

Tesis Doctoral
Valladolid 2019

**CAMBIO
GLOBAL Y
RESPUESTAS
AMBIENTALES EN
LA CORDILLERA
CANTÁBRICA**
EL ALTO PISUERGA

Autor/ **Alfonso Pisabarro Pérez**
Director/ **Dr. Enrique Serrano Cañadas**



Universidad de Valladolid





Universidad de Valladolid



**PROGRAMA DE DOCTORADO EN PATRIMONIO CULTURAL
Y NATURAL: HISTORIA, ARTE Y TERRITORIO**

TESIS DOCTORAL:

**CAMBIO GLOBAL Y RESPUESTAS
AMBIENTALES EN LA CORDILLERA
CANTÁBRICA: EL ALTO PISUERGA**

Presentada por ALFONSO PISABARRO PÉREZ para
optar al grado de Doctor por la Universidad de
Valladolid

Dirigida por:

ENRIQUE SERRANO CAÑADAS

A mis padres, a mi hermano y a Patricia

ÍNDICE

ÍNDICE	7
CAP I. INTRODUCCIÓN.	13
1.1. El Alto Pisuegra y el Cambio Global	13
1.1.1 El Alto Pisuegra, un espacio abandonado.....	13
1.1.2. El Cambio global.....	24
1.1.3. La escala espacial y temporal de estudio del Cambio Global	32
1.1.4. Los estudios vinculados al abandono	33
1.1.5. Antecedentes de estudio en el alto Pisuegra y su entorno montañoso.....	34
1.1.6. Objetivos y estructura de la tesis.....	36
CAP II. ÁREA DE ESTUDIO, CARACTERÍSTICAS GENERALES	39
2.1. Síntesis geológica	39
2.1.1. La litología	39
2.1.2. Dominios estructurales	52
2.1.3. Historia geológica	54
2.2. Relieve estructural	56
2.3. Breves notas sobre el clima	59
2.4. Breves notas sobre la vegetación y suelos	66
2.5. Breves notas sobre la población	72
CAP III. METODOLOGÍA	77
3.1. Proceso de documentación y series de datos	78
3.2. Técnicas de campo, instrumentación y obtención de datos in situ	85
3.3. Trabajos de laboratorio y gabinete.....	93
3.3.1. El análisis de sedimentos	93
3.3.2. Cartografía destacada	95
3.3.3. Hidrología y clima	98
3.3.4. Técnicas auxiliares	100
CAP. IV. EL MODELADO TERCIARIO Y CUATERNARIO. EL RELIEVE A TRAVÉS DE LAS DISTINTAS ESCALAS TEMPORALES Y LA TRANSFORMACIÓN DINÁMICA Y CLIMÁTICA.....	105
4.1. La red hidrográfica, evolución geomorfológica	105
4.1.1. Niveles de arrasamiento	105

4.1.2. Las terrazas del Alto Pisuerga	108
4.1.3. Jerarquización fluvial	115
4.1.3.1. Las capturas	115
4.1.3.2. Características fisiográficas de la red actual.....	118
4.2. El modelado kárstico.....	123
4.3. El modelado glaciar.....	126
4.4. El modelado nivoperiglaciario de las laderas	137
4.4.1. Formas relictas.....	137
4.4.2. Formas activas térmicas	149
4.4.3. Formas activas nivales	153
4.6. El modelado fluvionival y antrópico de los fondos de valle	158
4.6.1. El valle de Casavegas.....	158
4.6.2. Los valles en el Alto Pisuerga	171
4.5. Síntesis del modelado en el Alto Pisuerga y mapa geomorfológico.....	180
CAP. V. LA ADAPTACIÓN DEL SER HUMANO AL MEDIO FÍSICO Y SU CAPACIDAD PARA GENERAR CAMBIOS	
	203
5.1. El Holoceno	204
5.2. El período histórico	209
5.2.1. Desde el período romano hasta el comienzo de la PEH	209
5.2.2. De la aparición de la Mesta (1273) al Mínimo de Spörer (1460-1540)	212
5.2.3. La bonanza térmica de alrededor del siglo de Oro	216
5.2.4. El mínimo de Maunder (1645-1715) y el siglo XVIII.....	218
5.2.5. El siglo XIX y mitad del XX. El final de la PEH y la llegada de la minería	226
5.2.6. La organización tradicional del Alto Pisuerga	234
5.3. Los cambios en el uso del suelo tras el éxodo rural	239
5.3.1. Los años 50	239
5.3.2. La década de los 70.....	243
5.3.3. La década de los 90.....	245
5.3.4. La década de los 2000.....	249
5.3.5. La década de los 2010.....	252

5.4. Principales resultados del proceso general	255
5.4.2. El régimen de propiedad como elemento director de la transformación vegetal	259
5.4.3. El avance altitudinal de la vegetación.....	263
5.4.4. El papel de la geología en el avance de la vegetación	266
5.4.5. Resumen de los cambios sobre las cubiertas inducidos por el ser humano	269
CAP. VI. LA HIDROLOGÍA Y LA VARIABILIDAD DEL CLIMA ACTUAL	279
3.3. Evolución de las variables climáticas	280
3.3.1. Las precipitaciones.....	280
3.3.2. Las temperaturas	283
3.3.3. Índice de sequía	287
6.1.4. Variables climáticas vinculadas al frío	289
6.1.4.1. Las nevadas.....	289
3.3.3.1. El régimen térmico de suelos en la alta montaña	293
6.2. Evolución de caudales y déficit hidrológico.....	300
6.2.1. Cuantificación del déficit hidrológico	304
6.2.2. Causas del déficit hidrológico	309
a) Incremento de la evapotranspiración (ET)	309
b) Cambio de usos de suelo y cubiertas.....	313
c) La existencia o no de nevadas	314
6.3. Cambios mensuales del clima y régimen fluvial	319
CAP. VII. COMPORTAMIENTO SEDIMENTARIO Y CAPACIDAD MODELADORA DEL AGUA EN LA CUENCA	323
7.1. El ritmo y características de los procesos ambientales a través del análisis del aterramiento en el embalse de Requejada.....	323
7.1.1. Perfil litoestratigráfico Requejada 1 (RQa)	324
7.1.2. Perfil litoestratigráfico Requejada 2 (RQb)	333
7.1.3. Interpretación del conjunto del embalse	340
7.2. La capacidad de transporte actual.....	344
CAP. VIII. CONCLUSIONES	355
AGRADECIMIENTOS	361
REFERENCIAS	363

"We are never justified in assuming a force to be insignificant because its measure is unknown, or even because no physical effect can now be traced to it as its origin" (G.P. Marsh: 465).

"No estamos autorizados para asumir la insignificancia de una fuerza porque su medida es desconocida, o incluso porque ningún efecto físico ahora puede atribuirse a ella como su origen"
(G.P. Marsh: 465)

CAP I. INTRODUCCIÓN.

1.1. El Alto Pisuerga y el Cambio Global

1.1.1 El Alto Pisuerga, un espacio abandonado

El interior noroccidental de la Península Ibérica padece desde mediado el siglo XX un declive demográfico en sus áreas rurales, que genera graves problemas y desequilibrios como es el aislamiento, la pérdida de servicios, empleos, dinamismo económico, el aumento de la lejanía a los lugares de toma de decisión, el deterioro de infraestructuras, la pérdida de capital humano, el envejecimiento o la pérdida de patrimonio cultural y natural. Este aislamiento se hace aún más notable en las áreas de montaña alejadas de los grandes ejes de comunicación. El abandono que estos espacios han sufrido a lo largo de las últimas décadas contrasta con la dependencia que tienen las ciudades de ellos desde el punto de vista del abastecimiento hídrico o energético.

Por ejemplo, la importancia para los recursos hídricos del sector central de la Cordillera Cantábrica en la Cuenca del Duero es clave, ya que un 44,5% (CHD, 2015, p. 70) de agua de dicha cuenca proviene de esta área sumando las cuencas del Órbigo, Esla, Carrión y Pisuerga, siendo la única hídricamente excedentaria de la misma. El agua proveniente en las cabeceras de la Cordillera Cantábrica riega aproximadamente 280.000 Has (CHD, 2015, p. 102) en la región de Castilla y León, abastece a una potencia instalada superior a los 1.400 MW en centrales hidroeléctricas y térmicas principales y abastece de agua potable a más de 800.000 habitantes (CHD, 2015, p. 89).

Después de que algunas sequías como la de 2017 arruinaran parte de los cultivos de regadío en Castilla y León, se ha puesto el foco sobre la importancia de estos espacios en los embalses de la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica. También se es consciente de la inquietud que existe en la sociedad acerca de las perspectivas climáticas planteadas por la inmensa mayoría de la comunidad científica y de las múltiples consecuencias adversas que se vienen advirtiendo (Barros et al., 2014; Field et al., 2014).

En vista de esta doble problemática, por un lado, la de la despoblación, y por otro lado la del cambio medio ambiental ha surgido esta tesis que trata de analizar los posibles vínculos entre las dos cuestiones en una de las cuatro cabeceras más importantes de la Cordillera Cantábrica, como es la del río Pisuerga (Figura 1, Figura 2, Tabla 1).

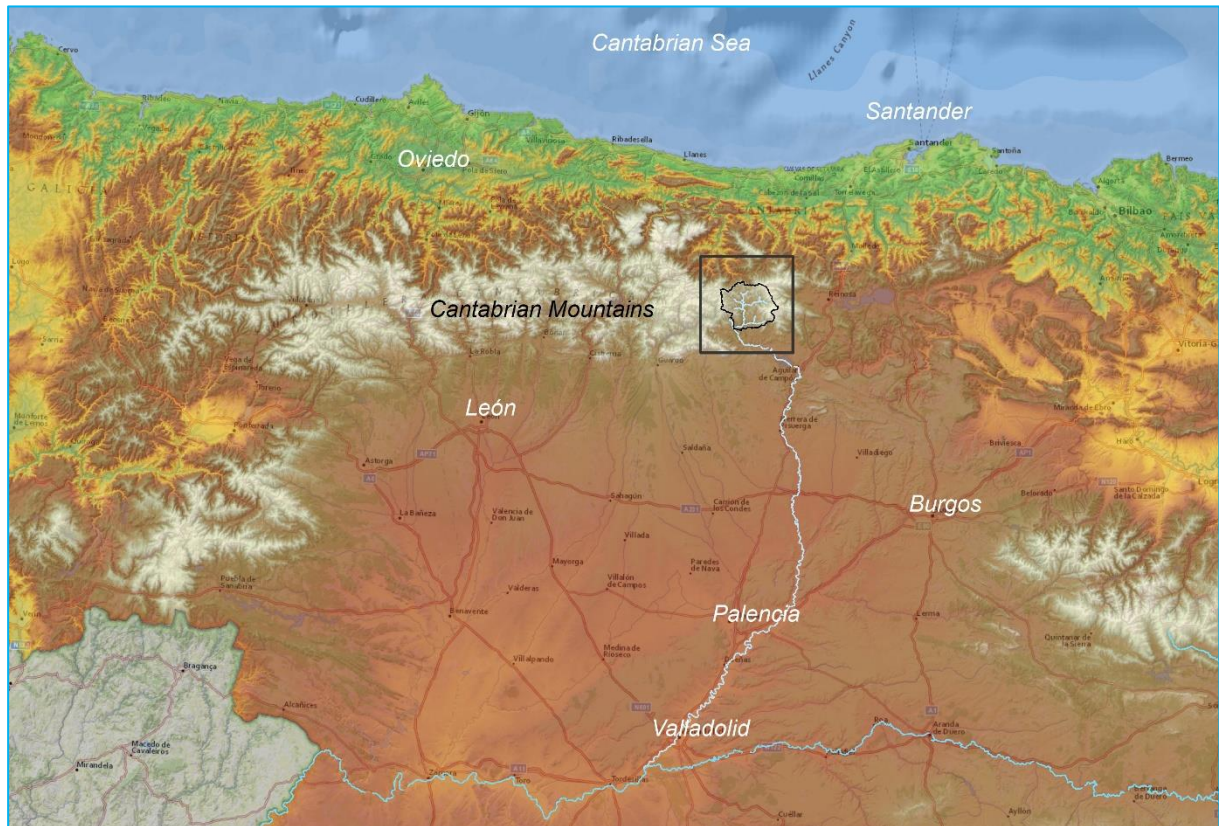


Figura 1. Mapa de localización

Tabla 1. Localización de la cuenca del Alto Pisuegra

Coordenadas del límite de la cuenca	UTM	Grados decimales	Grados/Minutos/Segundos
Norte	4767625-N	43,051503	43°03'05,412"
Oeste	370601-O	-4,586707	4°35'12,145"
Este	390101-O	-4,347702	4°20'51,726"
Sur	4750764-N	42,899645	42°53'58,721"
Presa de Requejada	375044-O	-4,530694-O	4°31'50,497"O
	4751506-N	42,905943-N	42°54'21,395"N

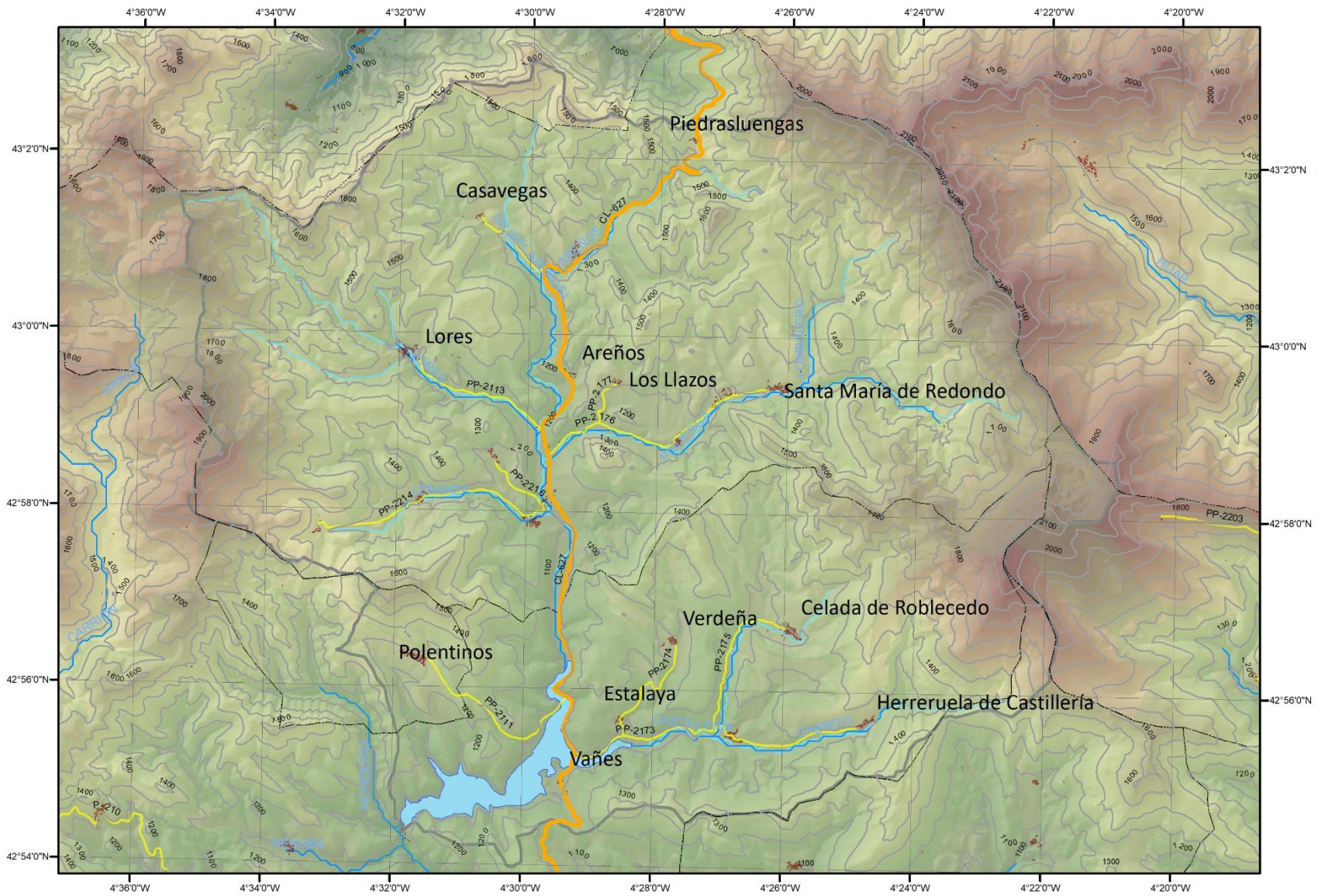


Figura 2. Cabecera del río Pisuerga, aguas arriba del embalse de Requejada

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

Esta cuenca, además de ser una de las áreas más despobladas de la cordillera, permite monitorizar múltiples cambios medio ambientales desde momentos anteriores al gran éxodo rural dado que presenta unas características muy apropiadas para este tipo de estudio.

En primer lugar, porque se tienen datos de caudal salida de toda la cuenca mediante los registros recogidos de entrada al embalse de Requejada, situado al norte de Cervera de Pisuerga (Palencia), desde los años 30, momento en el que se comenzó a construir la presa, e información sedimentaria a partir de 1940, año en el que se llenó el embalse que tiene una capacidad de 66,42 hm³. Además, no existen fugas significativas de agua de la cuenca por conductos hipogeos. La cuenca cumple con las dos condiciones necesarias para el estudio a nivel global, es un sistema interconectado y se pueden medir el cambio acumulativo. Al tratarse de un sistema con entradas y salidas sería posible establecer modelos de circulación en las 3 dimensiones del espacio que se resumen en masa, energía y momento (Slaymaker y Embleton-Hamann, 2009a). En este caso el modelo de circulación más sencillo viene dado por la entrada y salida de agua en la cuenca, pero también el formado por la entrada y salida de energía que se puede entender a través de las temperaturas del suelo y del aire.

En segundo lugar, porque es la frontera entre múltiples variables medio ambientales. Es un espacio de transición bioclimático entre el clima oceánico y mediterráneo y entre el piso crionival y el piso montano, geológico entre el macizo paleozoico asturiano occidental y la cobertera mesozoica oriental (Ciry, 1939), hidrográfico entre las cuencas del Duero, Ebro y las cuencas cantábricas, e incluso administrativo. También ha supuesto un espacio que ha sufrido intensas transformaciones en el medio debido a diferentes actividades económicas extractivas de gran impacto como la ganadería extensiva trashumante y la minería.

En último lugar y no por ello menos importante, esta cuenca también permite ponderar los cambios actuales desde una perspectiva temporal más amplia abriendo el foco a las transformaciones más importantes de tipo ambiental de las que podemos tener suficientes datos, desde la última gran glaciación a finales del Pleistoceno pasando por la totalidad del Holoceno.

La cuenca delimitada a la que se ha decidido denominar como Alto Pisuerga (Figura 2), posee una superficie real de 233,66 km² y una superficie proyectada UTM (Datum ETRS zona 30T- N) de 220,77 km² (Tabla 1) y es un espacio conocido en un amplio porcentaje de su superficie como La Pernía, homónimo del actual municipio. Es un sector bajo y de transición dentro de la Cordillera Cantábrica (Figura 3), aunque nunca inferior a los 1000 m. El relieve es menos enérgico que en el macizo situado al Oeste, Fuentes Carrionas, si bien presenta unas características propias, con una superficie muy quebrada, abarrancada, caótica y con cumbres aisladas fruto de la intensa erosión diferencial como Peña Tremaya de 1.444 m. o Peña Abismo de 1.735 m (Figura 3).



Figura 3. Imagen de la mitad norte de la cuenca del alto Pisuerga vista desde el Este (Pico Tres Mares) con el macizo de Fuentes Carrionas en el horizonte. Destaca en el centro de la imagen Peña Abismo.

