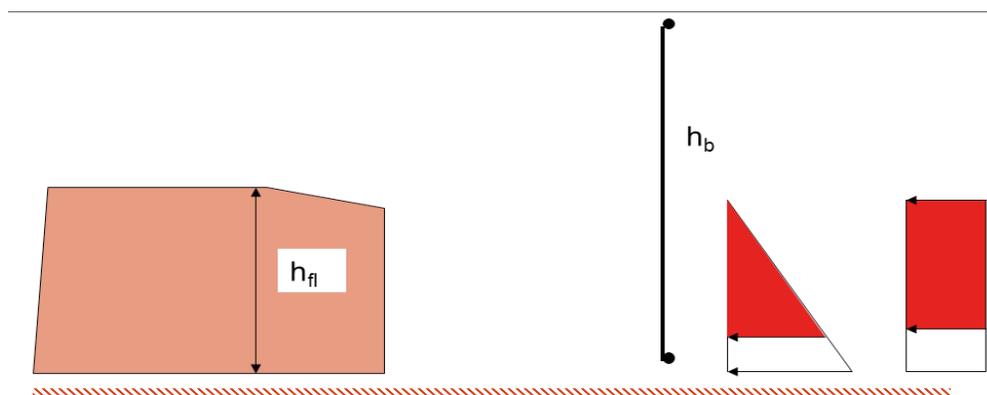


Figura 4.55: h_f Altura de flujo y h_b altura de protección VX en el primer evento.

Una vez disponibles los datos obtenidos de la auscultación mediante las células de carga comparamos los valores teóricos de diseño con las mediciones reales:

4.4.1. SOLICITACIONES PREVISTAS:

En base a los conocimientos que actualmente se tienen sobre el funcionamiento de este tipo de estructuras de interposición al flujo se procede a la formulación de cargas previstas.

$$F = \frac{1}{2} \rho g h_{fl}^2 + c_d \rho v_{fl}^2 h_{fl} \text{ [N/m]}$$

Donde en el primer evento se esperaban valores en las variables de:

- ρ = densidad del material (1800-1900 kg/m³)
- c = coeficiente de presión (0,7-0,8)
- v_{fl} = velocidad de flujo (5-6 m/s)

La Tabla 4.15 se muestra distintas fuerzas posibles de la combinación de las variables en el entorno esperado considerando el conocimiento del medio.

Tabla 4.15: Fuerza Total posible en VX para el evento de 22.07.2010 en base a la combinatoria de variables. Se ha marcado en negrita la más probable en base a los datos de los que se dispone

Densidad	Gravedad	Altura deflujo	Coefficiente depresión	Velocidad	Fuerza	Longitud	Fuerza total
ρ (kg/m ³)	g	hf (m)	Cd	v (m/s)	F kN/m)	L (m)	F (kN)
2000	9,81	2,3	1	6	217,49	15,00	3262,42
1900	9,81	2,3	1	6	206,62	15,00	3099,30
1800	9,81	2,3	1	6	195,75	15,00	2936,18
1800	9,81	2,3	0,9	6	180,84	15,00	2712,62
1800	9,81	2,3	0,8	6	165,94	15,00	2489,06
1800	9,81	2,3	0,7	6	151,03	15,00	2265,50
1800	9,81	2,3	0,7	5	119,16	15,00	1787,33
1800	9,81	2,3	0,7	4	93,07	15,00	1396,10

La fuerza total esperada estaría en el entorno de los **1780 kN**, equivalentes a una presión cuasi estática de **52 kN/m²**.

Para el segundo evento:

- ρ = densidad del material (1.800-1.900 kg/m³)
- c = coeficiente de presión (0,7-0,8)
- v_{fl} = velocidad de flujo (4-6 m/s)

Tabla 4.16: Fuerza Total posible en VX para el evento de 05.08.2011 en base a la combinatoria de variables. Se ha marcado en negrita la más probable en base a los datos de los que se dispone.

densidad	gravedad	Altura de flujo	Coefficiente de presión	velocidad	Fuerza	Longitud	Fuerza 2°
ρ (kg/m ³)	g	hf (m)	Cd	v (m/s)	F (kN/m)	L (m)	F (kN)
2000	9,81	0,6	1	6	46,73	15,00	700,97
1900	9,81	0,6	1	6	44,40	15,00	665,93
1800	9,81	0,6	1	6	42,06	15,00	630,88
1800	9,81	0,6	0,9	6	38,17	15,00	572,56
1800	9,81	0,6	0,8	6	34,28	15,00	514,24
1800	9,81	0,6	0,7	6	30,39	15,00	455,92
1800	9,81	0,6	0,7	5	22,08	15,00	331,18
1800	9,81	0,6	0,7	4	15,27	15,00	229,12

La fuerza total esperada estaría en el entorno de los **331 kN**, equivalentes a una presión cuasi estática de **37 kN/m²** (Tabla 4.16).

Tabla 4.17: Carga estática probable procedente del depósito del evento de 22.07.2010.

densidad	gravedad	altura de flujo	Fuerza	Longitud	Fuerza 1°
P (kg/m ³)	g	hf (m)	F (kN/m)	L (m)	F (kN)
1800	9,81	2,3	46,71	15,00	700,58

Que sumado a la parte estática del primer evento (700,58 kN) supondrían una fuerza total calculada de **1000 kN a la estructura VX** durante el segundo evento (Tabla 4.17).