Hacia sus extremos occidental y oriental, sobre todo, se alcanzan las mayores altitudes. Por el oeste, la cuenca queda delimitada por la alineación formada por Brañaseca (1.889 m.), Coto Redondo (1.923 m.), Horca de Lores (2.021 m.) y Peña Carazo (2.013 m.) que estructuran la divisoria con los valles de Arauz y Pineda y con la cuenca del Carrión abastecida por el macizo de Fuentes Carrionas.

Al Este la enérgica alineación de la Sierra de Peña Labra (Figura 4) y Valdecebollas (Cuchillón, 2.222 m., Tres Mares, 2.175 m., Valdecebollas, 2.143 m., Peña Labra, 2.029 m.) arma la divisoria respecto a tres cuencas, una la del Nansa hacia el Nordeste que desemboca en el mar Cantábrico, otra la del Híjar hacia el Este, tributario del Ebro y por último la del Rubagón hacia el Sureste, afluente del propio Pisuerga. Geológicamente, esta sierra marca el contacto entre el macizo asturiano hercínico y la región de los grandes mantos mesozoicos orientales de la cuenca vasco-cantábrica.

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

En estos dos extremos se pueden apreciar las huellas del modelado glaciar manifestado en pequeños circos modelados por encima de los 1500-1700 m. desarrollados durante el período Tardiglaciar con dos fases de equilibrio previas (Serrano et al., 2013) y también del modelado periglaciar, del que aún hay pequeñas evidencias por encima de los 1900 m.



Figura 4. Divisoria oriental de la cuenca formada por la sierra Labra

Sin embargo, por el Norte la divisoria formada por las Sierras Albas y el puerto de Piedrasluengas (1.356 m) son mucho más bajas y han facilitado la comunicación histórica entre las provincias de Palencia y Santander. Esta divisoria separa la cuenca del Pisuerga y la del Bullón, tributario del Deva y a su vez del mar Cantábrico. Por el Sur, el ya citado embalse de Requejada cerró el histórico paso hacia Arbejal y Cervera por las laderas del alto de Peñas Negras y la vertiente sur del valle de Castillería.

En el interior, el río Pisuerga discurre hasta los 1026 m. de forma tortuosa adaptándose a la intensa fracturación. Es la arteria principal del históricamente llamado valle perniano, del que no se ha

tenido claro su nacimiento hasta el siglo XX en el circo glaciar del Sel de la Fuente (1.776 m.), después de que en el siglo XIX se le atribuyera un trazado meridiano con origen en las Sierras Albas, al norte de Casavegas (Coello et al., 1852; Madoz, 1850). Esta histórica pregunta ofrece una idea de lo fragmentado e irregular del relieve, que no impidió la configuración como vía de comunicación con frontera provincial cerca de Piedrasluengas, advertida ya en 1789 por el conde de Floridablanca (Villalba, 1867).¹

El resto de los ríos tributarios del Pisuega en la cuenca adoptan una disposición igualmente quebrada, siguiendo líneas de debilidad, especialmente en el sector occidental configurando valles disimétricos, en general estrechos, pero con tramos más abiertos donde se conservan algunos retazos de antiguas terrazas y glacis muy desdibujados.

Es especialmente abrupta la Sierra Labra, donde hay fuertes pendientes (Figura 5), superiores a los 60° en las franjas calcáreas, y aún mayores por encima, en el contacto con la franja de conglomerados triásicos del flanco occidental del cierre perisinclinal de Alto Campoo que suponen la mayor discordancia geológica a escala regional. Al oeste de esta, afloran litologías del Carbonífero, caracterizadas por su marcado origen costero, deltaico y mareal (Wagner et al., 1984b; Rodríguez Fernández et al., 1986). Son generalmente relieves más ondulados estructurados en tres amplios sinclinales, muy fallados y erosionados, delimitados al oeste del meridiano de San Salvador de Cantamuda mediante la falla de Polentinos con litologías del Devónico y del Silúrico.

¹ En esa época la unión había sido máxima en las merindades de Liébana/Pernía y entre las provincias de Palencia y Liébana, esta última siendo parte de la intendencia de Burgos y con dependencia del obispado y capitanía general de Palencia hasta 1833.

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

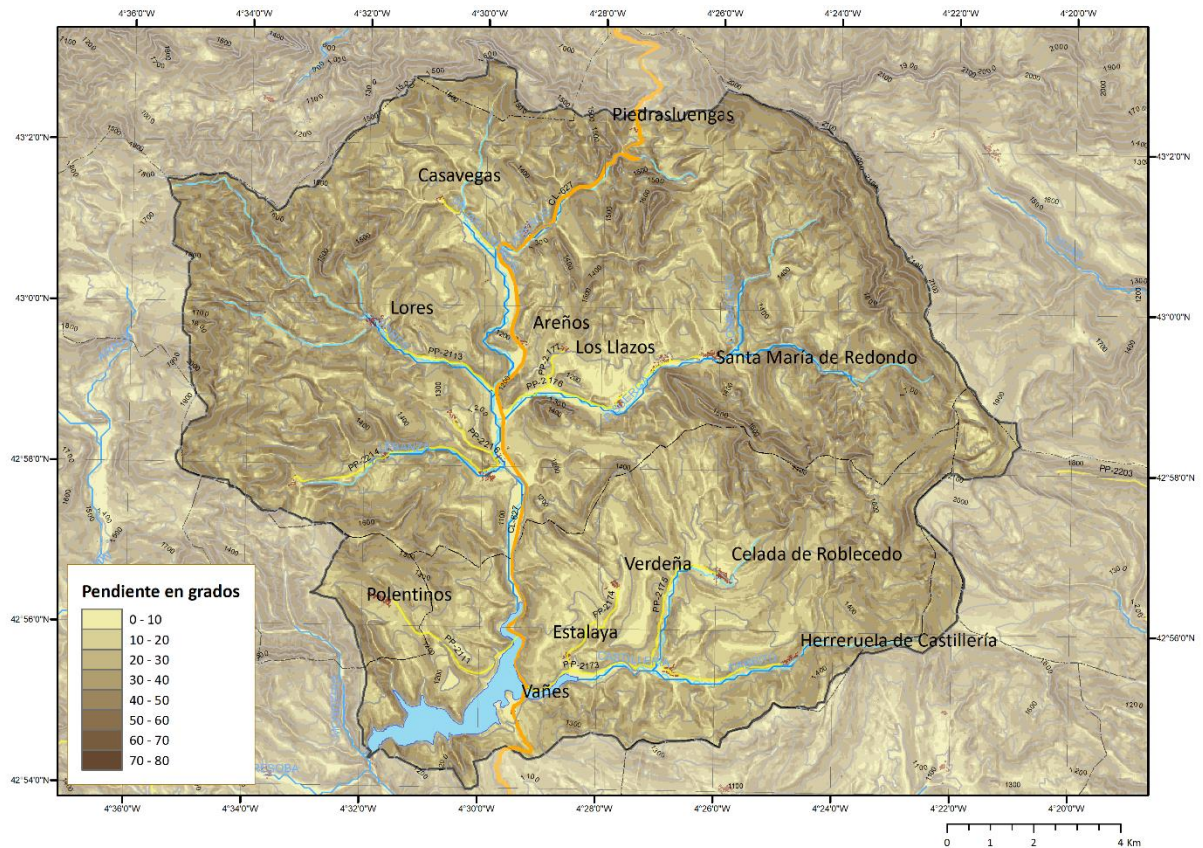


Figura 5. Mapa de pendientes en el que se aprecia lo fragmentado y áspero del relieve del alto Pisuegra

A pesar de lo enérgico del relieve, la cercanía de este espacio a los imponentes Picos de Europa, accesibles por esta vía, y también al macizo de Fuentes Carrionas ha propiciado que habitualmente haya sido un espacio visto en segundo plano. No obstante algunos viajeros naturalistas sí que pusieron el foco en este espacio (González Trueba y Serrano, 2007). Por ejemplo, (Hernández Pacheco, 1944), describía este lugar como un espacio gris y negro al oeste de la Sierra Labra sin entrar en mayores observaciones.

No obstante, es un espacio menos hostil que los circundantes para el desarrollo de la vida, ya que su menor rugosidad con abundancia de pastos en altura y menor altitud permitió un mayor desarrollo de la cabaña ganadera excedentaria e incluso mejor agricultura en relación con el sector occidental de la montaña palentina (Plaza, 1994). Prueba de ello es el elevado número de localidades (19) que llegaron a albergar hasta 3.500 personas en el censo del año 1900. La abundancia de pastos de altura, muchos de ellos considerados sobrantes y de propiedad comunal,

permitían que los concejos vecinales los arrendaran para la trashumancia de ganado ovino procedente en su mayoría de Extremadura.

Este proceso histórico de origen medieval ha ahondado desde los primeros asentamientos de entidad en el siglo X en el desarrollo de una sociedad fundamentalmente ganadera pero también agrícola y silvícola que pervivió hasta mediados del siglo XX. Previamente, solo se han encontrado huellas de asentamientos Neolíticos que remontan al final del Calcolítico y el comienzo de la Edad del Bronce dentro del área estudiada, un hecho confirmado por varios estudios polínicos (Menéndez Amor y Florschütz, 1963; Mariscal, 1983; Allen et al., 1996).



Figura 6. Los fondos de valle son espacios propicios para el pasto y descanso del ganado vacuno en la actualidad, pero también se usan como prados de siega y huertos alrededor de las localidades, en este caso en Camasobres.

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

Poco a poco la fuga de población y la especialización cárnica extensiva provocó la sustitución del terreno agrícola por los pastos, que en las laderas aprovecharon los bancales construidos. El auge de la minería sirvió desde finales del siglo XIX para atraer población. No fue esta una cuenca minera importante, aunque sí que existieron minas de carbón en el valle del Pisuerga y en el valle de Lores. Poco a poco la minería fue perdiendo fuelle y también la ganadería dando paso a la progresiva ausencia de actividad económica.

El proceso de transformación económica del país y la mejoría de las condiciones de vida en las ciudades llevó a la emigración masiva a partir de mediados de los años 50 y por consiguiente a la disminución de la presión humana sobre el medio manifestada hasta entonces en el aprovechamiento integral de los recursos del territorio para el pastoreo, la agricultura y ya desde finales del siglo XIX, de la minería energética. En 1956 la población de la cuenca era de unos 3.000 habitantes, mientras que en la actualidad están por debajo de los 500 sin que ninguna actividad económica, ni siquiera la turística, haya sido capaz de invertir la tendencia, como ha sucedido en otras zonas de montaña más turísticas.

El abandono de los espacios menos favorables fruto de esta transformación, el avance de la vegetación subsiguiente, así como sus consecuencias van a ser analizados teniendo en cuenta la ya demostrada influencia de la vegetación y su gestión, especialmente sobre los recursos hídricos (Calder, 1990; Bruijnzeel, 2005; National Research Council, 2008; Church et al., 2009; López Moreno et al., 2014; Vicente Serrano et al., 2014; Good et al. 2015) en cuestiones como la interceptación, evaporación e infiltración.

Ya en los años 90 se estableció el Parque Natural de Fuentes Carrionas y Fuente el Cobre, en el que está incluida la totalidad del Alto Pisuerga. Además se delimitaron otras zonas de protección como las figuras LIC (Lugar de Interés Comunitario) y ZEPA (Zona de especial protección de aves). El parque natural fue recogido en la ley 8/1991 de 10 de mayo, sobre Espacios Naturales en su artículo 18.5 por la Junta de Castilla y León, mientras que su Plan de Ordenación de los Recursos Naturales se aprobó por Decreto 140/1998, de 16 de julio. Esta, junto a las delimitaciones de las directivas europeas como la Red Natura 2000 que determinan nuevas realidades conservacionistas que se entrecruzan en el análisis del Cambio Global.

El medio físico resultante actual refleja en consecuencia las transformaciones del ser humano, que por ejemplo son perceptibles aún en el parcelario (Figura 7), en la distribución de vegetación asociada a grandes fenómenos culturales como los incendios, la deforestación o el pastoreo, y también en los escombros mineros entre otras muchas cicatrices. Pero también en el paisaje se manifiestan hechos vinculados a una mejoría climática como la desaparición de geformas activas (Bertrand y Bertrand, 1986a) que veremos más adelante o cuestiones mixtas climático-culturales como la elevación altitudinal del límite forestal.

Aunque el clima ha sido variable a lo largo de la prehistoria y la historia como veremos más adelante, todas las sociedades del alto Pisuerga han tenido que hacer frente a duras situaciones atmosféricas prolongadas con copiosas nevadas, persistentes aguaceros y otros meteoros adversos propios de un clima muy húmedo, especialmente durante la Pequeña Edad de Hielo, así como han hecho frente a riesgos naturales como los aludes, los movimientos de ladera o las inundaciones.

Todo ello, naturaleza y transformación cultural de la misma, configura un paisaje complejo de transición climática, biogeográfica, geológica, cultural e incluso administrativa con unos patrones de uso propios de una sociedad agro pastoril que expandió su influencia sobre los alrededores caracterizando paisajes de praderas en los fondos de valle, cultivos minifundistas adaptados a las laderas en el entorno de los pueblos, landas en los espacios inaccesibles y alterados por los incendios, dehesas boyales cercanas a los pueblos utilizadas como alimento y descanso de las bestias de labor, monte bajo y alto para la extracción de combustible principalmente, y finalmente céspedes supraforestales adaptados a las crestas como sustento del ganado en verano, bien fuera local o trashumante. Una trashumancia que llegaba por la cañada real cerverana y que se distribuía por todos los puertos pernianos, especialmente en el ramal del valle de Redondo y en el de Lores.



Figura 7. Perspectiva de las parcelas agrícolas abandonadas al Oeste de la Peña Tremaya.

1.1.2. El Cambio global

La problemática esbozada en el apartado anterior obliga a analizar todas las transformaciones ambientales en conjunto, un hecho tan solo abordable desde un marco de trabajo amplio que incluya las máximas variables ambientales que afectan a un espacio más allá del estudio compartimentado de cada una de ellas. El citado marco conceptual flexible en el que podemos tratar todas estas transformaciones lo encontramos con el Cambio Global, abordable desde una formación integradora como la que ofrece la visión geográfica.

Sabemos, por la amplitud del concepto, que el Cambio Global es inherente a la transformación que las sociedades ejercen sobre el medio ambiente de determinados territorios. Estos cambios han sido frecuentemente estudiados en lugares centrales muy poblados o paradigmáticos, ambos con dinámicas destructivas sobre el medio ambiente (Turner et al., 1990; Vitousek, 1992; Goudie, 2013). Sin embargo, los efectos que tiene la influencia del ser humano en el medio ambiente, aunque sea por dejación de uso (Lasanta et al., 1989; Arnáez et al., 1990; García Ruiz y Lasanta, 1990; Ruiz Flaño, 1993) en el caso de territorios abandonados ha sido un tema menos estudiado. En buena medida se debe a que la mayoría de los territorios en el planeta sufren cada vez mayor presión sobre espacios de dominancia natural y sus recursos. De esta lógica de lugares centrales de aglomeración y lugares de extracción o de centro-periferia, se escapan aquellos espacios que han perdido competitividad extractiva hace tiempo empujando a la emigración del campo a la ciudad. Este hecho puede haber provocado el desinterés y la ausencia de gestión. Son muchos los ejemplos disponibles en el interior de la península Ibérica pero también en otros lugares del mundo occidental, donde se ha producido una transformación de espacios, ecosistemas y paisajes.

También sabemos que las nociones posmodernas del Cambio Global son una derivada del concepto de Cambio Climático, insuficiente para explicar los cambios medio ambientales en su conjunto y que ha suplantado el verdadero significado mucho más ligado al de Geografía Física Global o Geografía Física Integrada desarrollado en los años 60 del siglo XX pero que tenía una larga tradición geográfica detrás. Este tipo de geografía moderna, todo el mundo coincide en señalar su comienzo en el siglo XIX de la mano de A.V. Humboldt². En su obra *Cosmos* (publicada entre 1845 y 1862, el último tomo póstumo) no disocia la historia de los organismos (plantas y animales) de la geografía (Muñoz

² Con anterioridad a él, mediante una obra magnífica el olvidado William Bowles publica en 1789 titulada Historia Natural y Geografía Física de España donde afirma la influencia del ser humano sobre el paisaje, en especial sobre los bosques. En su comentario sobre los robledales de la montaña de Reinosa (375- 380) afirma: [...Vi con lástima muchas montañas despobladas enteramente de sus árboles por los hacheros que las han arrasado sin juicio ni consideración, no dexando árbol á vida; y así estos terrenos nunca volverán á poblarse, porque no hay árboles que produzcan renuevos, ni bellotas que, cayendo en tierra, fructifiquen, que son los dos mejores medios de mantener los bosques...]

Jiménez, 1979). La integración del ser humano en el Cambio Global llega más adelante con George Perkins Marsh (1801-1882) y su eterna obra *Man and Nature, or Physical Geography as Modified by Human Action* (Marsh, 1865) donde se muestra como uno de los primeros geógrafos que tuvo en cuenta los impactos del ser humano sobre la naturaleza (especies vegetales y animales, bosques, masas de agua, dunas, etc.), pero destaca su último capítulo en el que proyecta posibles cambios que causará el ser humano, especialmente sobre los sedimentos en los ríos, [e.g. "... Ahora, casi todas las operaciones de la vida rural, como he demostrado abundantemente, aumentan la respuesta del suelo a la erosión causada por el agua." (p.548)]. En Europa los geógrafos anarquistas también estaban preocupados por la capacidad destructora del hombre sobre la naturaleza como Eliseo Reclus con *El Arroyo* (1869) o *La Montaña* (1880).

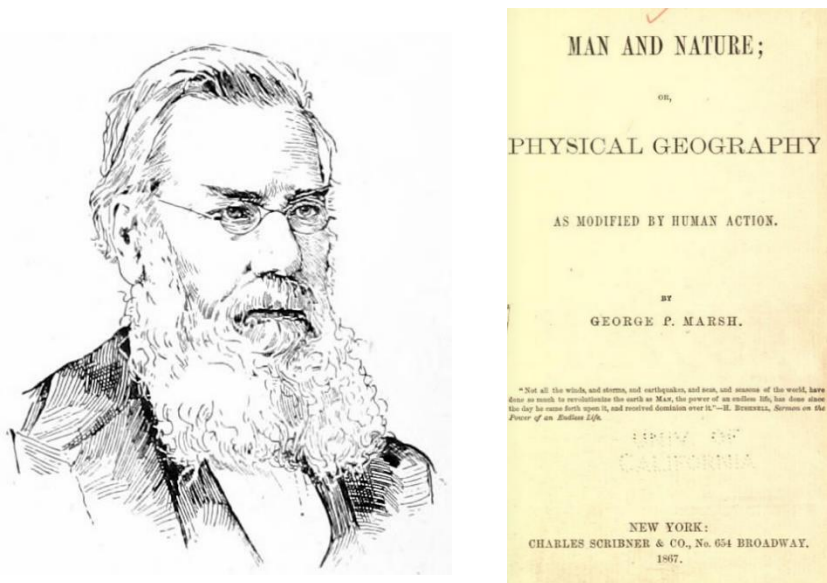


Figura 8. George Perkins Marsh y su obra *Man and Nature, or Physical Geography as Modified by Human Action*.

A pesar de que Marsh ha sido siempre un referente, su visión de la geografía fue eclipsada desde finales del siglo XIX hasta mitad del siglo XX por el eficaz desarrollo de la geomorfología basada en el ciclo de la erosión de William M. Davis cuya robustez de su método y marco teórico fue adoptada por la mayoría de los geógrafos de la época hasta que varias escuelas rompen con ello; la francesa (Grenoble y Estrasburgo) con Jean Tricart y André Cailleux (Tricart, 1965; Tricart y Cailleux, 1965), la alemana con Carl Troll (Troll, 1966, 1971) y la americana centrada en Berkeley con Carl Sauer. Es precisamente en la universidad de Berkeley donde el estudio geográfico del medio natural, materializado en el paisaje y la Escuela de Geografía Cultural, se abre paso con Carl O. Sauer (1889-1975) y *The Morphology of Landscape* (1925). En él desarrolla una teoría de cómo los paisajes culturales se superponen al paisaje natural, relacionando el estudio de área y paisaje, y dotándolos de interés en sí mismos. Su rechazo al positivismo y la adopción del historicismo le llevó a desarrollar

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

el concepto de Geografía Cultural valorando por encima de todo el trabajo de campo. Son momentos en los que en Europa se desarrolla el determinismo.

Sauer que había emigrado desde Alemania a EE. UU. promueve el simposio internacional “Man’s role in changing the face of the Earth” en la Universidad de Princeton, New Jersey. Fue patrocinado por la Wenner-Gren Foundation (1941-2016) cuyas actas (Thomas, 1956) que ocupan 4 volúmenes, incluyen varios artículos en el sentido de nuestro planteamiento comenzando por *The agency of Man on the Earth*, donde Sauer advierte de una preocupación creciente por la limitación de los recursos físicos de la Tierra. Además, se incorporaron trabajos como *The clearing of the woodland in Europe* (Darby, 1956) que procede de un trabajo innovador sobre la transformación del paisaje en Inglaterra por la acción de los anglosajones (Darby, 1951). El papel del fuego también fue objeto de análisis; *Fire as the great force employed by man* (Stewart, 1956) y por supuesto la erosión derivada de los cambios de usos en *The nature of induced erosion and agradation* (Strahler, 1956), *Land use and sediment yield* (Leopold, 1956), y *The modification of mid-latitude grasslands and forest Man* (Curtis, 1956).

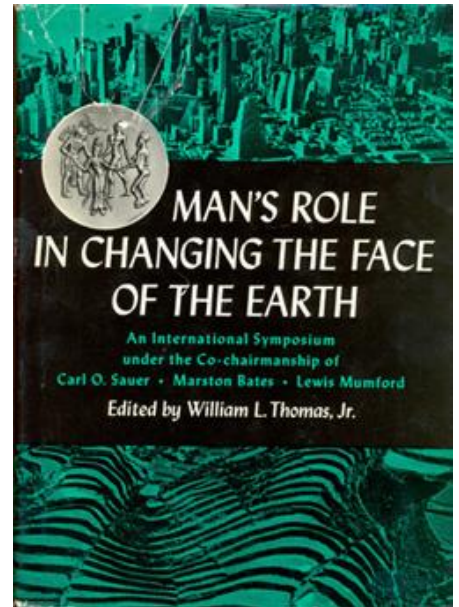


Figura 9. Primer volumen de las actas del Simposio Internacional Man's Role in Changing the Face of the Earth, publicadas en 1956

En Europa Carl Troll y la Escuela alemana siguió un camino diferente con su Ecología del Paisaje introducida en 1938 en relación con la interpretación científica de la fotografía aérea y más adelante con su Ciencia del Paisaje. Tenía una visión unitaria de las cuestiones ecológicas y el paisaje superando la mera delimitación de unidades de paisaje. Se desarrolla también la llamada geoecología, frecuentemente asociada al Cambio Global. En su obra (Troll, 1966) traducida al español por González Trueba (2012) trata de integrar dos aspectos metodológicos como son la estructura geográfico-paisajística y por otro lado el orden biológico-ecológico.

En Francia la Geografía Física Integrada desarrollada por Tricart y Cailleux, influidos por la Teoría de Sistemas juegan un papel fundamental a partir de los años 60 y 70 con la aplicación de las escalas tempo-espaciales de inspiración geomorfológica que llevó a un desarrollo sobresaliente de esta rama de la geografía. Su éxito fue consolidar la taxonomía, naturaleza y dinámica del relieve (Tricart, 1965).

Los geógrafos rusos también intentaron abordar el estudio integrado del medio físico. Ya a mediados del siglo XVIII de la mano de Mijaíl Lomonósov y el Departamento de Geografía de la Academia de Ciencias trataron la geografía física de un modo integral e indicaban como encarar un

estudio global sobre las transformaciones en el medio ambiente. Un medio ambiente dominado por fuerzas endógenas y fuerzas exógenas como advertía ya en 1763 Lomonósov (French, 1961). Generalizaron el concepto de ecosistema con un desarrollo importante de la edafología de la mano de Dokuchaev (1840-1903) que teorizó sobre el análisis integral del territorio. Después con la llegada de la Unión Soviética buscaron sistematizaciones morfológicas capaces de integrar todas las variables del paisaje sin tomar demasiado en cuenta los elementos antrópicos (Frolova, 2006).

La integración de todas las partes de la geografía parece insalvable para muchos geógrafos, si bien, ha habido algunas experiencias relativamente exitosas de integración de los elementos del medio físico y la actividad humana como la desarrollada por Bertrand (1968) en el valle de Prioro que se adentra en el terreno del análisis del paisaje (Cordillera Cantábrica). Aquí taxonomiza las unidades de paisaje en 6 escalas, siendo la vegetación, el elemento central y de síntesis para las estructuras agrarias y naturales. Las tres escalas que las que es posible diseccionar el paisaje del Alto Pisuerga serían de menor a mayor tamaño el geotopo (m^2 - dm^2), la geofacies (hm^2) y el geosistema (1 - 100 km^2) (Bertrand, 1968). Fue un intento de realizar una teoría global muy ligada a la teoría de sistemas que incluye la concepción global e integrada del medio físico y de las interacciones humanas y culturales en su evolución histórica con una metodología, la de los geosistemas (Bertrand and Bertrand, 1986a), inspirada en la teoría de sistemas (Bertalanffy, 1969). Posteriormente el autor perfeccionó su teoría hacia una visión cada vez más cultural y antropocéntrica con el sistema GTP: Geosistema, Territorio y Paisaje (Bertrand y Bertrand, 2006) y después con el sistema STP: Sistema Territorial Patrimonializado (Bertrand, 2008). En ellas abandona y se desdice de lo anterior, a pesar de que los Geosistemas tuvieron más importancia para la Geografía que el GTP y STP.

Por la cercanía geográfica de esta obra es lógicamente una referencia. Es cierto que este estudio dista muchísimo de poder analizar todos los fenómenos (es impracticable) de los que depende el cambio global, sin embargo, al igual que las teorías efectistas en física (Hawking y Mlodinow, 2010), crea el marco para modelizar algunos de estos fenómenos, sin necesidad de describir con todo detalle sus procesos subyacentes. Cailleux y Tricart (1956) indican que a todas las escalas la Geografía tiene todos sus factores, pero lo difícil es para cada escala dar preponderancia uno u otro factor. Por ejemplo, en la Geografía Física Integrada se le otorga un papel destacado a la vegetación, en la Ecogeografía a la geomorfología y en la Geoecología a los procesos geomorfológicos y los suelos.

Desde los años 90 son los autores anglosajones quienes con nuevas herramientas de campo y potentes formas de tratamiento de datos lo enlazan con el cambio climático.

A partir de ahí han sido muchos los autores que sitúan a los humanos en el primer plano del cambio global y han descrito concienzudamente todos aquellos ejemplos en los cuales este es capaz de impactar sobre el medio ambiente (Turner, 1990; Goudie 2006, 2013; Turner et al., 2007) y en

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

concreto sobre la biosfera (Turner, 1990), los recursos hídricos (Arnell, 2014) o sobre los bosques (Sidle, 2002).

Siguiendo estas lógicas, los elementos que componen el Cambio Global se reducen a dos; el cambio de usos y cubiertas terrestres y los cambios climáticos (Vitousek, 1992; Hooke et al., 2012). Su estudio arrastra dos grandes inconvenientes, como son la elección de las escalas temporales y espaciales (Slaymaker y Embleton-Hamann, 2009a).

En la actualidad las investigaciones sobre el cambio global se encuentran muy fragmentadas y carentes por su amplitud de un marco conceptual y metodológico sólido. En algunos casos se está apostando recientemente por la generación de modelos matemáticos complejos para modelizar y monitorizar el cambio global (Kondratyev et al., 2013).

Existe otra corriente de estudio del cambio global, alejada de la Geografía Física Global y al servicio del estudio del cambio climático que conviene mencionar y que evolucionó desde la Cumbre de la Tierra de Naciones Unidas en 1972 en Estocolmo donde se abordó el impacto del hombre en los aspectos climáticos. Bert Bolin en 1979 desarrolló un programa de investigación sobre el clima³ (WCRP) que desembocó en 1987 en la consideración de que el cambio climático formaba parte de un fenómeno mucho mayor, el Cambio Global, y se creó un innovador programa de investigación sobre el cambio global (IGBP)⁴ que se marcó como objetivos estudiar hasta 8 partes del sistema Tierra y sus interrelaciones.

Esta interesante propuesta desarrollada al amparo de notables meteorólogos supuso un relativo secuestro de los postulados de la Geografía Física Global que los geógrafos estaban desarrollando. Además un año después se creó el IPCC (IGBP, 2015), cuyos informes han ido adquiriendo cada vez mayor repercusión, debilitó profundamente el estudio integral de los cambios ambientales globales, paisajísticos y de la Geografía Física Integrada en particular a pesar de la labor del IGBP con el programa LUCC (*Global Land Use and Cover Change*), del Instituto G.P. Marsh o del trabajo de algunos geógrafos anglosajones durante los años 90 y 2000. La hipertrofia de las cuestiones climáticas en el ámbito institucional como ya advertimos llevó al IGBP y a su publicación *Global Change* a su defunción, diluido en el programa de la ONU *Earth System Science* donde se agrupan varios programas e iniciativas de investigación en cambio global⁵ hoy desvirtuadas. La dispersión de

³ Programa de Investigación del Clima Mundial (WCRP) patrocinado por la Organización Meteorológica Mundial y el Consejo Internacional para la Ciencia (ICSU).

⁴ Bolin, McCarthy, Crutzen, Oeschger y otros crean el Programa Internacional Geosfera-Biosfera.

⁵ Programas: *Global Land*, *Global Mountain Biodiversity Assessment*, *Water Future* y *Relacionando el Sistema Tierra y los Modelos Socioeconómicos para Predecir y Gestionar Cambios en los Usos del Suelo y la Biodiversidad*.

trabajos actual hace que se haya roto asimismo la colaboración entre científicos naturalistas y sociales que tendría un elevado potencial para el estudio del cambio global como advertía Larrivière (1991).

En consecuencia se ha llegado a un desequilibrio claro entre las investigaciones sobre los cambios ambientales. Por un lado, las que los estudian solo en relación con el cambio climático y por otro las que lo estudian de forma integral. De esta segunda forma se pueden adivinar mejor las vulnerabilidades de territorios únicos modificados por diferentes formas de intervención social. Esto es algo muy importante ya que el cambio ambiental o global es inherente a la Tierra y en el pasado algunas culturas ya sufrieron las catastróficas consecuencias de no saber adaptarse a él con independencia o no de la existencia de variaciones climáticas (Diamond, 2005). El cambio global incluye todo tipo de cambios sobre los medios biótico y abiótico y las interacciones entre ellos, incluyendo al ser humano como un agente del medio biótico responsable de grandes cambios sobre el medio abiótico y también sobre su propio medio. Entre los cambios de origen antropogénico podrían incluirse el sobrepastoreo, la agricultura, la deforestación, los incendios, el cambio de uso del suelo, el efecto invernadero, los cambios hidrológicos en la sedimentación, la extracción de acuíferos, en el drenaje o en la contaminación (Goudie, 2013, p. 303).

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

Esta defensa de la necesidad del planteamiento integral del Cambio Global no pretende negar la necesidad de estudiar el clima y de hecho conviene poner de relieve que el innegable incremento de las temperaturas es una de las claves para llegar a ciertas fronteras medioambientales de lento retorno (Steffen et al., 2006, 2015).

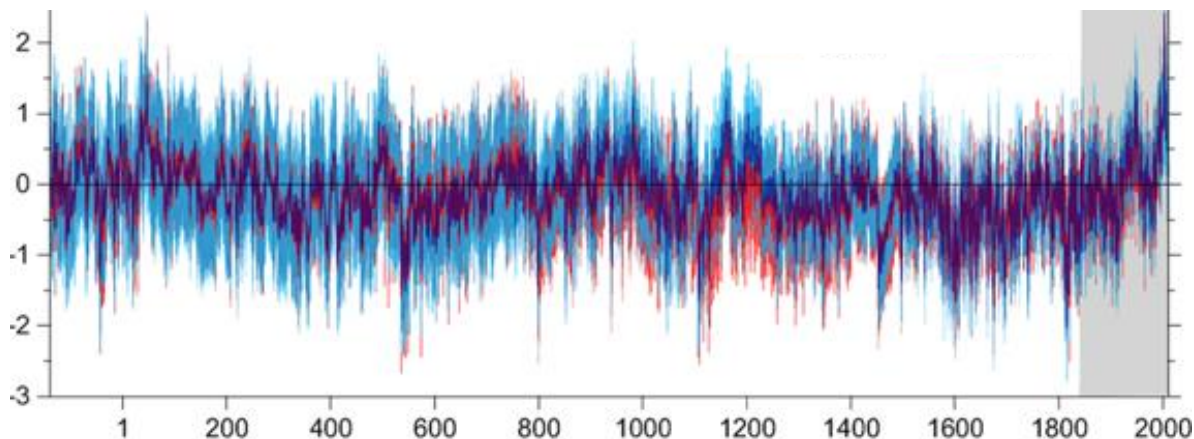


Figura 10. Reconstrucción evolutiva de anomalías térmicas ($^{\circ}\text{C}$) históricas en Europa a través de dendrocronología (Luterbacher et al., 2016)

El éxito del IPCC ha llevado a que en el famoso V informe de evaluación (Barros et al., 2014; Field et al., 2014), en su apartado de bases físicas se halla tenido en cuenta el impacto sobre todos los elementos y partes del sistema terrestre. En él se establecen una serie de proyecciones:

Tabla 2. Conclusiones de las bases físicas del Quinto Informe de evaluación del IPCC. Grupo de trabajo I

Escenario año 2100 respecto a 2014	RCP 2.6	RCP 4.5	RCP 6.0	RCP 8.5
Península Ibérica				
Temperatura en la península Ibérica	1 - 1,5 $^{\circ}\text{C}$			4 - 5 $^{\circ}\text{C}$
Precipitación media en la península Ibérica	-40 a -20 %			-20 a -10%
Cambios en escorrentía en la P. Ibérica				-50/-30%
Cambios en la humedad del suelo en la P. Ibérica				-10%

	Escala global			
Temperatura superficie terrestre				4° C
Tasa de superación de días fríos	4%	2%		1%
Cambio relativo en días lluviosos consecutivos	5%	9%		19%
Tasa de superación de días cálidos	30%	40%		60%
Extensión hielo marino hemisferio N.	2,8·10 ⁶ km ² (Hoy 5,5·10 ⁶)			0 km ²
Cambio relativo en los días de precipitación intensa	15%	25%		50%
Cambio de la superficie cubierta por nieve en primavera	-5%	-10%	-15%	-30%
Extensión del permafrost superficial	11·10 ⁶ km ²	8·10 ⁶ km ²	4·10 ⁶ km ²	2·10 ⁶ km ²

Junto al clima, a menudo se combina el relieve, los usos de suelo, los usos de recursos hídricos, los suelos, el nivel del mar o los cambios energéticos solares como los componentes del cambio (Turner, 1990, IPCC, 2000, Slaymaker y Embleton-Hamann, 2009a; Goudie, 2013; 2014). En todo caso no dejan de ser síntesis e idealizaciones de una pequeña parte de los fenómenos que interactúan fruto de la dificultad para entender el origen y desarrollo de los procesos en conjunto, a una escala espacial y temporal adecuada. En todo caso, merece la pena hacer el esfuerzo de tratar de interrelacionar las dinámicas que se pueden medir y evaluar del medio ambiente para saber el estado de salud del que goza nuestro planeta a esta escala con interés local y regional (para los habitantes y los usos potenciales), así como modelo para conocer cómo funcionan otros lugares similares y cómo afrontar su estudio.

Es por ello por lo que el principal objetivo de la tesis consiste en conocer los elementos más significativos del Cambio Global y estudiar las distintas variables que han intervenido o intervienen en la Cordillera Cantábrica dependiendo de la escala temporal de los cambios. Esto permite además ponderar en su justa medida la incidencia del cambio climático y de la transformación de las actividades humanas y sus consecuencias sobre del espacio.

1.1.3. La escala espacial y temporal de estudio del Cambio Global

- *La escala espacial.* Ante las incertidumbres que propone el cambio global para cada territorio, tenemos que tener en cuenta la dificultad que hay para elegir la escala espacial a la que se manifiesta. Si adoptamos la escala de cuenca hidrográfica, podemos relacionar muchas de las diferentes respuestas ambientales con las entradas que recibe (Slaymaker et al., 2009). Esta se correspondería con las dimensiones de los geosistemas (Bertrand, 1968) o a una escala de paisaje que permite diferenciar un territorio (Troll, 1966 en: González Trueba, 2012). La escala espacial elegida es una cuenca hidrográfica de cabecera de montaña de 233 km², la del río Pisuega, en el centro de la Cordillera Cantábrica, que está cerrada por la presencia del embalse de Requejada lo que permite trabajar con ella como un gran sistema interconectado (Slaymaker y Embleton-Hamann, 2009a). Es una cuenca de montaña con una elevación entre los 1.000 y 2.000 m sobre el nivel del mar. Una de las respuestas inmediatas a las que nos enfrentamos es la respuesta hídrica, y la carga sedimentaria capaz de transportar. Este tipo de estudios ha tenido pocos referentes en la Cordillera Cantábrica (Morán Tejeda et al., 2010), siendo mucho más amplio en los Pirineos españoles (Molinillo et al., 1997; Beguería et al., 2003; Lasanta et al., 2006; García Ruiz et al., 2010, 2011, 2015; López Moreno et al., 2006, 2011, 2014a,b; Vicente Serrano et al., 2014).
- *La escala temporal* es el primer escollo en cualquier análisis del Cambio Global. Según Slaymaker et al. (2009) la cuestión de la escala temporal viene determinada por dos tipos de elementos conductores, por un lado los conductores sistémicos o funcionales y por otro lado los acumulativos o de larga duración. Los conductores sistémicos son aquellos que se encuentran en continuo movimiento formando ciclos energéticos como ocurre con el clima, los recursos hídricos y la escorrentía, mientras que los conductores acumulativos se plasman en el relieve y en la actividad humana conformando la estructura del paisaje. La interrelación de los conductores en una sola escala temporal es imposible en cualquier trabajo, por lo que se ha decidido optar por dos visiones temporales; una activa y otra heredada; siendo la activa, la posterior a la construcción del embalse de Requejada y la heredada al periodo posterior al Último Máximo Glaciar (LGM). Por ello esta investigación ha focalizado el trabajo en dos periodos; por un lado el que afecta a nuestra escala vital entre mitad del siglo XX y el año 2017 y en segundo lugar al periodo temporal posterior al mencionado LGM ya que permite incluir el estudio del cambio de biomas, así como el momento en el que el ser humano comienza a tener capacidad de alterar el medio físico ya en el Holoceno con sus primeros asentamientos.