4.4.2. CARGAS MEDIDAS & CARGAS ESPERADAS:

Las cargas medidas mediante el sistema de células de carga para los dos eventos de corrientes de derrubios muestran clara congruencia para el primer evento (22.07.2010) con respecto a las cargas esperadas. Las cargas medidas totalizaron 1770 kN sobre la estructura VX respecto a las 1787 kN que podían esperarse en base al cálculo (Tabla 4.18).

Tabla 4.18: Resumen de las cargas medidas en las células de carga en el evento de 22.07.2010.

posición	n° cables	Fuerza máx. medida	Fuerza líneas
		kN	sub-total (kN)
C5	1	260	520
C4	1	260	
C3	2	150	300
C2	2	325	650
C1	2	150	300
TOTAL (kN)			1770

Sin embargo para el segundo evento de corrientes de derrubios (05.08.2011), donde la estructura ya contenía un 60% de la altura rellena por el anterior evento, las cargas medidas difieren de las esperadas (Tabla 4.19).

Tabla 4.19: Resumen de las cargas medidas en las células de carga en el evento de 05.08.2011.

posición	n° cables	Fuerza máx. medida	Fuerza líneas
		kN	sub-total (kN)
C5	1	62	124
C4	1	62	
C3	2	43	86
C2	2	17,7	35,4
C1	2	1,3	2,6
TOTAL (kN)			248

Cuando analizamos la fuerza total aportada por el segundo evento bien pudiéramos considerarla parecida con unos aproximadamente 300 kN esperados respecto a los 248 kN medidos. Se trata de una diferencia aceptable de un 16% menor a la esperada. Sin embargo si añadimos la componente estática del anterior evento la carga esperada alcanzaría los 1000 kN y la diferencia sería de más de un 400%.

En este caso la carga estática del primer depósito no parece aportar trascendente carga a la estructura VX durante el segundo evento. Este efecto se atribuye a la disposición del depósito sobre el lecho cuasi horizontal

y la naturaleza del mismo (ángulos de rozamiento superiores a 40°) que aportan una estabilidad superior a la calculada.

4.5. COMPARATIVA DE RESULTADOS DE CARGA ENTRE SISTEMA INSTALADO EN ERILL Y DISEÑO BASE INSTALADO EN ILLGRABEN POR C. WENDELER EN 2008

El diseño de la estructura VX instalado en Erill parte de un análogo diseño confeccionado y analizado por Corina Wendeler como parte de su PhD Tesis, en Illgraben. En este apartado se pretenden analizar los comportamientos de similares diseños para contrastar la similitud en el comportamiento bajo carga de flujo (Figura 4.56).

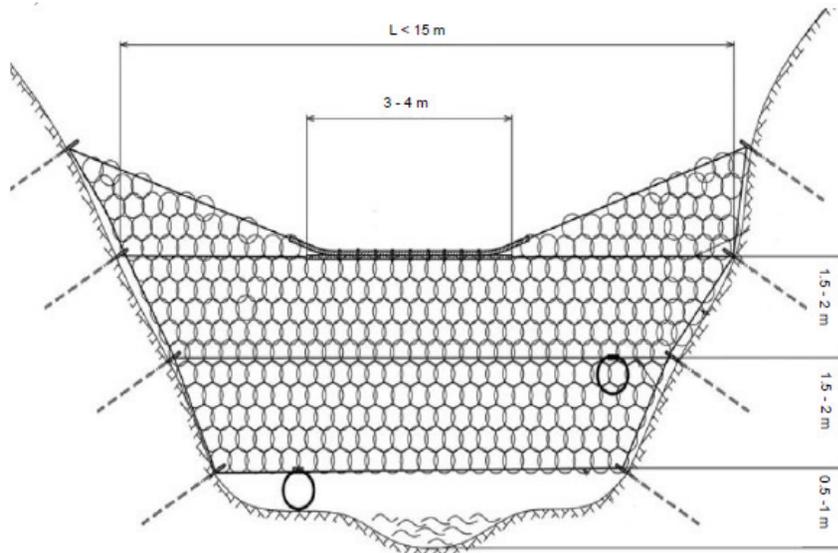


Figura 4.56: Diseño conceptual instalado en Illgraben (Wendeler, 2008).

Se comparan celda por celda un evento medido por Wendeler C. del 16 de Junio de 2008 del tipo corriente de derrubios con densidad 21,30 kN/m³ y 2.800m³ de material acumulado y el evento del 22 de Julio del 2010 tratado en este proyecto. El diseño original se corresponde en ambos casos con un modelo VX 160 (Figura 57).