Bertrand y Bertrand (1986b) establecieron para la Cordillera Cantábrica central hasta 9 escalas temporales para el estudio de los geosistemas en el marco de la ecología del paisaje: escala geológica, Cuaternario, glaciación boreal, glaciación con clima subatlántico (actualmente vinculada

al episodio 8.2), Neolítico y Edad Media (Óptico Climático Medieval), S-XIV-XIX (PEH), final del XIX y primera mitad del XX y período 1962-1981 (anterior en el caso del Alto Pisuerga). Si bien, no todas ellas como hemos mencionado serán objeto de análisis pormenorizado, si se van a considerar a lo largo del texto como contextualización temporal de los fenómenos naturales y culturales.

1.1.4. Los estudios vinculados al abandono

La situación socioeconómica del medio rural en Europa occidental ha conducido a una progresiva pérdida de valor de las áreas rurales. No obstante, este fenómeno se manifiesta con desigual intensidad en las diferentes regiones. El interior noroccidental de España y la Cordillera Cantábrica en particular son algunos de los espacios donde este fenómeno se reproduce de forma más acusada, especialmente en los sectores donde las iniciativas turísticas no logran una densa implantación (Gil de Arriba, 1998; Delgado Viñas et al., 2004; Barrado et al., 2009; Morales Prieto, 2016). Son espacios donde un sector agrario en retroceso sigue siendo la actividad principal, sin embargo, es la población jubilada el grueso de esta. En las áreas montañosas, la ganadería extensiva suele ser la principal fuente de ingresos. En este sentido, el esfuerzo realizado por varios investigadores en la península Ibérica ha sido el de estudiar la situación de abandono de los espacios de montaña tratando de demostrar las consecuencias medioambientales que la renuncia a la gestión del medio rural lleva aparejadas desde los años 80 y 90 (García Ruiz, 1988; Lasanta et al., 1989; Arnáez et al., 1990; Lasanta, 1990; García Ruiz y Lasanta, 1990; Ruiz Flaño, 1993; García Ruiz et al., 1996). Entre estas repercusiones suele abordarse el incremento del riesgo de incendios, la reducción de los recursos hídricos (Gallart et al., 1994; Gallart y Llorens, 1994, 1996, 2001, 2004; Beguería et al., 2003, 2006; Iglesias et al., 2005; García Ruiz et al., 2010, 2011; Lasanta et al., 2010) y el cambio en la fisonomía de los paisajes, usos del suelo y consecuencias erosivas (Molinillo et al., 1997; Vicente Serrano et al., 2004; Lasanta et al., 2005, 2010; Arnáez et al., 2011).

En la Cordillera Cantábrica se ha analizado el cambio de usos en el sector asturiano (Blanco-Fontao et al., 2011), en los Ancares leoneses (Álvarez Martínez, 2013) y en el valle de Polaciones (Lallana, 2018) en un medio atlántico.

La vinculación entre vegetación y escorrentía se ha comprobado en otros lugares a diferentes escalas, e.g. García Ruiz et al. (2015) en Pirineos o e.g. Good et al. (2015) a escala global. Su estudio es especialmente importante en espacios con escasos recursos hídricos, como la península Ibérica, donde las proyecciones más prudentes establecen un descenso del (20-10%) en las precipitaciones (IPCC, 2014). De hecho, la relación existente entre el cambio climático y el incremento o decrecimiento de la precipitación es cuestionada en muchos casos, siendo las actividades humanas las que más afectan a la variación de la escorrentía en los cauces (Church et al., 2009).

1.1.5. Antecedentes de estudio en el alto Pisuerga y su entorno montañoso

El estudio natural de la Cordillera ha sido desigual, muy prolijo en los Picos de Europa desde Obermaier (1913), pero escaso en otros puntos de esta como ha sido la Montaña de Palencia y en especial su sector oriental. La mayor fuente de interés fue la investigación geológica con motivos comerciales que sirvió de base para la intensa discusión científica que aún continúa en un sector muy complejo. La extracción de carbón ha sido desde el siglo XVIII como ya cuenta el catastro de Ensenada, la actividad con un mayor impacto económico. La riqueza en minerales de rocas paleozoicas inició el interés en su estudio con fines tanto económicos como científicos y atrajo ya en el siglo XIX a Casiano del Prado (1856, 1861) que aportó los primeros mapas geológicos de la región. Poco después Oriol (1876), fundador de las minas de Orbó, indica en sus itinerarios geológico-mineros la presencia de rocas intrusivas y mineralizaciones en la línea entre San Salvador y Estalaya y la mina Carracedo, y en el Sel de la Fuente. Después Mallada (1898) estudió el Devónico y el Carbonífero, Dupuy de Lome y Novo (1924) buscaron huellas de Paleozoico por debajo del Mesozoico y Patac (1934) estudió los depósitos hulleros de La Pernía.

El estudio moderno de la geología y el interés de esta por este espacio se inicia con Quiring (1939), que estudia las cuencas mineras del este de Asturias y también la del alto Pisuerga con precisión en un trabajo que no ha sido traducido del alemán. Coetáneo fue también el trabajo de Hernández Pacheco (1944) de corte geomorfológico y el de Alvarado y Sampelayo (1945) que estudiaron la estratigrafía de la cuenca al detalle. No obstante, los neerlandeses han sido hegemónicos y desarrollaron una sistematización de la cartografía geológica creando escuela, la de la Universidad de Leiden. Evitando entrar en los numerosos trabajos paleontológicos, esta Escuela comienza con Sitter (1957, 1955, 1949). Después sus sucesores realizaron magníficos mapas de la zona; Kanis (1956) de la zona oriental de la sierra del Brezo, Van Veen (1965) del sector de Cardaño, Nederlof (1959) del Alto Pisuerga, Frets (1965) del sur del Alto Pisuerga-Resoba, y Sitter y Boschma (1966) realizan la memoria del mapa geológico 1:50.000 de la hoja del Pisuerga que ellos mismos realizan.

Nossin (1959) ha sido de todos ellos el que abordó de una manera más profunda la geomorfología del Alto Pisuerga una década y media después de que hubiera despertado el interés de Hernández Pacheco (1944) en su trayecto por las cumbres de la Sierra Labra, interpretando las formas glaciares. En ese mismo año Mabesoone (1959) relaciona con la cuenca sedimentaria del Duero las formas terciarias y cuaternarias de la Montaña Palentina.

Por el volumen de trabajos estratigráficos y paleontológicos Robert H. Wagner es el autor más prolijo además de ser autor de la hoja 107 de la serie MAGNA del mapa geológico. Su mayor

producción tuvo lugar en los años 70 (Wagner 1955, 1971a, 1971b; Wagner y Winkler-Prins, 1970, 1979, 1994) cuando se abordaron los estudios de los mantos palentinos previos al Carbonífero (Ambrose, 1974; Cramer y Rodríguez, 1977; Lobato et al., 1977).

Muchos resultados quedaron plasmados entre otros en el recopilatorio que supusieron los trabajos de elaboración de la cartografía geológica del IGME (Lobato et al., 1985; Pujalte et al., 1986; Rodríguez-Fernández et al., 1985, 1986, 1994a, 1994b; Wagner et al., 1984a, 1984b) y en la *Geología de España* (Vera, 2004). Recientemente, la desaparición del interés económico del carbón ha hecho que el número de trabajos geológicos sea algo menor (Colmenero et al., 1988, 2005; Bahamonde y Nuño, 1991; Pastor Galán et al., 2014). El último estudio estratigráfico es la tesis de Martín Merino (2014) centrada en el Carbonífero del alto Pisuerga que ha dado lugar a discusiones posteriores (Martín Merino et al., 2014; Martín Merino, 2017; Wagner, 2016). La diversidad de temas se amplía con el estudio del paleoclima, investigado gracias a los espeleotemas de la Cueva del Cobre por Muñoz et al. (2003), Muñoz (2008) y otros investigadores (Martín Chivelet et al., 2011). Además se han realizado algunas reseñas sobre patrimonio geológico (Martínez et al., 2009; Martín Merino et al., 2015; Wagner et al., 2001).

A diferencia con la geología en el estudio moderno de la geografía el Alto Pisuerga no se ha tratado demasiado. Es evidente que en este campo no existieron los alicientes económicos que la investigación geológica y su estrecho vínculo con la minería proporcionaba. Al margen del contenido geográfico que proporcionó Hernández Pachecho (1944) los estudios geográficos, territoriales y de conocimiento específico sobre este área no se desarrollaron hasta los años 1980 tras la llegada de la democracia. Con anterioridad es necesario ampliar la escala para encontrar las obras más significativas para este sector de la Cordillera Cantábrica. Las investigaciones de Bertrand (Bertrand y Bertrand, 1984; Bertrand, 1971, 1972a, 1972b, 1974) además de innovadoras, resultaron fundamentales para entender la evolución del paisaje de la Cordillera Cantábrica central en su conjunto y con la acción del ser humano sobre el medio. Permitió establecer la llamada teoría de los geosistemas cantábricos a escala 1:200.000, excepto en el valle de Prioro a escala 1:28.000 (Bertrand, 1972c).

Pero volviendo al Alto Pisuerga, los trabajos de Alcalde (1981); Alcalde et al. (1984) fueron pioneros desde el punto de vista geográfico en los citados años 80. En los años posteriores se irían desarrollando otros estudios geográficos regionales (Plaza, 1994; Ortega Valcárcel, 1999). En Delgado Huertos et al. (1996) se aborda el clima, el relieve, la red hidrográfica y los suelos de la Montaña Palentina pero también el estudio de la Geografía Humana con un desarrollo posterior (Alario, 2002; Ramos Santos, 2012; Ruesga, 2012). Paralelamente aparecieron trabajos en el Alto Pisuerga procedentes de otras disciplinas cercanas como la botánica (Herrero, 1989).

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

A partir del cambio de milenio comenzó de nuevo un interés hacia la geografía física, especialmente hacia la geomorfología. El valle de Redondos fue cartografiado por Pellitero y Serrano (2008) y el circo de Valdecebollas por Serrano y González Trueba (2004a), Pellitero y Serrano (2008).

Estos dos últimos estudios abordaron sobre todo el estudio del glaciario para entender la evolución paleoclimática de la Cordillera Cantábrica en su sector central mediante modelos interpretativos que exceden al área de estudio (Serrano et al., 2013, 2015b, 2017) que han incluido el glaciario de Valdecebollas y áreas limítrofes como el macizo de Fuentes Carrionas (Pellitero, 2008, 2011, 2013a, 2013b, 2014), de Picos de Europa (González Trueba, 2007; González Trueba et al., 2009; González Trueba y Serrano, 2010b), del valle del Nansa (Frochoso, 2016, 1990) o de Alto Campoo (Serrano, 2002, 2001; Serrano y Gómez Lende, 2016). Excediendo también al Alto Pisuega conviene añadir los estudios palinológicos de turberas con interés paleoclimático (Mariscal, 1986, 1983; Menéndez Amor y Florschütz, 1961) periféricos al área de estudio. El clima actual a escala regional fue analizado por Ortega y Morales (2015) y los riesgos derivados de las nevadas en la Montaña Palentina por Serrano et al. (2016) y Alto Campoo por Serrano et al. (2018).

1.1.6. Objetivos y estructura de la tesis

El objetivo de la investigación es verificar la existencia de cambios en el medio físico producidos por la despoblación y los cambios de cubiertas vinculados al abandono en un área central de la Cordillera Cantábrica.

Para ello se van a manejar dos conceptos clave que pueden integrarse y utilizarse de forma indistinta como son el de Cambio Global y el de Geografía Física Integrada ya que considero al primero una actualización reciente del segundo. Comprobar la existencia de un cambio en el medio físico exige asimismo contextualizarlo con grandes transformaciones como las producidas desde la última glaciación con una especial atención al Holoceno y al período histórico.

El resultado final pretende ofrecer respuestas analizadas de forma integral a una demanda social cada vez mayor acerca de problemas territoriales como la despoblación, la escasez de recursos hídricos, el cambio climático o la transformación del paisaje.

Las respuestas sobre el medio físico más importantes suponen objetivos secundarios de la tesis:

1. Interpretar los cambios del medio físico más importantes que se han producido a lo largo de la historia natural y humana. Contextualizar el medio físico actual con el del pasado.
2. Sintetizar los cambios del medio físico sobre un mapa geomorfológico a escala 1:25.000.
3. Analizar las transformaciones que ha llevado asociada la adaptación del ser humano al medio físico desde los primeros asentamientos del Neolítico.
4. Demostrar el cambio en las cubiertas vegetales debido a un abandono.

5. Demostrar que el abandono de los territorios tiene consecuencias sobre los recursos hídricos que van más allá del cambio climático.
6. Analizar e interpretar las consecuencias de los cambios hidrológicos y de usos de suelo tienen sobre el comportamiento sedimentario.

La hipótesis general consistiría responder a la pregunta de si el descenso de población, abandono de campos y cambio de uso de suelo tiene repercusiones hidrológicas y geomorfológicas significativas que conllevan importantes cambios de paisaje.

Responder a esta pregunta conlleva a su vez responder otras preguntas de rango inferior:

- a) ¿Existe un incremento de vegetación como consecuencia del abandono?
- b) ¿Se está produciendo un cambio sustancial en el clima esta cuenca de montaña?
- c) ¿Están variando los recursos hídricos?
- d) ¿Existen cambios en la actividad geomorfológica?

Para que el análisis de fenómenos tan complejos y diversos resulte comprensible, la tesis se ha estructurado intentando seguir una lógica diacrónica siempre que se ha podido.

Cap. II. Consiste en el análisis, descripción y síntesis de la zona de estudio. En esta parte se hace especial énfasis en la síntesis geológica y en el relieve estructural que organiza la cuenca desde la orogenia varisca hasta el final de la orogenia alpina. Rompiendo la lógica diacrónica, para la correcta interpretación del área de estudio se añaden unas breves notas sobre el clima, la vegetación y la población actual.

Cap. III. Metodología.

Cap. IV. Consiste en el análisis e interpretación evolutiva del modelado Terciario y Cuaternario desde un punto de vista dinámico y climático. Se presenta en una lógica diacrónica que comienza en la formación de la red hidrográfica y el modelado fluvial y pasa a interpretar la evolución del modelado glaciar y periglacial antes de explicar el modelado de laderas y kárstico. Al final del capítulo se incluye el mapa geomorfológico como síntesis del modelado. Este presenta también elementos de carácter antrópico que son estudiados en el capítulo V. La geomorfología tiene un gran potencial para describir, clasificar y analizar la evolución del medio físico (Slaymaker y Embleton-Hamann, 2009b).

Cap. V. Se pone a prueba la capacidad del ser humano de transformar un espacio intensamente, ya sea de forma activa o pasiva desde los primeros asentamientos Neolíticos hasta la actualidad. Se estudian los cambios de usos de suelo, la evolución climática y la estructura social de aprovechamiento del espacio. El resultado sobre el medio físico de esta adaptación es una superposición de capas culturales. En el caso de cambios de usos de suelo, además del hecho cultural se relacionan las transformaciones con otros parámetros fisiográficos, geológicos y climáticos.

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

Cap. VI. Tiene como objetivo demostrar que la pérdida de recursos hídricos va más allá de la variabilidad climática actual a pesar de que sí están produciéndose cambios relevantes sobre el clima. Se analizan estos cambios entre mediados del siglo XX y la actualidad.

Cap. VII. En la misma escala temporal que el capítulo VI interpreta la respuesta sedimentaria desde mitad de siglo hasta los procesos actuales en relación con la evolución hidrológica, climática y los usos de suelo.

Conclusiones.

CAP II. ÁREA DE ESTUDIO, CARACTERÍSTICAS GENERALES



Las rocas más antiguas del Alto Pisuerga tienen más de 440 millones y fueron formadas en la edad Silúrica. Sobre ellas se han ido configurando diferentes relieves hasta el actual. Comprender el funcionamiento del relieve que hoy vemos exige trabajar con múltiples escalas temporales. La elección es clásica, por un lado, la geológica hasta el Terciario en la que se configura la estructura basal de la cuenca, el final del Terciario y el Pleistoceno en la que se configura la red hidrográfica y el Holoceno, cuando la intervención humana junto a la transformación del clima ha terminado de definirlo en su totalidad y complejidad. La importancia de la impronta humana en este tipo de análisis y su relación de supervivencia con el uso de suelo desbordará este capítulo y será objeto de análisis en los siguientes.

2.1. Síntesis geológica

2.1.1. La litología

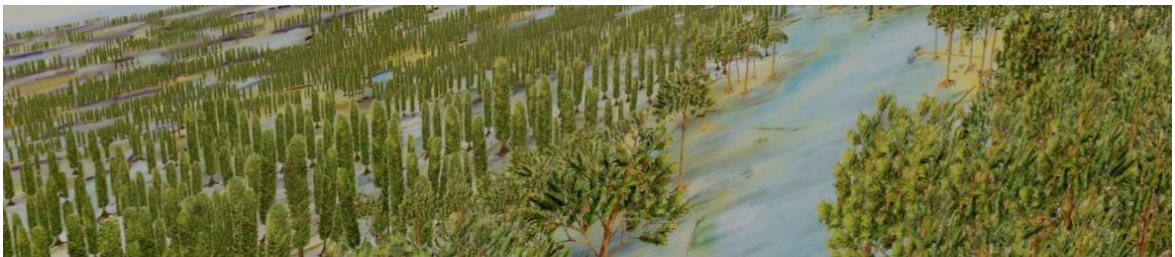


Figura 11. Reconstrucción del medio físico deltaico de Sigillaria a través del bosque fósil de Verdeña. Fuente. Panel informativo Bosque Fósil de Verdeña.

Las rocas más antiguas se formaron en un ambiente que pasó por fases submarinas, deltaicas o estuarinas muy diferentes. Los miles de fósiles que han ido encontrado los geólogos y su rica

CAPÍTULO II. ÁREA DE ESTUDIO, CARACTERÍSTICAS GENERALES

literatura científica, así lo atestigua. La cuenca del Alto Pisuerga posee una enorme diversidad litológica caracterizada por rocas sedimentarias propias de facies mareales de contacto marino y continental con muy localizadas rocas metamórficas y volcánicas. Las calizas y las areniscas configuran las crestas y los resaltes de los flancos de los sinclinales de este relieve compuesto por rocas sedimentarias. Entre ellas se suelen suceder formaciones deleznables compuestas por limolitas, lutitas, arcillitas, arenitas, pizarras arenosas, margas, turbiditas compuestas por areniscas y lutitas, etc.

La dificultad en la delimitación de las sucesivos conjuntos sedimentarios ha llevado a que se hable de grupos y formaciones (Figura 12), a menudo confusos, que suelen coincidir en algunos episodios clave como es la deposición del conglomerado de la fm. Curavacas en un ambiente fluvio-deltaico. Los geólogos de la Universidad de Leiden, hegemónica en el estudio de este sector de la Cordillera Cantábrica diferenciaron la deposición de tres grupos tomando como límite temporal los citados episodios discordantes. Son los grupos Ruesga (hasta el conglomerado del Curavacas), Yuso (hasta el Stefaniense) y Cea (hasta el Pérmico) (Rodríguez Fernández, 1994)

Áreas			Alto Cea	Valdeón	Yuso-Carrión	Pisuerga	Liébana	Mantos	
Edad									
PENNSYLVANIAN	STEFANIENSE	B	Gr. Sabero	Gr. Remoña	Gr. Remoña	Fm. Peña Cildá	Gr. Campollo	SUCESIÓN SINOROGÉNICA	
		A	Gr. Cea	Gr. Valdeón	Gr. Coriscao	Fm. Barruelo	Gr. Viorna		
		Sup	Gr. Conjas	Gr. Pontón	Gr. Brañas	?	Fm. Brañosera		Gr. Mogrovejo
		Inf	Gr. Pando	Gr. Maraña		Fm. Verdeña-SSalv Fm. Ojosa			
		D	Gr. Pando	Fm. Pandetrave Fm. Panda Fm. Vegacervera	Fm. Lechada	Fm. Vergaño Fm. Vañes			
	WESTFALIENSE	C							
		B							
		A							
		Sup	Gr. Prioro	Gr. Prioro	Fm. Perapertú	Fm. Perapertú	Gr. Potes		
		Med	Fm. Barcaliente						
NAMUR.	Inf								
	Inf								
MISS	VISEENSE	Fm. Genicera	Desconocido	Fm. Genice	Caliza de montaña	Desconocido			
	TOURNIENSE	Fr. Vegamián		Fm. Vegamián					

Fm. Curavacas (crossed out)
 Fm. Carmen - Triollo (crossed out)

SUJES. PREOROG.
 PALENTINO - VALSUR.
 ESLA
 PONGA
 PICOS DE EUROPA

Figura 12. Correlación entre dominios y relación de los sedimentos carboníferos con el emplazamiento de las diferentes unidades de la Cordillera Cantábrica. Modificado de Heredia et al. (1990)

CAPÍTULO II. ÁREA DE ESTUDIO, CARACTERÍSTICAS GENERALES

- Embalse
 Rios
 Eje anticlinal
- PLEISTOCENO**
 Eje sinclinal
 Falla
 Falla posible
 ▲ Cabalgamiento
- Glaciar y periglacial
 Terrazas Pleistocenas
- TRIÁSICO**
 Triasico. Buntsandstein. Conglomerados
- PÉRMICO**
 Vulcanitas
 Lutitas, areniscas, conglomerados Permico
 Rocas ígneas
- CARBONÍFERO**
Stefaniense
 Carbón
 Stef.A. (Fm.Barruelo). Lutitas, areniscas y carbón
 Cant. sup. (Fm. Barruelo) Calizas
 Cant.sup. (Fm. Barruelo) Lutitas y Areniscas
 Cant. sup. (Fm. Brañosa). Lutitas, turbiditas, derrubios calcáreos y carbón
 Cant. med. (Fm. San Salvador). Calizas
 Cant. med. (Fm. San Salvador) Areniscas y Lutitas
 Cant. med. (Fm. Verdeña) Lutitas y margas
 Cant.inf. (F.Ojosa) Areniscas, lutitas, limolitas y karbon
- Wesrfaliense**
 West. D. (Fm.Ojosa) Areniscas y lutitas Casavegas
 West. D. (F.Ojosa). Areniscas
 West.D. (Fm.Rozo). Lutitas
 West.D. (Fm. Vergaño) Limolitas
 West.D. (Fm. Vergaño). Calizas bioclásticas
 West.C. (Fm. Curavacas). Conglomerados
 West. C. (Fm. Vañes). Areniscas
 West. C. (Fm. Vañes). Lutitas, turbiditas y derrubios calizos
 West. B-C. (Fm. Vañes). Calizas
 West (B-D). (Fm. Vañes). Lutitas, areniscas y limolitas
 West. A. (Fm. Vañes). Lutitas, turbiditas, derrubios calizos y conglomerados
- Namuriense**
 Caliza de Piedrasluengas
 Gr. Potes. Areniscas, limolitas y lutitas
- DEVÓNICO**
 (Fm.Murcia). Cuarcitas
 (Fm.Gustalapedra). Pizarras
 (Fm. Abadia). Pizarras arenosas y calizas nodulosas
 (Fm. Lebanza). Calizas y pizarras
 (Fm.Carazo). Areniscas
- SILÚRICO**
 Fm. Arroyacas. Pizarras arenosas intercalaciones cuarzo
 Fm.Robledo. Areniscas

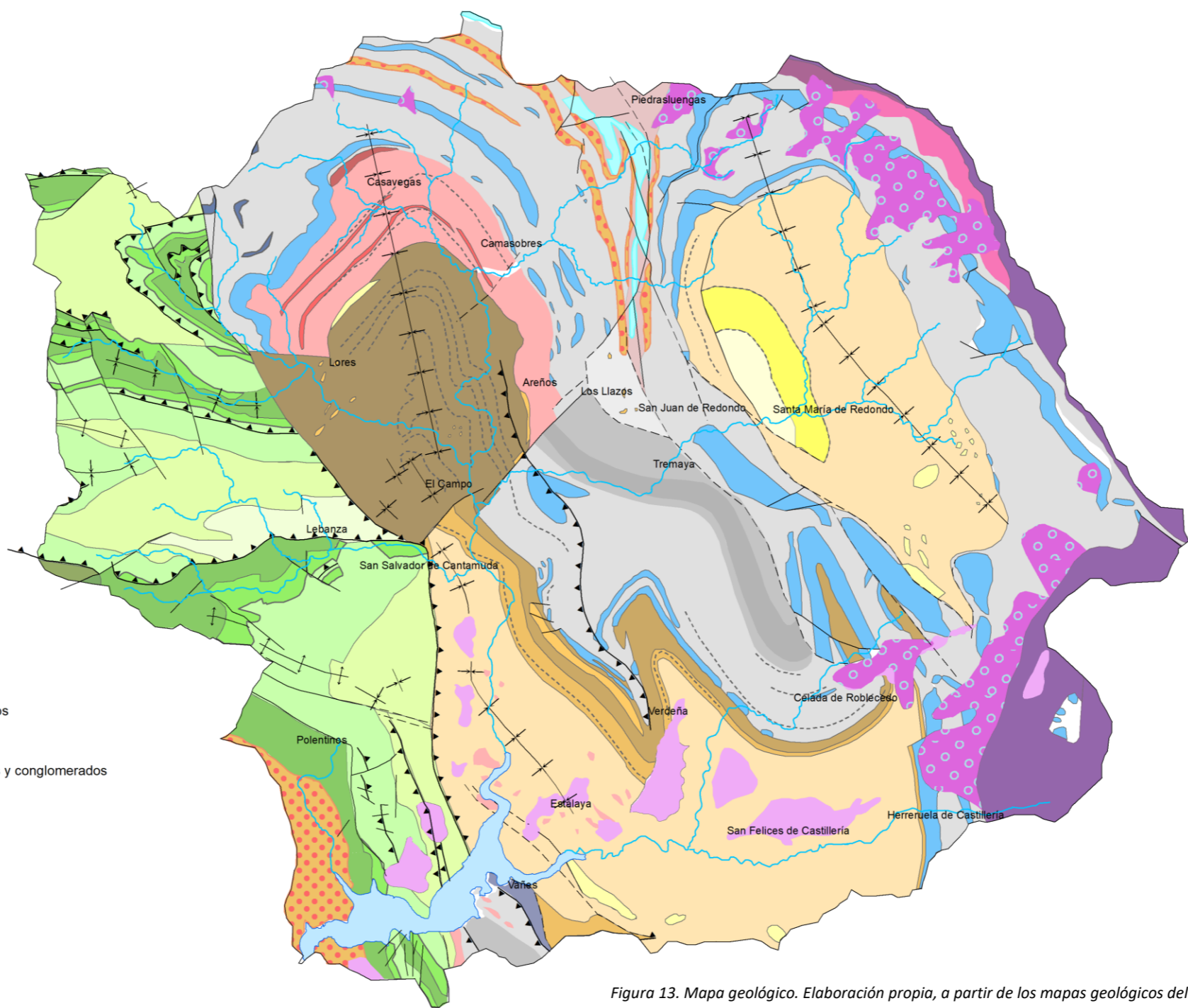
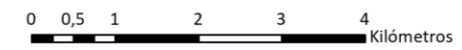


Figura 13. Mapa geológico. Elaboración propia, a partir de los mapas geológicos del IGME, hojas 81, 82, 106, 107



a) El sector occidental: Silúrico y Devónico

Las formaciones geológicas más antiguas previas a la fase tectónica Palentina son las que se encuentran al oeste de la cuenca y también reciben el nombre de Dominio Palentino. El Silúrico y el Devónico aparecen unidos en una sucesión de mantos (Mantos de Polentinos) con dirección latitudinal donde las fracturas y plegamientos elevan el Silúrico por encima de una parte del Devónico en los interfluvios.

En el Silúrico solo afloran dos fms.; la **fm. Robledo** es la más antigua de la cuenca y está compuesta por areniscas que solo son visibles en el valle de Lebanza. La **fm. Arroyacas** es mucho más extensa y aparece en tres franjas latitudinales. De Norte a Sur; al norte del arroyo Gerino hasta la base del Alto de Brañaseca, en el entorno del arroyo de Arroyacas (entre el valle de Gerino y Abadía) y paralelo al Pisuerga entre Polentinos y San Salvador. Esta formación poco resistente se compone de pizarras grises y sobretodo de arenas finas (Cramer y Rodríguez, 1977; Rodríguez Fernández et al., 1985). Se puede apreciar su carácter deleznable y erosivo en algunos claros del bosque donde se han desarrollado cárcavas en torno al curso del Arroyacas. A techo, da paso al Devónico con la fm. Carazo.

El Devónico se compone de tres fms. resistentes, la fm. Carazo (areniscas), la fm. Lebanza (calizas), y la fm. Abadía (pizarras) que se intercalan en el fondo de los valles en franjas paralelas al Silúrico adaptadas a la estructura.

La **fm. Carazo** toca tangencialmente la cuenca en la peña Carazo, donde afloran por erosión diferencial las areniscas ferruginosas con algún nivel pizarroso, aunque tiene también dos bandas de cuarcita en su parte media (Lobato et al., 1977; Rodríguez Fernández et al., 1985) y es seguida



Figura 13. Afloramiento de las calizas masivas en Lebanza

en concordancia por la fm. Lebanza. La **fm. Lebanza** está compuesta por calizas fosilíferas muy oscuras en ocasiones con capas alternantes de pizarra (Rodríguez Fernández et al., 1985). Esta formación es resistente y aflora en los interfluvios que definen los valles de Polentinos, Lebanza, Gerino y Rilores. Esta se encuentra hundida por las diferentes fallas en una estructura pop-down (fms. Carazo y Lebanza) y es menos energética. Se compone de pizarras y sobre todo de calizas arenosas con un pequeño nivel de areniscas ferruginosas (Rodríguez Fernández et al., 1985). Por su parte, los discretos afloramientos a techo del Devónico que aparecen en la cuenca, la fm. Gustalapedra y fm. Murcia tienen un mayor desarrollo en el Alto Carrión.

b) La cuenca central y la sucesión de ambientes fluviales, deltaicos, estuarinos y marinos: El Carbonífero

El Carbonífero presenta una gran complejidad en las series tanto carbonatadas como terrígenas con rápidas transiciones de facies entre depósitos continentales, marinos someros, marinos de talud con diversas pendientes y cuencas profundas (Martín Merino, 2014). Este hecho ha propiciado la formación de diversas discordancias sintectónicas (Rodríguez Fernández, 1994) y una relativa confusión terminológica. La estratigrafía ordenada de los materiales más antiguos a los más jóvenes se compone por las fms. Potes, caliza de Piedrasluengas, Curavacas, Vañes, Vergaño, Rozo, Ojosa, Verdeña, San Salvador, Brañosera y Barruelo (Figura 12). Atendiendo a la extensión, destacan la fm. Brañosera (Stefaniense) y fm. Vañes (Westfaliense).

La fm. Brañosera ha sido erosionada y aparecen otras formaciones intermedias, en especial por extensión la fm. Ojosa, rica en carbón. La inestabilidad de este período ha provocado la existencia de formaciones turbidíticas en las fms. Vañes y Brañosera y de derrubios calizos en las fms. Ojosa, San Salvador y Barruelo (Wagner et al., 1984b).

Al final del Namuriense se depositan las formaciones terrígenas (litarenitas y lutitas) de la vertiente norte del puerto de Piedrasluengas (**Grupo Potes**, Rodríguez-Fernández et al., 1994a), que se adentran hasta el contacto con el desfiladero de la Hoz (Figura 14) en la vertiente sur. Forman parte de la sucesión turbidítica del Alto Deva (Maas, 1974)

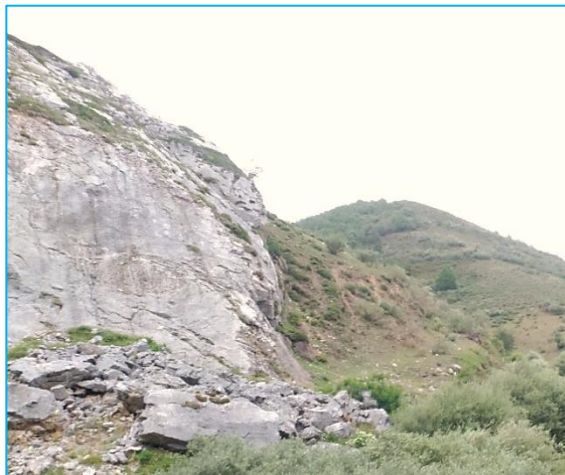


Figura 14. Contacto de las calizas de Piedrasluengas y el grupo Potes, de formaciones terrígenas.

Las **calizas bioclásticas de Piedrasluengas**⁶ son masivas, de edad Westfaliense inferior y se componen de tres facies principales, una masiva con estructura de algas, una segunda propia de un depósito lagunar y una tercera de un ambiente litoral con aguas muy movidas (Graaff, 1971). Se localizan solamente en el desfiladero de la Hoz y son muy resistentes a la erosión física.

La **fm. Curavacas** se compone de dos o tres niveles de conglomerados constituidos por cantos y bloques bien redondeados de cuarcitas de 1 cm a 1 m. mal calibrados, con matriz arenosa y se encuentra interestratificada dentro de la fm. Vañes (Rodríguez Fernández et al., 1986). Estos conglomerados son una referencia clara dada su facilidad para reconocerlos por su compacidad y dureza y se localizan a comienzos del Westfaliense (315, M.a. Pierren-Pidal (1999). Se trata de una formación posterior a la fase Palentina (Westfaliense B) con un relleno de hasta 1000 m de conglomerados con cantos rodados de cuarcita muy representativos de una zona de talud deltaico con importantes acarrees y basculamiento por un levantamiento situado al sur de la Cordillera Cantábrica (Wagner et al., 1984b). Esta fm. aflora en dos lugares; el primero al suroeste de la cuenca en contacto discordante sobre el Devónico y extendiéndose hacia el oeste hasta el pico Curavacas, en el macizo de Fuentes Carrionas. El segundo lugar donde aparece es a la entrada del desfiladero de la Hoz, con dos o tres capas subverticales que se extienden hacia el noroeste siguiendo la estructura.

⁶ Las calizas bioclásticas de Piedrasluengas se asocian temporalmente con el sector calizo de la fm. Perapertú (Wagner et al., 1984b)

CAPÍTULO II. ÁREA DE ESTUDIO, CARACTERÍSTICAS GENERALES

La **fm. Vañes** está compuesta por depósitos sinorogénicos deleznales con algunos estratos calizos intercalados que se distribuyen por toda la cuenca entre el Westfaliense B y D (Graaff, 1971; Maas, 1974). En algunos trabajos se relaciona junto a las fms. Vergaño y Ojosa con la formación Lechada propia del Macizo de Fuentes Carrionas, (Figura 12). Rodríguez Fernández (1994) señala para este período del Westfaliense la imposibilidad de representar cartográficamente la secuencia sedimentaria comprendida entre los conglomerados de Curavacas y los depósitos Cantabrienses y Barruelenses, en los sinclinales de Casavegas, Redondo y Castillería, de edad Westfaliense D, debido a la carencia de límites estratigráficos claros y hoy sujetos a controversias (Rodríguez Fernández et al., 1985). Es precisamente en la isla del embalse de Requejada junto a Vañes, donde las calizas de la fm. Vañes aparecen subverticales con gran potencia. Esta formación alcanzaría 700 m de espesor en S. Cebrián de Mudá y ha sido descrita como una formación turbidítica en la base de la columna y continuada por fases costeras (Junta de Castilla y León, 1998). Son señaladas en algunos casos con la denominación Fm. Lechada (Wagner et al., 1984b), en todo caso, esta formación comprende el intervalo del Westfaliense B-D.

La **fm. Vergaño** aparece destacada en las elevaciones más enérgicas de la cuenca (Tremaya, Peña Abismo, Fuente el Cobre, etc.) y se compone de potentes calizas arrecifales de plataforma marina somera que se disponen en sinclinales y de una serie de estratos siliciclásticos de lutitas y limolitas que en el sinclinal de Redondos se ha llamado en algunos casos fm. Covarrés y que proceden de formaciones deltaicas someras mezcladas con capas de carbón. Las calizas de la formación Vergaño han sido objeto de atención preferente en cuanto a la fijación de la edad Westfaliense por los paleontólogos por la abundancia de fósiles (Wagner et al., 1984b; Rodríguez Fernández et al., 1986).



Figura 15. En resalte las calizas de la fm. Vergaño en el cierre perisinclinal de Redondos con Peña Abismo en el centro. Al fondo también se distinguen las calizas de esta formación en el sinclinal de Casavegas

La **fm. Ojosa**, más joven que las fms. Vañes y Vergaño, marca el paso al Stefaniense y es especialmente relevante en el sinclinal de Casavegas. Se corresponde con un área deltaica con ciénagas y marismas que durante el Westfaliense fue una mezcla de coladas conglomeráticas, facies de arenas fangosas e incluso pequeños carboneros en cambios laterales de facies muy acusados (Rodríguez-Fernández et al., 1986). En algunos lugares, estas series lutíticas/turbidíticas pueden estar ligadas a deslizamientos masivos de talud (*mud-flow*) (Figura 16) (Rodríguez Fernández, 1994).



Figura 16. Detalle de los deslizamientos de talud submarino de la fm. Ojosa en la carretera de Lores.

La **fm. Verdeña** aparece junto a la fm. San Salvador del Cantabriense Medio en una banda contigua desde San Salvador hasta Herrerueta de Castillería. Es de carácter marino continental y se compone fundamentalmente de lutitas, pero alterna capas margosas y una de calizas de 90 m (Wagner et al., 1984a, b).



Figura 17. Estrato de Calizas de la fm. Verdeña, rodeado por las capas blandas de lutitas, formando una pequeña depresión

CAPÍTULO II. ÁREA DE ESTUDIO, CARACTERÍSTICAS GENERALES

La fm. San Salvador (305-306 M.a.) es de carácter mixto continental y marino, compuesta en su mayor parte por areniscas fluviales al presentar una estratificación cruzada. Soportó bosques en un ambiente costero del que ha quedado como testigo el Bosque Fósil de Verdeña y 3 capas de carbón donde se situaron pequeñas explotaciones mineras.



Figura 18. Areniscas de la fm. San Salvador en contacto con los flancos de las capas de carbón extraídas en el Bosque Fósil de Verdeña.

La **fm. Brañosera** (Figura 19, Figura 20) tiene una potencia de 1.200 m. y está compuesta por turbiditas con lutitas y areniscas intercaladas resultantes de una transgresión marina debido a la apertura de la cuenca post-leónica (Wagner et al., 1984b). Esta se solapa en parte con las fms.



Figura 19. El Ribero Pintado, es parte de la fm. Brañosera, intercalando turbiditas y lutitas, confinadas con capas de areniscas y litoarenitas. Presentan un buzamiento subvertical.

Verdeña y San Salvador y descansa sobre el miembro calizo de la fm. Vergaño (Sierra Coriza). Se localiza especialmente en el valle de Redondo y al sur de la fm. Verdeña en Castillería y al sur de San Salvador. A techo se encuentran los carbones, propios de una fase más somera en contacto con la fm. Barruelo. Forma parte de los que Nederlof (1959) llama asociaciones turbidíticas compuestas por areniscas calcáreas-arcillosas, en estratificación graduada con lutitas.