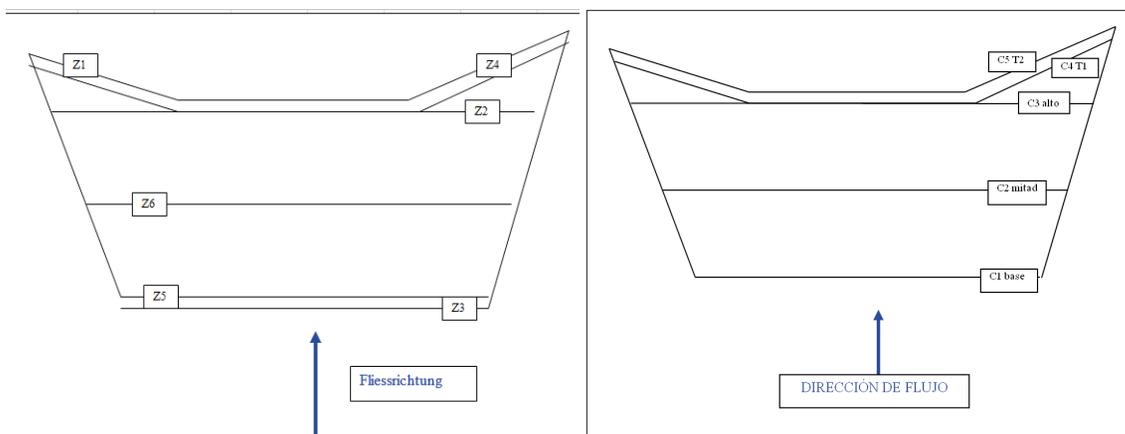


Figura 4.57: Comparativa en el número y disposición de cables y células de carga para un equivalente diseño VX 160. En la izquierda el instalado en Illgraben y en la derecha el instalado en Erill.

El número de cables de refuerzo instalados por línea es la única diferencia entre ambos diseños. Mientras que en Illgraben se instalaron cables dobles en la base y en cable tendedera, en Erill todos fueron duplicados.

Mientras que en Erill se ha registrado una carga total medida de 1.770 kN en Illgraben la carga ha sido un 18% menor (Tabla 4.20).

Tabla 4.20: Resumen de las cargas medidas en Erill y en Illgraben (Wendeler, 2008) en el proceso de llenado de un equivalente modelo comercial.

Fuerzas medidas en Erill				Fuerzas medidas en Illgraben			
posición	n° cables	F máx. medida	F líneas	posición	n° cables	F máx. medida	F líneas
		kN	sub-total (kN)			kN	sub-total (kN)
C5	1	260	520	Z4	1	300	647
C4	1	260		Z1	1	347	
C3	2	150	300	Z2	1	178	178
C2	2	325	650	Z6	1	350	350
C1	2	150	300	Z3	1	215	275
		TOTAL (kN)	1770	Z5	1	60	
						TOTAL (kN)	1450

Las cargas transmitidas a las células en cada uno de los casos se analizan a continuación (Figura 4.58):

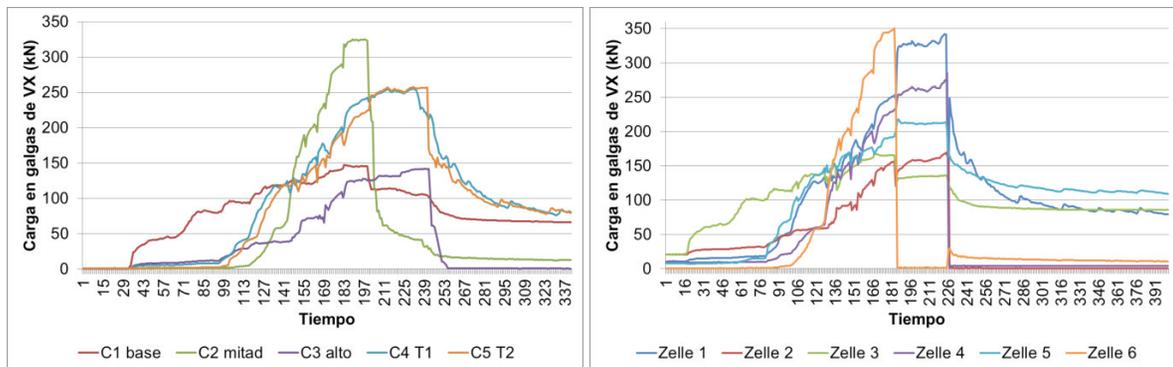


Figura 4.58: Comparativa entre las cargas para igual configuración medidas en Erill en 22.07.2010 (izquierda) y en Illgraben en 16.06.2008 (derecha).

Las cargas de desgranar a continuación en tiempo relativo:

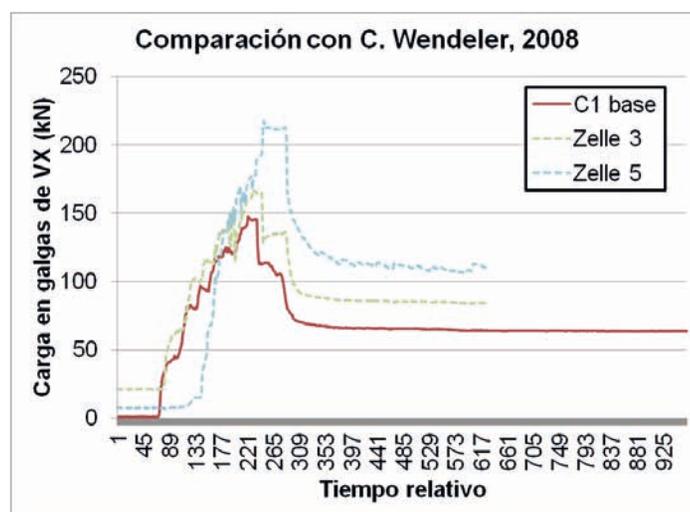


Figura 4.59: Comparativa entre las cargas medidas en Erill en 22.07.2010 (C1 base) y en Illgraben en 16.06.2008 (Zelle 3 y Zelle 5). (Wendeler, 2008)

El valor para el cable de la base medido en el caso de Erill es de 150 kN por debajo de los 160 y 215 kN medido en Illgraben. El comportamiento ascendente guarda relación con el cable de la Zelle 5, sin embargo el comportamiento descendente es mucho más parecido al del cable Zelle 3. En Illgraben el comportamiento de ambos cables fue asimétrico en carga y en descarga (Figura 4.59).

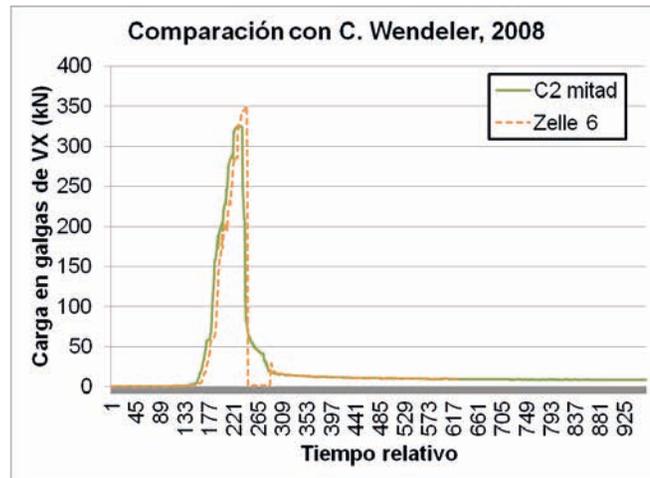


Figura 4.60: Comparativa entre las cargas medidas en Erill en 22.07.2010 (C2 mitad) y en Illgraben en 16.06.2008 (Zelle 6).

La célula de carga instalada a nivel de C2, eso es a mitad de altura, refleja comportamiento cuasi idéntico con el Zelle 6, tanto en el tiempo de activación y desactivación como en la carga total registrada (Figura 4.60).

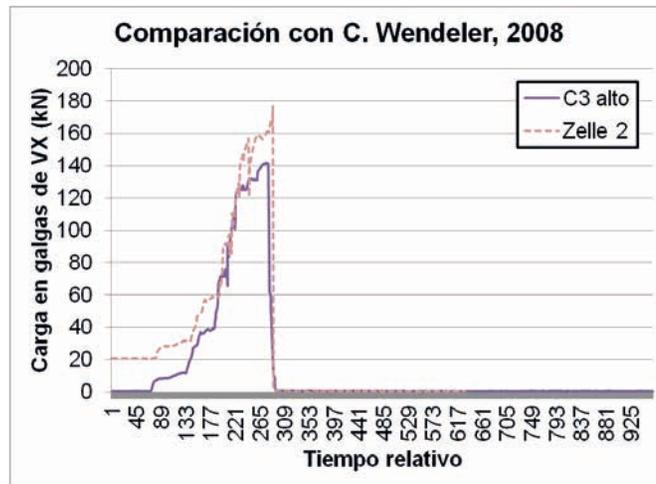


Figura 4.61: Comparativa entre las cargas medidas en Erill en 22.07.2010 (C3 alto) y en Illgraben en 16.06.2008 (Zelle 2).

La célula de carga instalada a nivel de C3, refleja una carga de 40 kN inferior a la Zelle 2. El comportamiento es muy parecido tanto en el tiempo de activación y desactivación como en la carga total registrada (Figura 4.61).

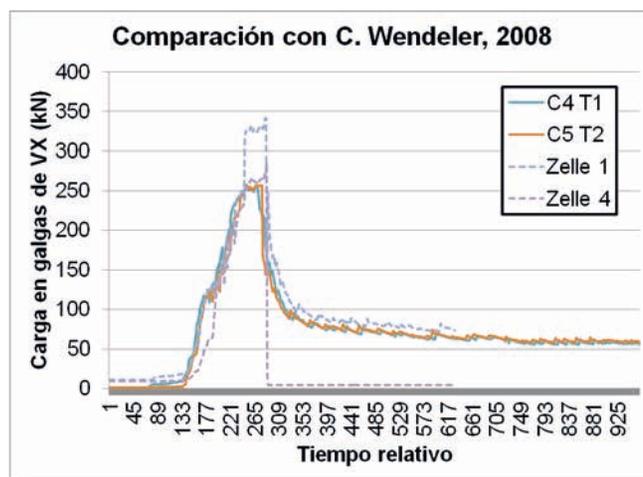


Figura 4.62: Comparativa entre las cargas medidas en Erill en 22.07.2010 (C4 T1 y C5 T2) y en Illgraben en 16.06.2008 (Zelle 1 y Zelle 4).

En Erill las células C4 y C5 actuaron simétricamente hasta alcanzar fuerzas de 250 kN de forma similar a como lo hizo Zelle 4. El proceso de carga y descarga entre estas 3 células fue cuasi idéntico.

En Illgraben las células Zelle 1 y 4 actuaron asimétricamente y la Zelle 1 alcanzó valores próximos a los 350kN. El comportamiento de descarga de la Zelle 1 cayó a valores de 0 cuando el resto de células perdían la carga paulatinamente (Figura 4.62).

En términos de porcentaje de carga transmitido a cada línea se observan ligeras diferencias. Así puede observarse como en Erill el mayor % de carga lo asume la línea intermedia medida por la Célula C2, con un 36,72% del total (Tabla 4.21).

Tabla 4.21: Resumen de las cargas medidas en Erill y porcentaje de carga distribuida por líneas.