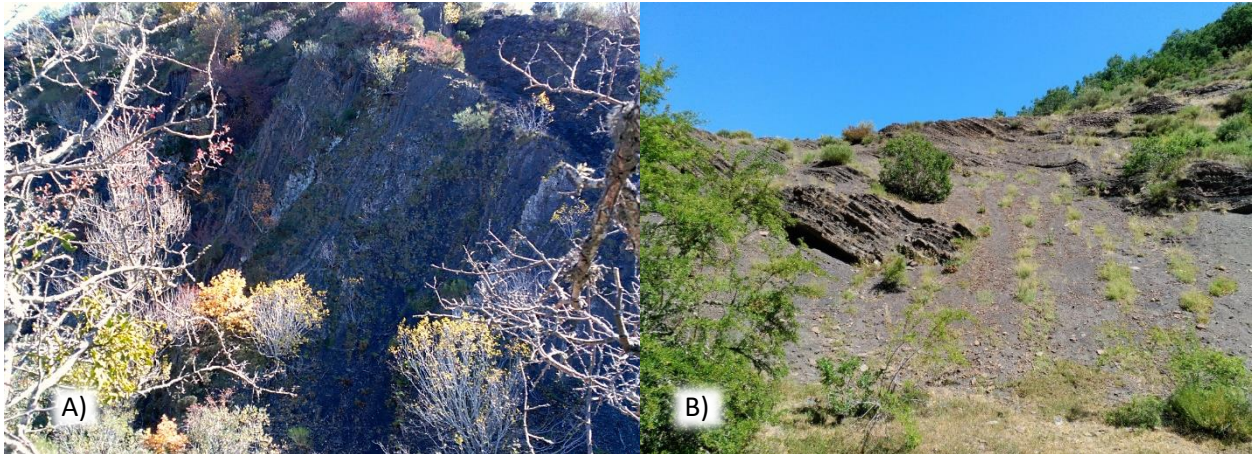


Figura 20. A) Fm. Brañosera junto al arroyo de la Varga compuesta por pizarras. Ya no aparecen turbiditas ni areniscas. B) Fm. Brañosera, al Este de Santa María de Redondo, compuesta por areniscas, turbiditas confinadas entre lutitas.

La **fm. Barruelo** es aproximadamente del mismo espesor que la anterior, unos 1.200 m, y alterna episodios marinos y continentales según se produce el relleno de la cuenca sedimentaria postleónica. En su base tiene dos franjas de carbón, llamadas en conjunto el miembro de Peñacorba. Afloran lutitas y areniscas mareales en su franja media, dando paso a otros estratos carboneros más delgados y a techo una sucesión amplia de limolitas, areniscas y lutitas con algunos lentejones de conglomerados (Rodríguez-Fernández et al., 1986). Al final del Carbonífero se adscribe un clivaje subhorizontal en la Unidad Pisuerga-Carrión que se interpreta como resultado de la deformación alpina (Aller et al., 2004).

c) El Pérmico: Un período marcado por el magmatismo y el metamorfismo

En la zona entre Peña Labra y Tres Mares por debajo del Triásico (Figura 15, parte inferior) afloran una serie de depósitos de edad pérmica compuestos por riolitas, brechas de cantos volcánicos, areniscas, y lutitas grises y verdes (Pujalte et al., 1986; Rodríguez Fernández et al., 1986; Robles et al., 1987). Estos depósitos son mucho más comunes en la sierra de Peña Sagra y el entorno del embalse de la Cohilla (Cantabria) donde esta sucesión llega a tener 365 m. Los depósitos pérmicos

CAPÍTULO II. ÁREA DE ESTUDIO, CARACTERÍSTICAS GENERALES

han quedado como testigo de una retrogradación de un sistema aluvial con área fuente volcánica (Robles et al., 1987; Aller et al., 2004, p.270). En este trabajo se incluyen en la base del Pérmico conglomerados silíceos en cuñas de 1 a 4 metros resultantes de paleocorrientes en un sistema fluvio-aluvial trenzado que serán objeto de consideración más adelante. El Pérmico aflora discordante con el Carbonífero en la base de la cobertera mesozoica y restringido al extremo noroccidental de cuenca por debajo de la cobertera Triásica, la cual constituye una cresta continua en la alineación montañosa de la Sierra Labra.

Junto a esta sedimentación, hay evidencias de un magmatismo y metamorfismo Stefaniense-Pérmico de baja intensidad asociado a fenómenos de *rifting* a finales del Stefaniense (Aller et al., 2004). Se suceden granitoides en el entorno de Vañes asociadas a líneas de fractura NO-SE, referidas ya por del Prado (1861), Quiring (1939) y Frets (1965) que parecen tener el clivaje propio de la extensión posterior al Stefaniense con un ligero buzamiento hacia el Norte. Hernández Pacheco, (1944) indica también la presencia de pequeñas masas graníticas junto a capas de carbón entre Camasobres y San Salvador, que atribuye a la tectónica varisca en una fase de descompresión y ascenso del pequeño batolito que aflora también en la Sierra del Cordel (Alto Campoo). Se trata de



Figura 21. Mina de Carracedo, situada junto a la cola del embalse de Requejada, compuesta por rocas metamórficas asociadas a fenómenos intrusivos. Se han extraído de aquí calcopiritas, misquípel (donde se encuentra el arsénico), magnetita, cobres grises, etc.

una falla subvertical, buzando hacia el oeste y con presencia de rocas intrusivas en su trazado (Rodríguez Fernández, 1994), en el caso de la Mina de Carracedo (Figura 21) cuarzodioritas que en

contacto con rocas carbonatadas originan rocas metamórficas conocidas como *skarn* donde destacan los mármoles y cornubianitas (Martín Izard et al., 2010).

d) La cobertera mesozoica: el Triásico

La base del Triásico aflora por encima del depósito sedimentario del Pérmico entre Peña Labra y Tres Mares y directamente sobre el Carbonífero. El cantil se distingue por la composición de conglomerados característicos de la facies Buntsandstein, en el Triásico Inferior y por las intercalaciones de lutitas. La base de esta facies es detrítica, formada por pudingas o conglomerados con bloques redondeados procedentes de un abanico aluvial y lutitas rojas (Wagner et al., 1984b).



Figura 22. Contacto de la cobertera Triásica, facies Buntsandstein con un buzamiento de 45° hacia el Este.

2.1.2. Dominios estructurales

La transformación del medio físico silúrico al medio físico actual por lo tanto ha tenido lugar mediante muchos cambios integrales de funcionamiento a nivel global del espacio que ahora ocupa la cuenca del Alto Pisuerga. El primero de ellos fue la configuración del macizo Varisco en la rama meridional del arco Ibero-Armoricano, cuyas rocas del Carbonífero ahora afloran y han tenido una importancia fundamental en el desarrollo de la vida y las sociedades recientes.

Desde el extremo oriental de la cuenca hasta Galicia se extiende este macizo que en este sector se incluye en la unidad Pisuerga-Carrión. Esta unidad engloba a la Montaña Palentina en su conjunto y limita al Este con la cobertera mesozoica, al Suroeste con la región de los pliegues y los mantos, a través de la falla de León y al Norte con la unidad de Picos de Europa. Compose el núcleo del Arco Astúrico (Figura 23). Los frentes de los cabalgamientos producidos durante el cierre del Arco Astúrico se desplazan hasta el Westfaliense (Martín Merino, 2014).

Dentro de la unidad Pisuerga-Carrión, el alto Pisuerga se encuentra en el extremo oriental y se divide en dos dominios estructurales intensamente plegados y fracturados:

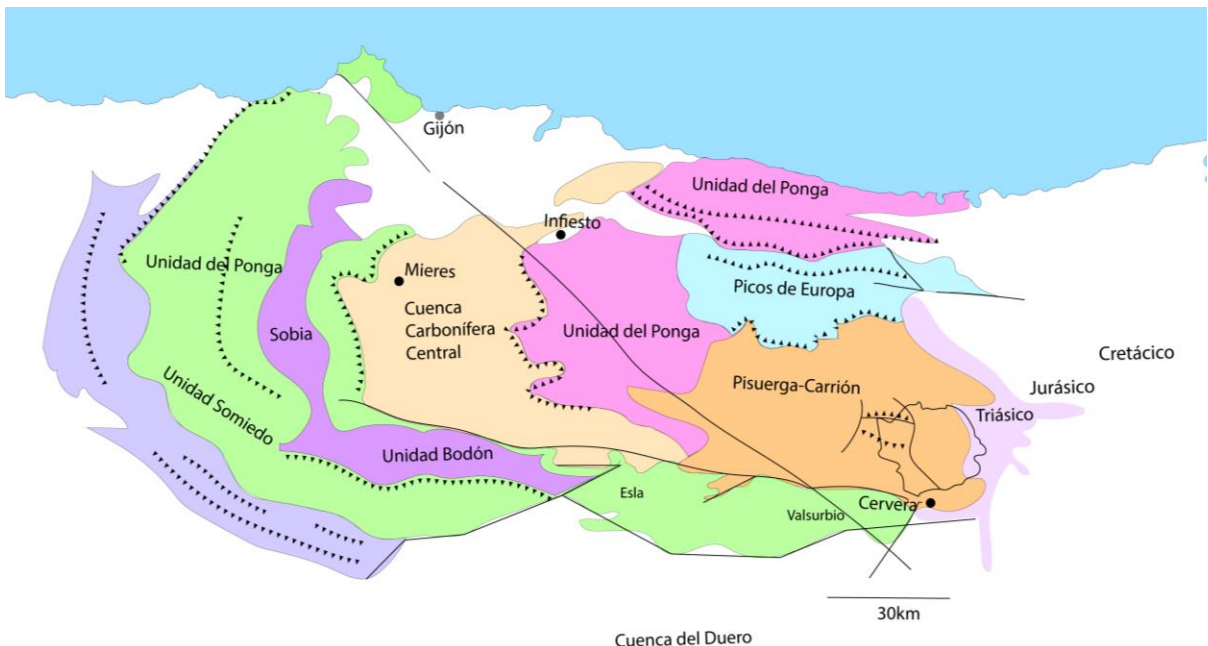


Figura 23. Unidades geológicas de la Zona Cantábrica simplificado a partir de Vera (2004, p. 25), si bien es un mapa que procede en su confección de Julivert (1971).

La parte occidental, al oeste de la Falla de levantamiento de La Pernía, está formada por pliegues gravitatorios en estratos devónicos y silúricos que se bifurcan en San Salvador de Cantamuda hacia el Oeste y Noroeste (Wagner et al., 1984b; Rodríguez Fernández, 1994). La división es clara y ya aparecía reflejada en el mapa de del Prado (1861). Estos pliegues se incluyen en los Mantos Palentinos que se interpretan como cabalgamientos gravitacionales (Fernández et al., 2004). Por su forma elongada pueden también considerarse como braquipliegues. La falla divisoria también es mencionada como falla de Polentinos o despegue de San Cristóbal (Figura 24). Los valles de Lebanza, Lores y Polentinos ocupan íntegramente este dominio geológico.

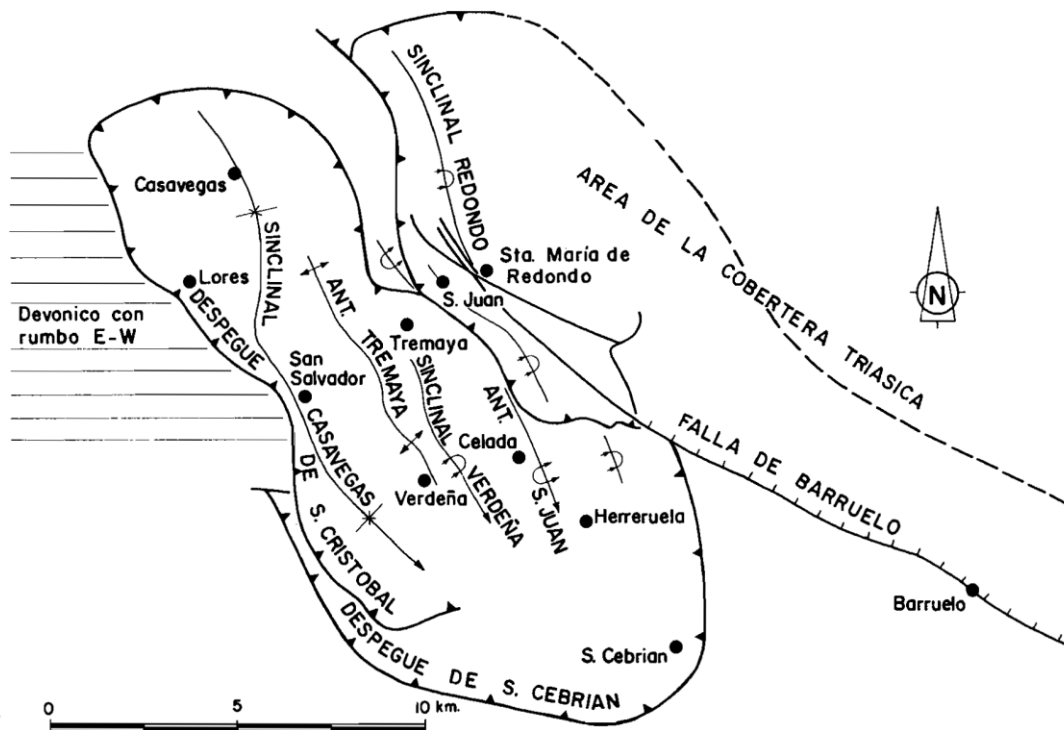


Figura 24. Esquema de las estructuras tectónicas derivadas de la Fase tectónica Astúrica en el Westfaliense superior y Estefaniense inferior (Wagner et al. 1984b).

En la parte oriental descansa la cuencas carbonífera central formada por un estilo de plegamientos eyectivos, es decir, con sinclinales amplios y anticlinales estrechos. Las estructuras fueron levantadas durante de la Fase Astúrica al norte de la falla de despegue de San Cebrián. Destacan por estar bien definidos el sinclinal de Redondo, hacia el este, con un perímetro de 25 km y el

sinclinal de Casavegas al noroeste. Este aparece levantado sobre el anticlinal de Verdeña gracias a la falla de Los Llazos al mirador de El Campo donde se aprecia con claridad. Tiene dirección SO-NE y que eleva el sector Noroeste de la cuenca contrasta con las frecuentes fallas en dirección SE-NO. Esta tectónica eyectiva ayudada por la fracturación ha generado escamas elevadas y hundidas en la extensión hacia el SE del sinclinal de Casavegas como el sinclinal de Celada, el anticlinal de Tremaya o el anticlinal de San Juan de Redondo. Esta sucesión genera una cierta confusión que hace que algunos autores individualicen el sinclinal de Castillería (Martín Merino, 2014) y otros que consideren todo el conjunto parte del sinclinal de Casavegas (Wagner et al. 1984b). El relieve estructural generado posteriormente hace inclinarme por la primera tesis.

2.1.3. Historia geológica

Dentro de la tectónica varisca, las fases tectónicas que afectan de forma más importante a la cuenca son la Palentina o Curavacas, la Leónica y la Astúrica entre 315 y 300 millones de años, durante el Carbonífero Silésico. Al ser una zona costera las fases tectónicas provocan una secuencia de ambientes continentales y marinos deposicionales donde se sucedieron 4 cuencas: Palentina (Westfaliense B), Leónica (Westfaliense D), Astúrica (Stefaniense A) y posiblemente Urálica (pre-Pérmico). Los episodios de transgresión marina o epirogénesis negativa (Figura 25) dieron como resultado la formación de franjas de calizas, que se pueden relacionar en función de su espesor con la duración y profundidad de la cuenca submarina. La posición del sector como espacio de costa dio origen a calizas arrecifales de la hoz de Piedrasluengas, a conglomerados en la desembocadura de ríos sobre la plataforma continental, a carbones por acumulación de vegetales en estuarios, areniscas en espacios de playa, o pizarras, limolitas y lutitas por la sedimentación terrígena en ambientes de estuario, que originan la presencia de *ripples* fósiles.

La fase tectónica más enérgica fue la **fase Palentina** que creó grandes mantos de corrimiento y pliegues isoclinales, generando facies diferentes sobre las estructuras autóctonas (Wagner et al., 1984b). Después se sucedieron abombamientos regionales con movimientos gravitatorios importantes asociados con la **fase Leónica**. A ella se debe la mencionada falla de la Pernía o despegue de San Cristóbal (N-S) donde la parte occidental se elevó 3.000 metros sobre la oriental. También originó la Falla de los Llazos (SO-NE) que elevó el sector noroccidental 2.500 m. Cuando terminó esta, la cuenca sedimentaria bascula hacia el Este y se expande formando la cuenca post-leónica donde se solapan las formaciones y se producen movimientos verticales que elevan el miembro de Sierra Coriza de la fm. Vergaño.

La **fase Astúrica** plegó todo el conjunto formando los pliegues isoclinales de Redondos, Casavegas y Castillería activando también la falla de despegue de San Cebrián (Wagner et al., 1984b). Una vez

finalizado el Carbonífero y durante el Pérmico se sucedieron movimientos tectónicos evidenciados por las vulcanitas se sucedieron hasta el comienzo de la fase deposicional del Triásico (Rodríguez Fernández et al., 1986). Mucho después de la sedimentación de la cobertera mesozoica, las fallas del basamento paleozoico se reactivaron, y se plegó la cobertera mesozoica durante la **orogenia alpina** en el Oligoceno a modo de pliegue de flexión de falla (Alonso et al., 2007).

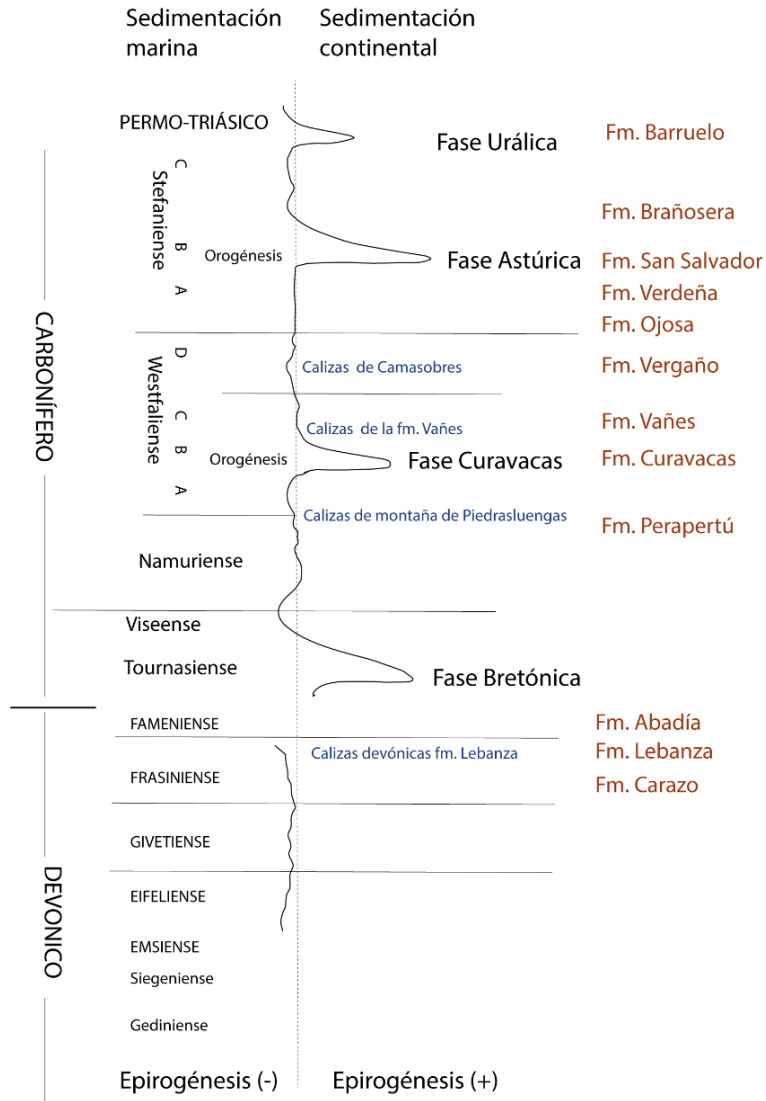


Figura 25. Principales episodios de epirogénesis, orogénesis y formaciones coetáneas. Modificado a partir de Kanis (1956)

2.2. Relieve estructural

Estructuralmente los plegamientos han sido fracturados por fallas de múltiples direcciones (Figura 26) conformando un relieve quebrado salpicado de crestas estructurales monoclinales individualizadas y destacadas por la erosión diferencial. Asociados a estos resaltes situados en los flancos de los pliegues se ha derivado la formación de surcos estructurales muy bien definidos. La estructura geológica ha dirigido también la red hidrográfica formando tramos de los valles en línea de falla y tramos contorneados, adaptados al plegamiento.