Fuerzas medidas en Erill				
posición	n° cables	Fuerza máx. medida	Fuerza líneas	Fuerza líneas
		kN	sub-total (kN)	% del total
C5	1	260	520	29,38
C4	1	260		
C3	2	150	300	16,95
C2	2	325	650	36,72
C1	2	150	300	16,95
TOTAL (kN)			1770	100,00

Mientras que Illgraben el mayor % de carga lo asume la línea tendedora superior medida por la Célula Z1 y Z4, con un 44,62% del total (Tabla 4.22).

Tabla 4.22: Resumen de las cargas medidas en Illgraben (Wendeler, 2008) y porcentaje de carga distribuida por líneas.

Fuerzas medidas en Illgraben				
posición	n° cables	Fuerza máx. medida	Fuerza líneas	Fuerza líneas
		kN	sub-total (kN)	% del total (kN)
Z4	1	300	647	44,62
Z1	1	347		
Z2	1	178	178	12,28
Z6	1	350	350	24,14
Z3	1	215	275	18,97
Z5	1	60		
TOTAL (kN)			1450	100

El ángulo del lecho y la velocidad de flujo (con ello la velocidad de llenado) pueden condicionar la activación de la tensión de los cables. Mientras que en Erill se ha logrado una activación simétrica entre las líneas de doble cable, y con ello una transmisión mayor en los cables intermedios. En Illgraben la transmisión asimétrica de fuerzas en las líneas dobles ha condicionado un incremento porcentual mayor en los cables tendedora.

5. RELACIÓN DE CARGA MEDIDA EN VX CON LA VIBRACIÓN REGISTRADA POR LOS GEÓFONOS

A lo largo del proceso de carga del flujo de corriente de derrubios sobre la estructura VX el sistema de geófonos y más concretamente el Geófono G1 situado en la línea de la estructura, registra vibraciones propias del flujo aunque es probable que sumadas a las propias de la acomodación de la estructura a la carga del flujo (Figura 4.63, Figura 4.64 y Figura 4.65).

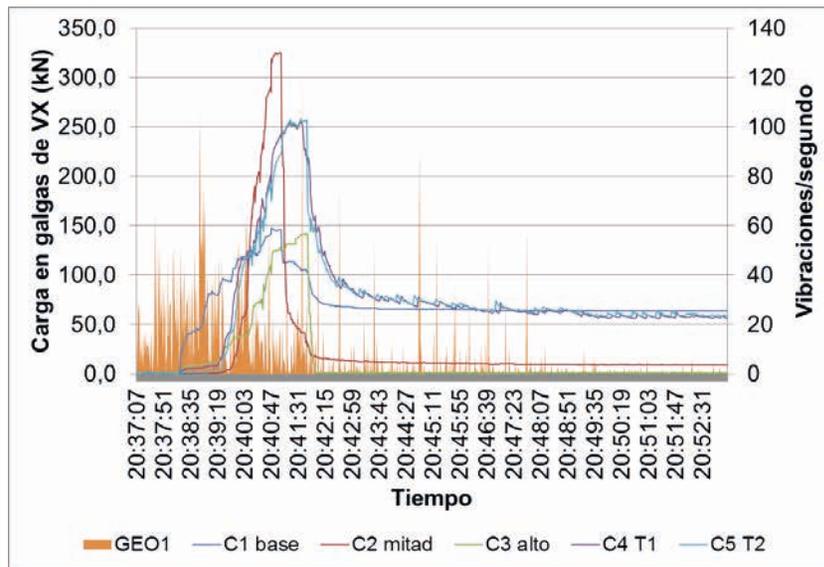


Figura 4.63: Comparativa entre las cargas registradas en VX en el evento del 22.07.2008 con respecto a los impulsos por segundo medidos por el geófono G1.

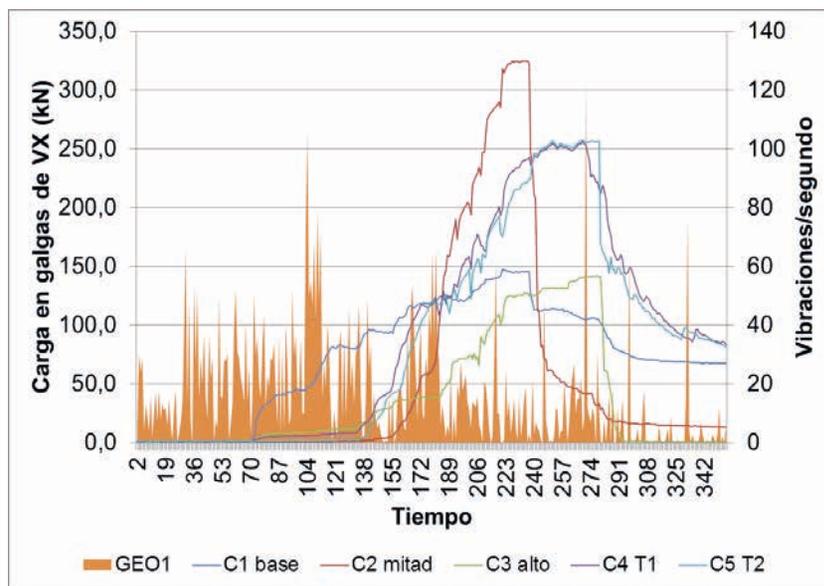


Figura 4.64: Comparativa entre las cargas registradas en VX en el evento del 22.07.2008 con respecto a los impulsos por segundo medidos por el geófono G1 centrada en los instantes más trascendentes.

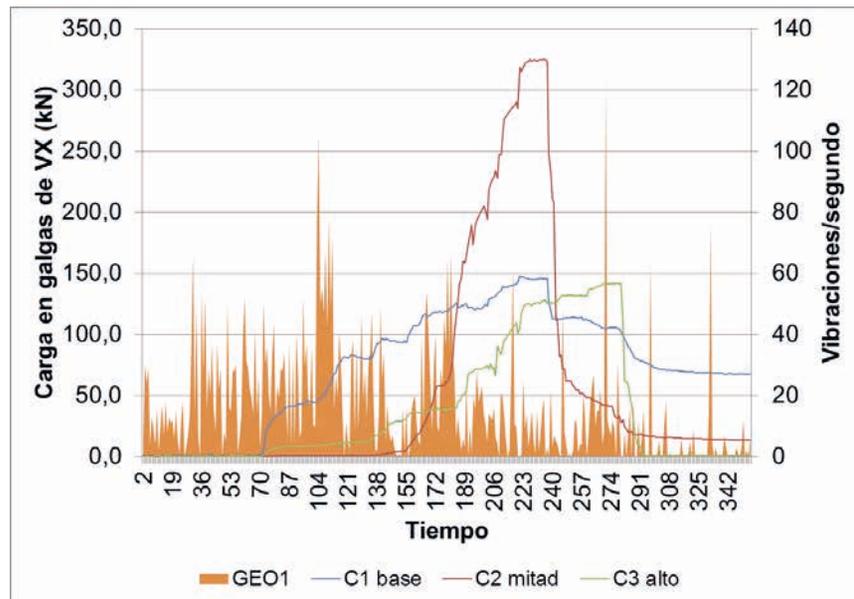


Figura 4.65: Comparativa entre las cargas registradas en VX en el evento del 22.07.2008 con respecto a los impulsos por segundo medidos por el geófono G1 centrada en los instantes más trascendentes y solamente las 3 celdas inferiores.

Tras el análisis de la señal no se observa correspondencia entre los picos de la intensidad de la de vibración con los momentos de máxima carga en la estructura aunque se ha revisado la sincronización temporal entre el CRI000 de los geófonos y el sistema Wireless de las cargas.

Cable por cable puede observarse como existe un decalaje entre la señal producida por la vibración del flujo registrada en los geófonos y la posible vibración o movimiento de la señal por efecto de la carga.

De forma ordenada en base a criterios de carga se muestran las señales por separado de cada una de las células de carga.

No es hasta 40 segundos después de registrar vibraciones con intensidad suficiente como para poder ser atribuidas a un flujo trascendente que el cable inferior empieza registrar carga. No hay correlación alguna entre la carga en la estructura y la señal de vibración ni siquiera en los 150 segundos necesarios para alcanzar la máxima carga en la célula C1 situada en la base del VX (Figura 4.66).

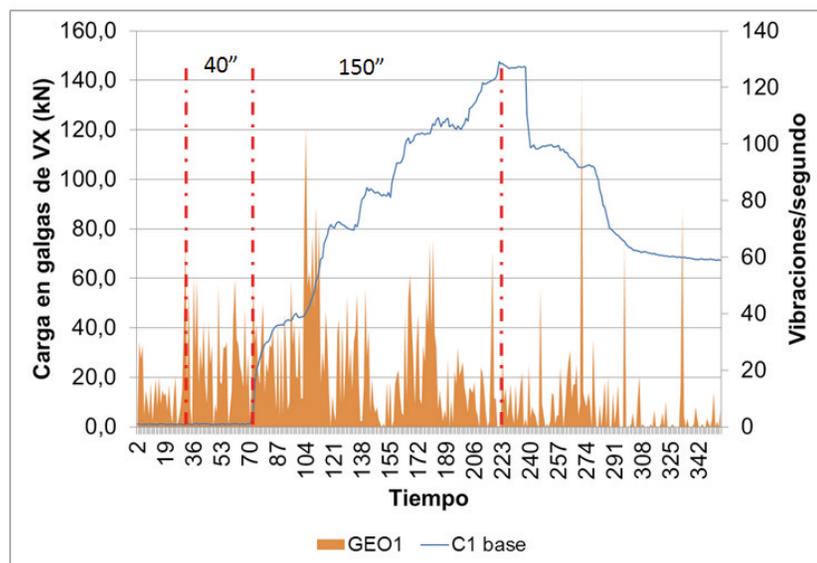


Figura 4.66: Cargas en C1 base con respecto a G1. Detalle de los segundos necesarios para la activación de la carga y la duración del proceso total de carga para C1.

La célula de carga C2 da inicio a su carga 85 segundos después de dar inicio el de 65 segundos alcanza el máximo de su carga. En el segundo 230 a escaso 2 segundos de alcanzar el máximo de carga puede observarse una señal sobre carga súbita de 50 kN que se traslada en una vibración de 57 oscilaciones por segundo en la estructura (Figura 4.67).