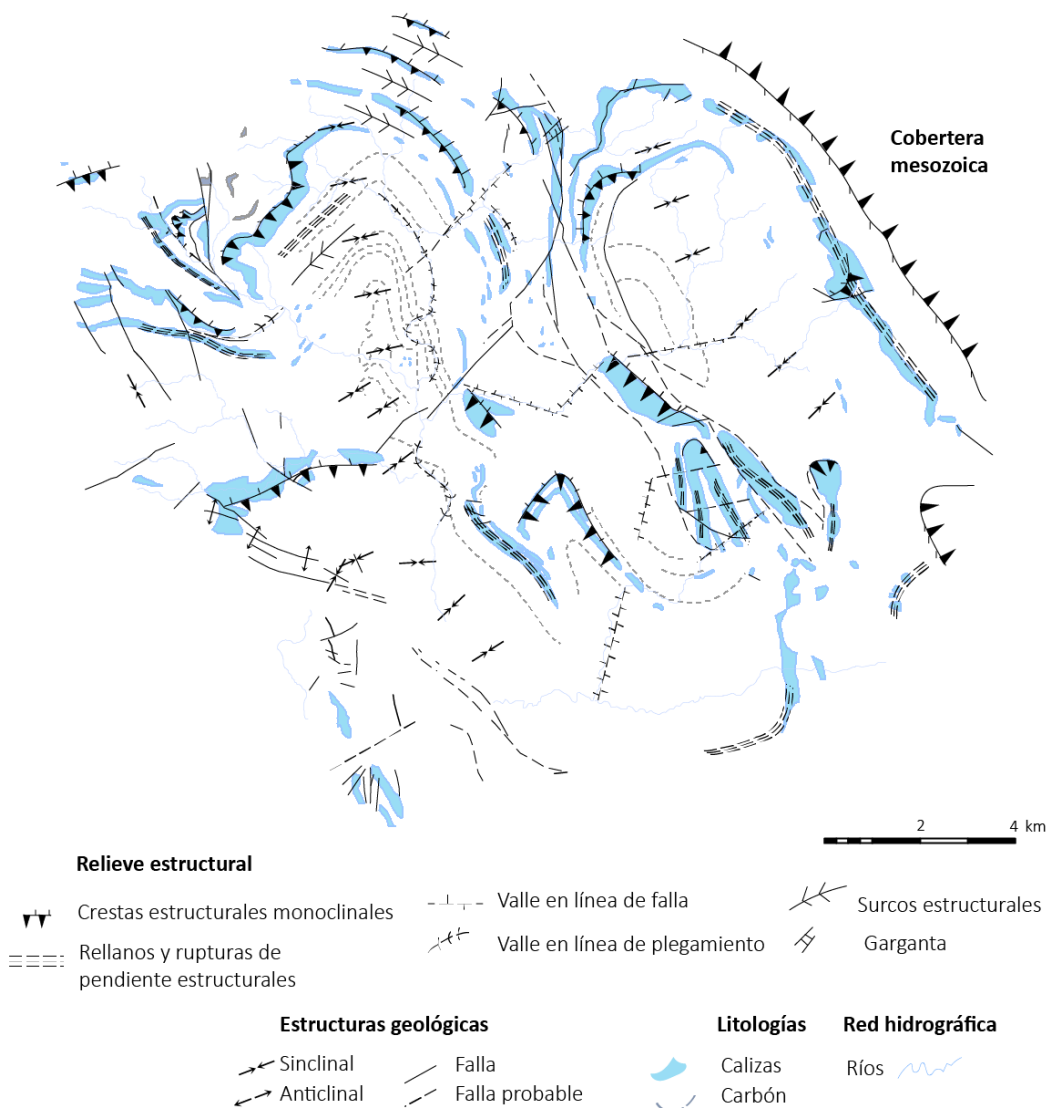


Figura 26. Elementos destacados del relieve estructural. Contextualizado con las principales estructuras geológicas, red hidrográfica y litología estructurante

a) Crestas estructurales monoclinales. Se estructuran en torno a las litologías más duras de las estructuras geológicas de plegamiento. Presentan en general buzamientos subverticales. Las crestas más destacadas son las siguientes:

- *Cresta estructural de Sierra Labra.* Se emplaza en el perímetro oriental de la cuenca llegando a superar los 2.100 m en la alineación de Peña Labra a Valdecebollas (Cuchillón 2.222 m). Su frente aflora en resalte monoclinol discordante con los materiales paleozoicos del Alto Pisuerga ya que forma parte de la cobertera mesozoica. Los conglomerados triásicos de su frente tienen buzamientos de entre 20 y 45°. En su dorso se aprecia que pertenece al perímetro del sinclinal de Alto Campoo. El relieve monoclinol de la cobertera ha determinado la disposición paralela de varios arroyos obsecuentes capaces de generar pequeños vallejoes anaclinales sin llegar a jerarquizarlos y favoreciendo la regularización en la base del frente.
- *Flanco septentrional de Peña Abismo* (Figura 15). El frente curvado tiene un desnivel superior a los 400 m. En este flanco norte del sinclinal de Redondo el afloramiento de calizas de la fm. Verdeña es más potente que en el flanco sur.
- *Resaltes monoclinales en calizas de la fm. Vergaño* presentes en los flancos por toda la cuenca (Peña Tremaya, Fuente del Cobre, Peña Abismo, etc.)
- *Zona anticlinal entre los sinclinales de Redondo y Castillería.* En este sector se levantan subverticales crestas alineadas meridionalmente. Estos alineamientos corresponden a las calizas de la fm. Perapertú y a los conglomerados de la fm. Curavacas.
- *Crestas meridionales del valle de Lebanza.* El afloramiento resistente devónico de la fm. Lebanza ha sido capaz de estructurar los valles de Polentinos, Lebanza y Lores en dirección latitudinal.

b) Rellanos y rupturas de pendiente estructurales. La intensa erosión y el desmantelamiento de la cuenca durante el Terciario no ha logrado regularizar todas las laderas, habiendo quedado en resalte algunos escalones. En general estos rellanos rompen la pendiente facilitando la definición de hombreras y plataformas en resalte en el sector oriental y suroriental. Las calizas de la formación Verdeña son las litologías que facilitan estas rupturas, siendo muy claras en la ladera occidental de Sierra Labra en el mismo rango altitudinal que la Fuente del Cobre.

c) Surcos estructurales. La erosión diferencial de los estratos deleznableos de los sinclinales de Casavegas y Redondos ha generado un relieve estructural de surcos rodeados de crestas en el flanco norte de ambos pliegues. Al situarse las capas con buzamiento subvertical, los surcos forman vallejoes cuasi simétricos y tienen un recorrido de hasta 5 km desde la sierra Alba hasta Camasobres. En ellos

se han adaptado ríos y arroyos ortoclinales entre los que destaca el Hontanillas y el Areños sobre el mismo surco.

d) Valles en línea de falla

Estos son frecuentes en todo el Alto Pisuerga pero muy en especial en el centro, en dirección Noreste-Suroeste, paralelos a la falla de Los Llazos (frente a Peña Tremaya). Esta fracturación es muy clara en al oeste del sinclinal de Redondo. El tramo alto del Pisuerga, antes de llegar a Tremaya, se ve afectado por esta fracturación vinculada a la falla de Los Llazos. El curso actual del río sigue estas líneas de debilidad y en el tramo entre San Juan de Redondo y Tremaya es perfectamente paralelo a la mencionada falla y también al tramo de valle del Lazán a su paso por Camasobres. La influencia de esta fracturación parece extenderse también al entorno de Celada, donde los arroyos atraviesan anaclinalmente las estructuras geológicas en la dirección NE-SO.

La garganta de la Hoz no cabría en la misma clasificación aunque si que sigue una línea de debilidad en una de las crestas monoclinales del dominio sinclinal de Casavegas. Esta fracturación intensa permite atravesar perpendicularmente el flanco en resalte de un nivel muy compacto de calizas.

e) Valles en línea de plegamiento, aperturas y estrechamientos de valle. La estructura geológica dominante obliga a los cursos fluviales a adaptarse a las crestas de los pliegues en los casos en los que la fracturación no determina la dirección del valle. En esta categoría entrarían los valles ortoclinales que siguen los surcos o pasillos estructurales ya mencionados pero hay que añadir los espacios intersticiales que se adaptan a las estructuras geológicas. Es el caso del tramo bajo del Pisuerga a partir de Peña Tremaya y del río Areños, capaz de generar profundos meandros siguiendo líneas de debilidad en la fm. Areños. Lógicamente la asimetría de los plegamientos y las zonas de contacto entre ellos genera diversas aperturas y estrechamientos de los valles que han permitido un mayor dinamismo fluvial y migraciones de cauces más lejanas como en el caso del sector del Pisuerga aguas abajo de San Juan de Redondo.

2.3. Breves notas sobre el clima⁷

El clima de la Cordillera Cantábrica se caracteriza por la inestabilidad y la diversidad de situaciones atmosféricas debido a la impronta del relieve, la cercanía al mar y la situación zonal en contacto continuo con el Frente Polar (Ortega y Morales, 2015). El relieve es capaz de individualizar sectores de la Cordillera y determinar mucho las precipitaciones. Sin ir muy lejos, en la Liébana el efecto Föhn por el abrigo a sotavento de Picos de Europa suaviza las temperaturas y disminuye las precipitaciones en relación con los valles contiguos. En el Alto Pisuegra, a mayor altitud, la situación a sotavento de Fuentes Carrionas y Picos de Europa reduce la penetración de masas de aire húmedas procedentes del Oeste y el Noroeste, sin embargo, en situaciones atmosféricas con masas de aire procedentes del Norte, la cuenca está muy expuesta al no existir una divisoria enérgica.

Por otro lado, el relieve determina que esta cuenca sea un espacio de transición entre el clima plenamente oceánico y el clima mediterráneo totalmente claro ya en Cervera de Pisuegra. La orientación Sur no obstante marca un mayor número de horas de sol y un menor número de laderas en umbría.

Las **temperaturas** son determinantes para el escaso desarrollo de la agricultura pues las **heladas** pueden darse desde el 25 de septiembre al 29 de mayo (Nafría et al., 2013). Hay que tener en cuenta que toda la cuenca se encuentra por encima de los 1.000 m. En la estación más baja de la cuenca (Requejada) el promedio de las temperaturas mínimas está 4 meses por debajo de 0°C (de diciembre a mediados de marzo) y excepto los 4 meses de verano el promedio de las mínimas se sitúa por debajo de 5°C. En el otro extremo altitudinal, el macizo de Valdecebollas, el promedio de las temperaturas mínimas que se sitúa por debajo de 0°C se extienden entre noviembre y abril, y tan solo entre julio y agosto se alcanzan los 10°C. En los fondos de valle durante el invierno es frecuente que se den inversiones térmicas que producen heladas persistentes en bajas altitudes.

Los veranos son muy frescos, el promedio de las temperaturas máximas por debajo de 10°C es de 4 meses en los valles y de 8 meses en las cumbres. En la estación de Requejada llega a los 25°C en julio y agosto mientras que en Valdecebollas no se superan los 18°C. Según el índice de aridez de Gaussen, esta se limita a julio y agosto en los sectores más bajos, siendo inexistentes en las cumbres.

⁷ En este apartado no se van a abordar cuestiones evolutivas del clima referidas al período del siglo XX y XXI, que por no resultar repetitivo se abordarán en el capítulo III, donde se explicarán más en profundidad en relación con otros procesos ambientales y en relación con sus consecuencias hidrológicas y geomorfológicas.

CAPÍTULO II. ÁREA DE ESTUDIO, CARACTERÍSTICAS GENERALES

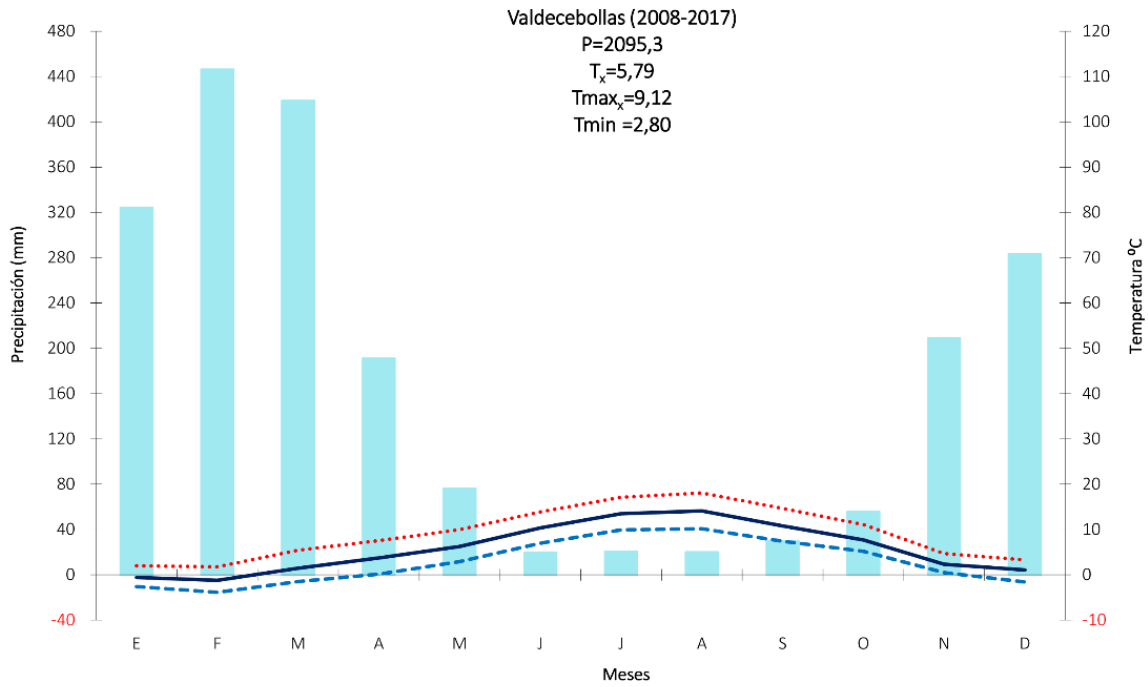
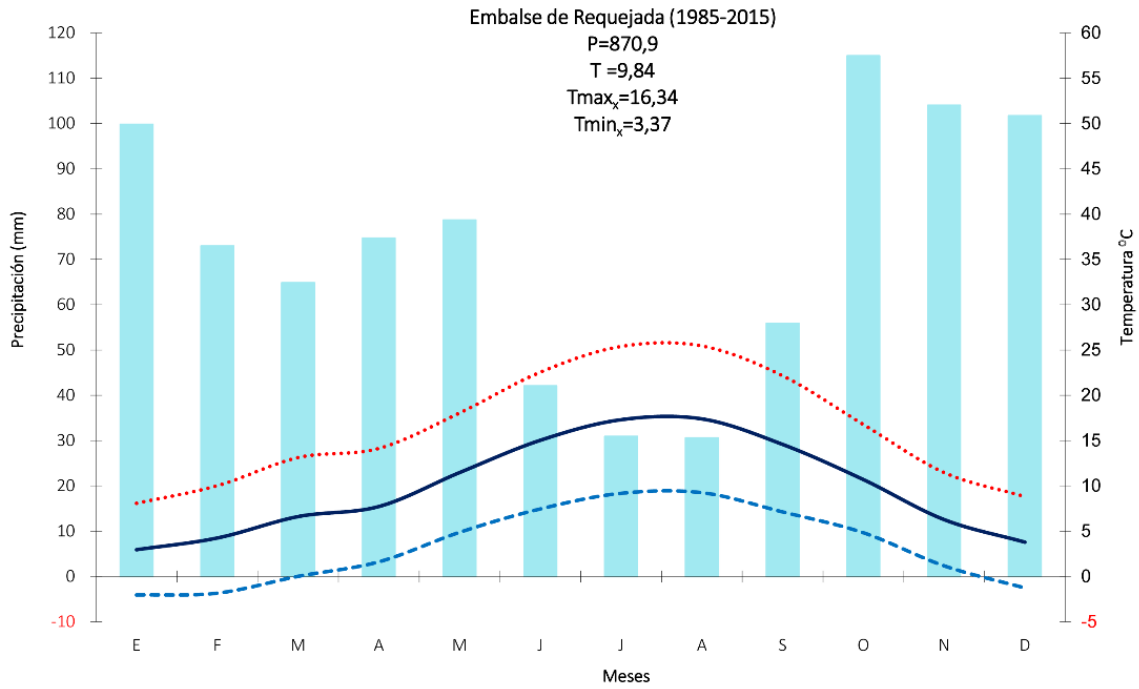


Figura 27. Diagramas ombrotérmicos de la estación meteorológica del embalse de Requejada (1.058 m) y del telenivómetro de Valdecebollas(1.910m) (las precipitaciones son aproximadas y se limitan al equivalente en agua del manto nival). Se entiende que infraestiman al no recoger la precipitación líquida, especialmente en primavera y que hay un error al entender homogénea la cantidad de agua de todos los tipos de nieve. Elaboración a partir de los datos de SAIH-Ebro.

Se producen oscilaciones térmicas entre la noche y el día que en verano alcanzan valores medios entre 17 y 22 °C. El frío en verano se debe a pasadas ocasionales de vaguadas árticas y polares con el anticiclón de las Azores situado muy al Norte y capacidad para generar retrógrados. Otras veces son crestas tropicales que en su zona de salida afectan perpendicularmente generando vientos muy húmedos y el ascenso de nubes estratiformes que forman nieblas orográficas al cruzar la divisoria como es frecuente en el puerto de Piedrasluengas. Enfrían el ambiente y permiten heladas veraniegas.

Las precipitaciones se adaptan bien al gradiente altitudinal y la disposición abierta hacia el Norte permite la penetración de las nubes. Alcanzan hasta los 2.000 mm en Sierra Labra-Valdecebollas, lo que equivale a una diferencia con las zonas más bajas de hasta 1.200 mm. Ortega y Morales, (2015), indican registros mayores a los 1.400 mm en la sierra Labra.

Mensualmente las partes altas y bajas (Figura 27) presentan notables diferencias. Este hecho se debe a los instrumentos de medida dado que en Valdecebollas se mide solamente el equivalente en agua de la nieve. En todo caso las precipitaciones en los valles tienen un régimen otoñal, recogándose los mayores registros de octubre a enero. En la estación de Lores (Ortega y Morales, 2015) también se ve esta dominante otoñal de las precipitaciones, si bien es noviembre y no octubre el mes con más lluvias. El Atlas Agroclimático de Castilla y León también confirma este punto. Lógicamente las nevadas en altura indican una descarga claramente invernal. Las precipitaciones en verano responden a fuertes tormentas (crestas Tm con baja térmica superficial y aire frío en altura de alguna vaguada o gota fría Pm) (Ortega y Morales, 2015).