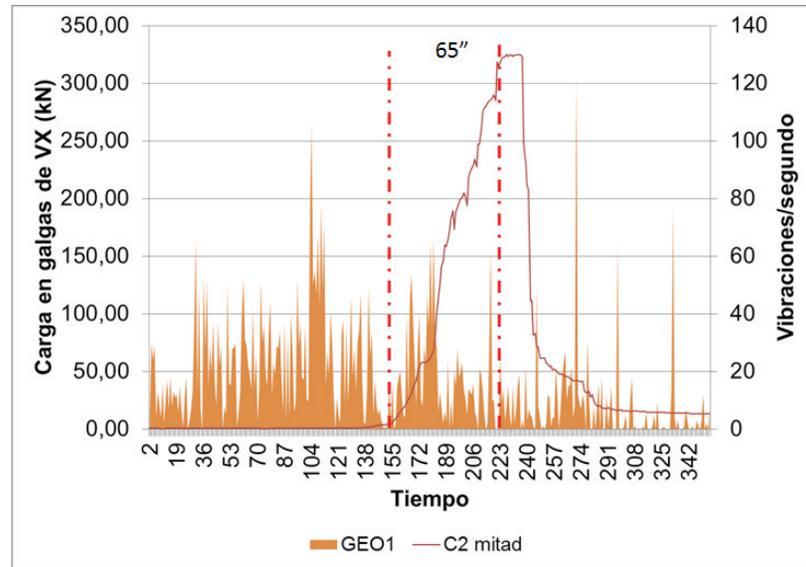


Figura 4.67: Cargas en C2 MITAD con respecto a G1. Detalle la duración del proceso total de carga para C2.

La célula de carga C3 da inicio a su carga al mismo tiempo que la C1 justamente en el momento que se atribuye al inicio el proceso de llenado. Requiere de 170 segundos para alcanzar la última subida en el proceso de carga. Los últimos 50 segundos coinciden con una vibración de 120 impulsos por segundo, segundos a partir del cual da inicio el proceso de pérdida de carga (Figura 4.68).

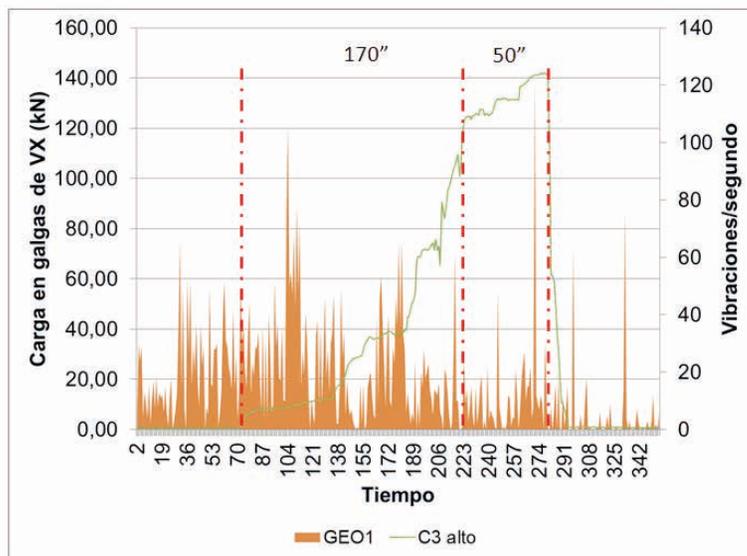


Figura 4.68: Cargas en C3 ALTO con respecto a G1. Detalle del inicio del proceso de carga y común con C1 y detalle la duración del proceso total de carga para C2.

Durante el proceso de carga de las células ubicadas en los cables tendedera C4 y C5 se observa en el proceso de incremento numerosos escalones de pérdida de carga. Se atribuyen al comportamiento de los cables como consecuencia de la posición y función que ocupan en la estructura VX. Son varios los picos de vibración que pudieran tener como origen el comportamiento de acomodo de la estructura tendente a desplazarse hacia

abajo y hacia adelante por el efecto de carga. Destaca el pico de vibración ubicado en el segundo 274 que ha sido atribuido al acomodo del cable C3 pero que bien podría vincularse también a los cables C4 y C5 (Figura 4.69).

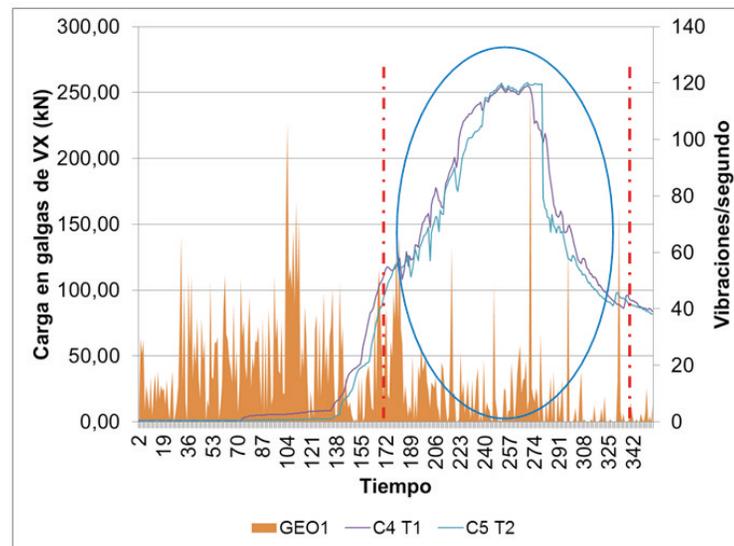


Figura 4.69: Cargas en C4 y C5 con respecto a G1. Detalle del tramo en el que se atribuyen parte de la vibración a los acomodos y vibraciones de la estructura.

Es muy probable que algunas de las señales de vibración detectadas por el geófono G1 se correspondan con la propia vibración de la estructura con el efecto de carga. Este efecto parece más evidente tanto más aérea sea la posición de los cables dentro de la estructura. Es conveniente desgranar y filtrar adecuadamente la señal de los geófonos próximos a estructuras vibrantes u oscilatorias pues pueden crear falsas alarmas por vibración de la estructura, incluso en vacío por el efecto del viento, o falsas señales debris que pueden ser interpretadas como olas adicionales al flujo de corriente de derrubios principal.

6. CONCLUSIONES

La auscultación combinada mediante un sistema de geófonos, un equipo de filmación y una trampa de sedimentos a la altura del canal (Sistema VX) es un sistema eficiente que permite discriminar, identificar y caracterizar todos los flujos generados en la cuenca.

Si bien la aplicación de geófonos como equipo de activación y/o de registro de señales de vibración es cada vez más extendido continúan siendo sofisticados en cuanto a calibración y manejo. Determinar el umbral de activación es algo que requiere de tiempo y paciencia.

La activación de los geófonos es clave para poder activar el sistema de seguimiento y filmación. De los datos registrados directamente por estos y la comparación entre la señal registrada por el conjunto de ellos se obtienen los valores de velocidad, imprescindibles para la determinación de la energía de flujo.

Se han podido identificar y diferenciar flujos torrenciales de flujos hiperconcentrados y corrientes de derrubios gracias a la combinación de la señal de los geófonos y la filmación pero sobre todo gracias a disponer de una trampa de sedimento que ha retenido la parte sólida del flujo. Cada uno de estos procesos muestra una señal de intensidad de vibración y duración distinta. La intensidad de vibración mayor, superior a los 120 impulsos por segundo y de hasta 500 segundos de duración, se atribuye a eventos de gran densidad de flujo como, prueban los depósitos retenidos, que además muestran una señal sostenida y reconocible entre los distintos geófonos que se atribuye al frente de flujo o a la "ola". Del mismo modo los flujos torrenciales básicamente acuosos se corresponden con intensidades de vibración máximas bajas, de entre 10 y 60 impulsos por segundo y duraciones de entre 300-6.000 segundos, y continuos saltos de intensidad en forma de sierra que

no permiten una correlación entre los distintos geófonos. Entre ambos extremos se reconocen los que hemos denominado en este trabajo flujos hiperconcentrados con comportamientos puntualmente atribuibles a ambas tipologías descritas pero de intensidad menor que las corrientes de derrubios, así se les atribuyen intensidades de vibración de entre 60-120 impulsos por segundo y duraciones de entre 150 y 3.000 segundos.

La señal de los geófonos en Erill no acusa de variación dependiendo del tipo de superficie sobre el que se ha fijado; a excepción del Geófono 1, donde la señal muestra una cierta influencia por el efecto de la vibración de la red de interposición al flujo del Sistema VX en el proceso de llenado-carga e incluso, vibraciones por el efecto del viento o el impacto de la lluvia.

Los volúmenes retenidos por el sistema VX para cada uno de los eventos han oscilado entre los 40 y los 1.400 m³. No se observa para el periodo auscultado que el volumen guarde relación con el tipo de flujo.

Los depósitos atribuidos a eventos de corrientes de derrubios se corresponden con densidades de entre 1.4-1.9 t/m³ en función del evento, mientras que los flujos hiperconcentrados no han superado en ningún caso los 1.4 t/m³. Los eventos torrenciales no han generado depósitos de gran entidad aunque si el transporte de bloques individuales.

Cuando la calidad de la señal registrada lo ha permitido se han medido las velocidades de flujo entre los distintos geófonos obteniendo resultados de 5 m/s en los sectores limitados por los geófonos 4 a 3 y 3 a 2 mientras que de hasta 12 m/s entre los geófonos 2 a 1. Así las velocidades para la parte de la señal que se ha identificado como “segunda ola” han sido entre 6 y 8 m/s incrementándose progresivamente con la distancia recorrida.

En cuanto al sistema de intercepción es evidente que el sistema VX ha sido capaz de asumir las cargas a las que ha sido sometido por los eventos registrados en Erill sin sufrir daños aparentes. Las solicitaciones medidas han llegado a alcanzar los 325 kN por debajo de los 360 kN registrados en la análoga instalación de Illgraben. Sin embargo la distribución de cargas a diferencia de en Illgraben, que fueron en los cables tendedera superiores en este caso las tensiones máximas, se han registrado en los cables intermedios donde han alcanzado los 650 kN equivalentes a > 36% de la absorción total de la solicitación del sistema.

La transmisión de la carga dinámica y estática en el proceso de solapamiento de eventos separados en el tiempo sobre una estructura VX puede diferir de los cálculos teóricos hasta el punto de ser despreciable. La carga ejercida sobre la estructura VX por un depósito previo puede ser desestimada en el cálculo cuando el lecho tiende a ser plano y el ángulo de rozamiento del material del depósito es superior a 40°.

Un punto importante de cara a la interpretación de las señales registradas por los geófonos es que la estructura VX puede transmitir vibración a los geófonos próximos que pueden llegar a enmascarar el real comportamiento pulsátil del flujo y con ello dificultar la interpretación de la señal tipo corriente de derrubios.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abancó, C., Hürlimann, M. and Moya, J. 2014. *Analysis of the ground vibration produced by debris flows and other torrential processes at the Rebaixader monitoring site (Catalan Pyrenees, Spain)*. Natural Hazards and Earth System Sciences 14. Pág. 929 – 943.
- Wendeler, C. 2008. *Murgangrückhalt in Wildbächen – Grundlagen zu Planung und Berechnung von flexiblen Barrieren*. Diss. Eth Nr. 17913. Pág. 175 – 187.