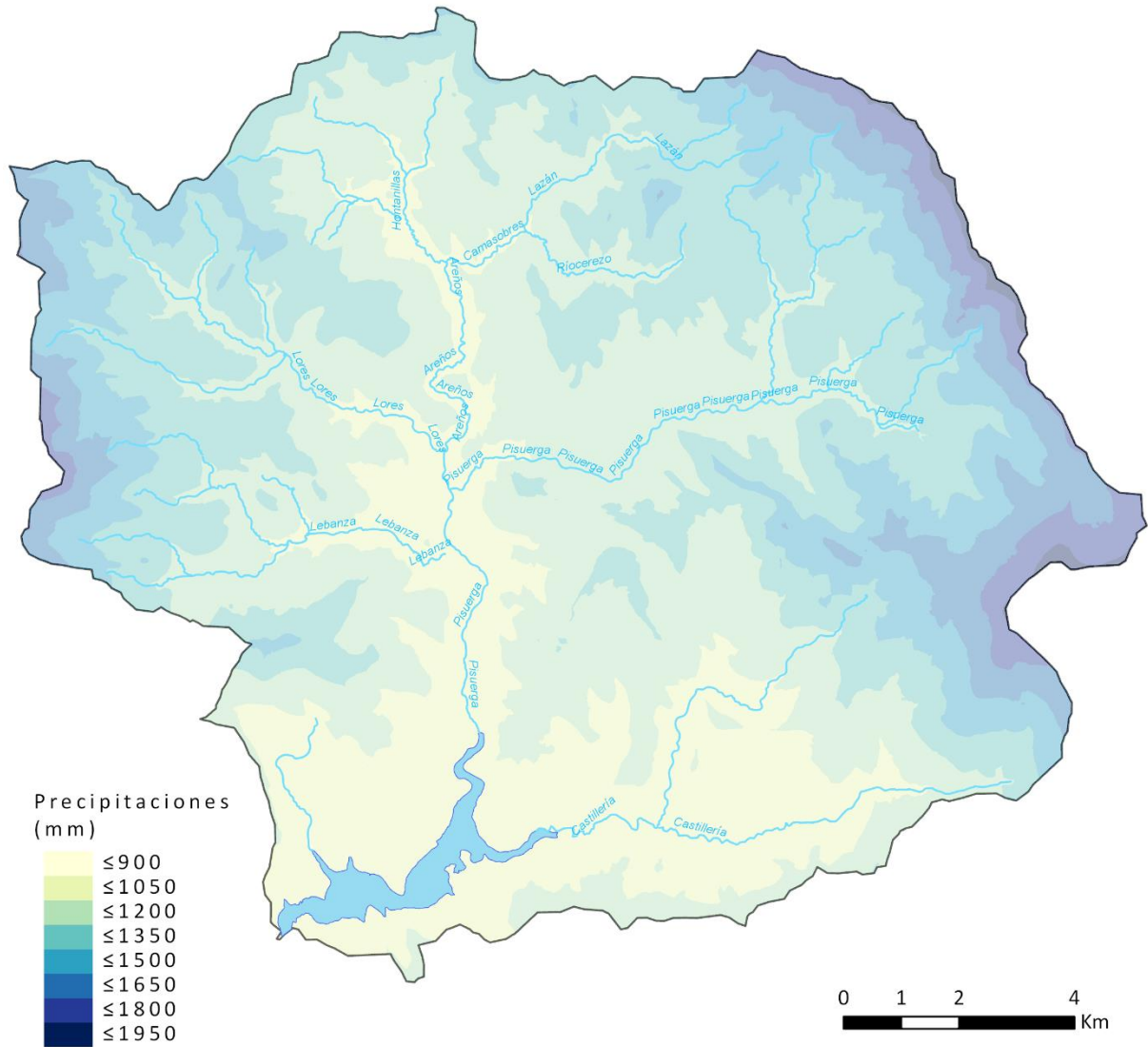


Figura 28. Precipitaciones en el período (1955 - 2016). Regresión espacial con las precipitaciones y la altitud añadiendo la componente residual por interpolación ponderando con el inverso de la distancia

En cuanto a las precipitaciones sólidas, la nieve es el mayor condicionante ecológico, y el principal agente modelador del relieve en toda la cuenca, especialmente por encima de los 1.200 m si bien su espesor del manto y la distribución temporal de las nevadas es muy irregular pudiendo combinar

inviernos de escasez con años de grandes nevadas como los inviernos de 2015 y 2018 en los que murieron animales y quedaron pueblos aislados. Entre el 31 de enero y el 7 de febrero de 2015 se registraron en Valdecebollas hasta 233 cm de espesor, acumulando en total 376 cm. Se producen generalmente con vaguadas polares profundas del noroeste, con coladas árticas y sobre todo cuando se genera una circulación retrógrada con aire muy frío como ocurrió en 1956, 1971 o 2015.

Por meses el telenivómetro de Valdecebollas indica que diciembre supera a enero en volumen. Noviembre sería el tercer mes en volumen, dejando muy por debajo a febrero, un mes más frío pero normalmente más estable.

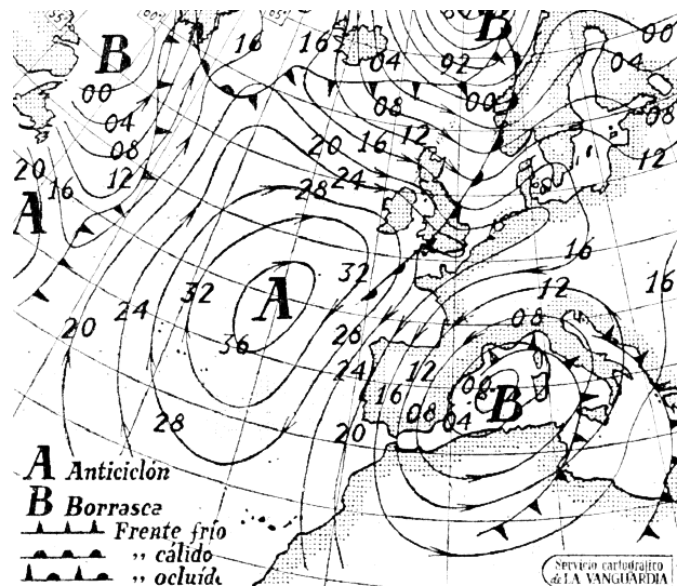


Figura 29. Situación típica que genera las nevadas más intensas. En este caso el 11 de noviembre de 1971. Toda la comarca queda aislada, sin luz, ni teléfono incluida Cervera. Fuente: La Vanguardia

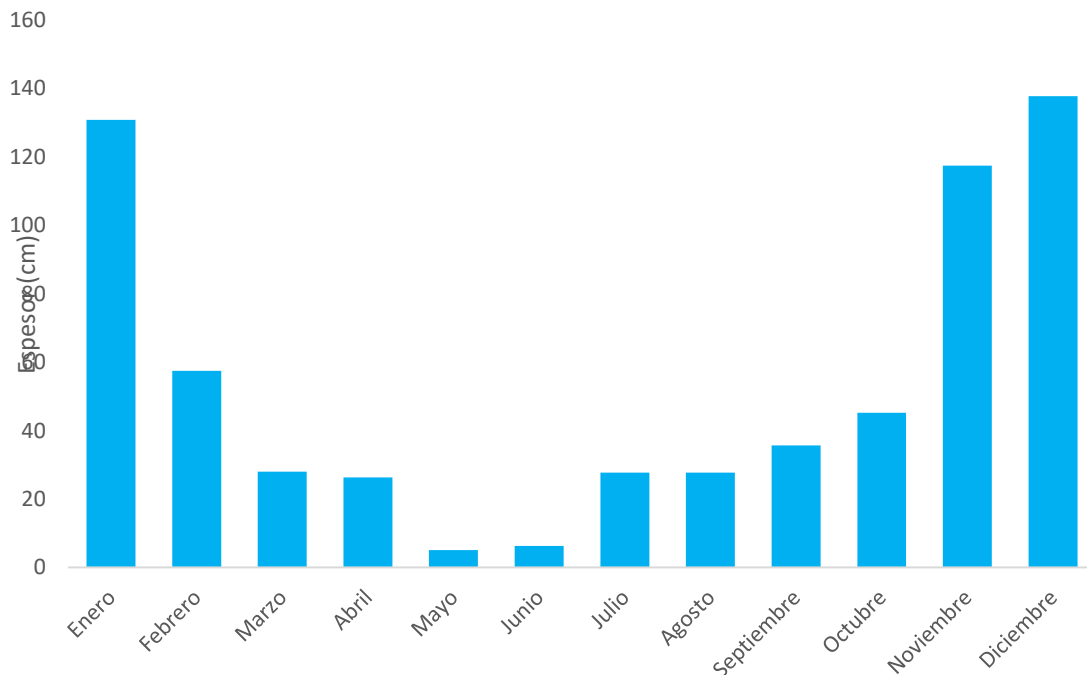


Figura 30. Espesor promedio de nieve acumulada en el telenivómetro de Valdecebollas. Período 2009-2017. Fuente: SAIH-EBRO

CAPÍTULO II. ÁREA DE ESTUDIO, CARACTERÍSTICAS GENERALES

La superficie media nevada en cada mes se ha intentado medir mediante imágenes de satélite Landsat 8 – OLI creando el índice NDSI con muy pocas imágenes disponibles. Destacan diciembre y enero con un 28,7 y un 39,5% de cuenca cubierta de nieve respectivamente. Las situaciones anticiclónicas con incrementos de temperatura repentino hacen que se sucedan episodios de fusión rápida del manto nival saturando de agua la totalidad de la cuenca. El número de días con nevadas en la única estación que tiene registros de este tipo largos (St^a M.^a de Redondo desde 1955) tiene un promedio de 41,64 días y una desviación de 13,23, pero siendo aún más irregular interanualmente en la cuantía.

La influencia del relieve como se ha dicho es fundamental de cara a su acumulación. En general la acumulación se produce a sotavento, es decir, en el caso de vaguadas del Noroeste, al Sureste y en el caso de coladas árticas y retrógradas hacia el Sur, un hecho que dificulta más la permanencia del manto nival. En el primer caso, la presencia del macizo de Fuentes Carrionas al Oeste causa una pequeña sombra nival al oeste del embalse de Requejada, e incluso en todo el sector occidental de la cuenca a excepción del sector de Peña Carazo (Figura 31).

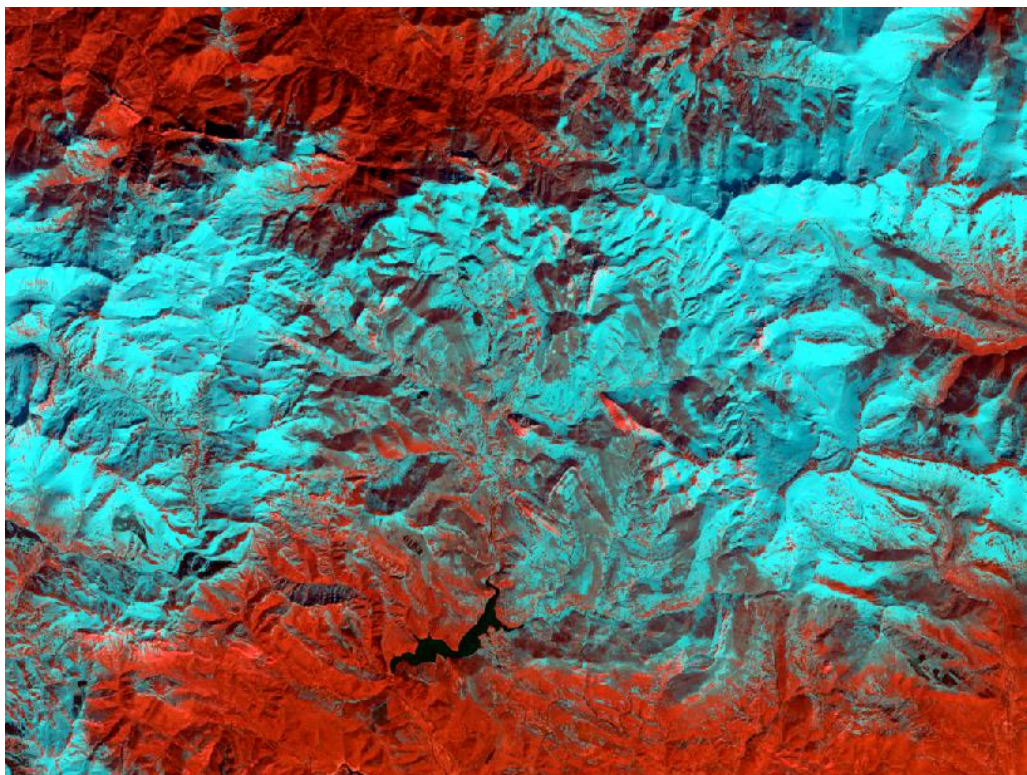


Figura 31. Composición en falso color de imagen de satélite Landsat 8-OLI de febrero de 2015

El otro fenómeno de precipitación sólida son las granizadas que, si bien no tienen demasiada incidencia puesto que no existen cultivos afectados por ellas, indican que la primavera es un momento de inestabilidad acusada.

Los valles son irregulares, pero en general amplios y permiten una mayor radiación solar, un promedio de $5,2 \text{ GJm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (Nafría et al., 2013), pero durante el invierno están sujetos a prolongadas situaciones de nieblas que los convierten en lugares fríos. Son comunes las nieblas orográficas en los bordes montañosos de la cuenca, pero también las nieblas de inversión formadas por la bajada de aire frío al atardecer ayudadas por el relieve que invierten las temperaturas en situaciones anticiclónicas prolongadas (Ortega y Morales, 2015). El viento procedente del Noroeste, Norte y Nordeste en invierno es quizás la variable menos determinante debido a la compartimentación de los valles y a la existencia de muchos abrigos montañosos en las laderas situadas al Sur donde generalmente se sitúan las localidades a excepción de Piedrasluengas.

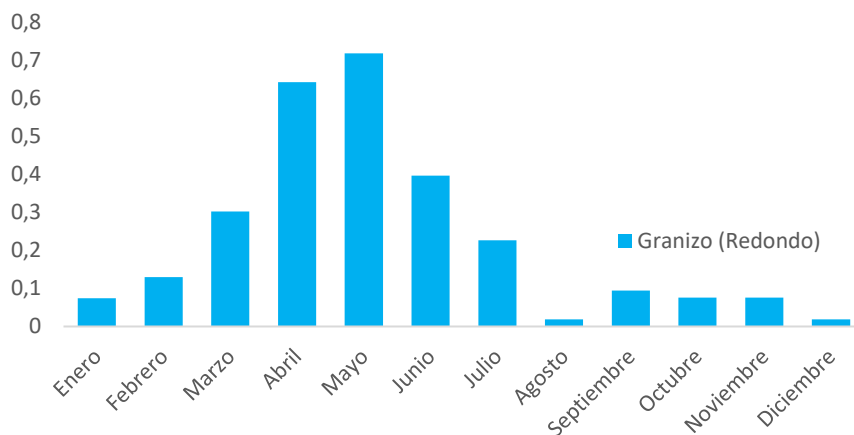


Figura 32. Promedio mensual de días de granizo en Stª Mª de Redondo

2.4. Breves notas sobre la vegetación y suelos

La vegetación del Alto Pisuegra se adapta a dos **pisos geocológicos**, el *piso montano* y el *piso subalpino*, este último muy estrecho. Dentro del *piso montano* se pueden separar varios geotopos en función de la especie dominante y las condiciones topoclimáticas. Los **hayedos** (*Fagus sylvatica*, L) ocupan las laderas frías y húmedas orientadas al Norte (Figura 34) aprovechando las umbrías de las crestas y los frentes y se adaptan bien a los suelos básicos y a las pendientes con pendientes superiores a 20°. Estos se han densificado en bosquetes y gozan de buena salud. Habitualmente son monoespecíficos y pocas especies son capaces de vivir bajo su dosel. En algunos puntos del Alto Pisuegra se asocian con los robles (*Q. petraea* y *Q. pyrenaica*), con fresnos (*Fraxinus angustifolia* Vahl.), con acebos (*Ilex aquifolium* L.) y algunos avellanos (*Corylus avellana*, L.) en zonas húmedas. Pueden aparecer asociados olmos (*Ulmus minor* L.), tejos (*Taxus baccata*) o boj (*Buxus sempervirens*, L.) (Polunin y Smythies, 1977), o también serbal (*Sorbus* sp.) y tilo (*Tilia* sp.) (Gil Sanchez et al., 2007).



Figura 33. Pequeño rodal de hayas orientado al Norte en el monte Carracedo, al sur de San Salvador

El **roble** se distribuye en dos tipos; el primero, monoespecífico de *Quercus pyrenaica* Willd. y una segunda asociación de *Quercus robur* L. y *Quercus petraea* (Matt), Liebl. El primero está en expansión y es hegemónico en más del 15% de la superficie ocupando la parte meridional de la cuenca sobre los

espacios más bajos y las solanas evitando los suelos más calizos. Es la especie arbórea con mayor capacidad de colonizar las antiguas parcelas de cultivo de cereal y también sobre algunos pastos de siega. Son la consecuencia de un intenso régimen de incendios y pastoreo (Tárrega et al., 2011). Altitudinalmente es capaz de sobrevivir hasta los 1.920 m excepcionalmente. Los sectores más pedregosos y silíceos favorecen al *Quercus petraea*, en mayor medida que el *Quercus robur*. A menudo se refugian en vallejitos abruptos y húmedos que han escapado de los incendios y también tienen un buen desarrollo en los bosques maduros cercanos a los pueblos.

Los **bosques mixtos** y la convivencia de especies se facilitan en las laderas con mayor humedad relativa, protegidas del viento y de las oscilaciones térmicas. Estas características están unidas a una competencia equilibrada por la luz de las distintas especies (Gil Sanchez et al., 2007, p. 95). Algunos de ellos tienen una historia de explotación al haberse conservado gracias a las dehesas donde han permanecido intactos los árboles más maduros. En el bosque mixto se desarrollan robles, hayas, fresnos, tilos, tejos, abedules, acebos, helechales en las zonas más umbrosas y otras higrófilas exigentes en agua.

Este tipo de bosque se intercala en los bordes de los arroyos con especies típicamente de ribera, como las salicáceas (*Salix alba*, L., *Salix cantábrica*, Rech.F., ...), arces, avellanos en el borde de pequeños arroyos, fresnos y álamos. El pinar es solamente testimonial, de la especie *Pinus sylvestris* L. fruto de repoblaciones. Al suroeste de la cuenca se desarrolla en la solana. Se trata del espacio preferido por la fauna⁸.

Los **arbustos** son característicos de espacios marginales como las lindes de antiguas parcelas, aunque también se han expandido a otros lugares limítrofes con los bosques jóvenes, los bordes de los caminos o las riberas de pequeños arroyos. Son muy identificativos de espacios abandonados. Destacan especies como el espino o majuelo (*Crataegus monogyna*, Jack.), el arándano (*Vaccinium myrtillus*, L.), la frambuesa (*Robus idaeus*, L.), rosáceas como el endrino (*Prunus spinosa*, L.) y también pudio (*Rhamnus alpina* L.), serbal (*Sorbus* sp.) y manzanos silvestres (*Malus sylvestris* (L.) Mill.). En las lindes saúcos (*Sambucus nigra* L.), escaramujos, grosellos, endrinos y zarzamoras (Ruesga, 2012). En los arroyos aparecen tilos (*Tillia* sp.), sargas (*Salix Eleagnos subsp. angustifolia*), bardagueras (*Salix atrocinerea*), mimbreras (*Salix purpurea*) (Rodríguez Llano et al., 1996).

La histórica tradición de incendios y la adaptación del espacio a la ganadería a lo largo de la historia mediante la roturación ha potenciado sin embargo el estrato de **matorral** hasta superar al estrato arbóreo en superficie como resultado de la acidificación de los suelos y el desarrollo rápido del brezal.

⁸ Entre la fauna se pueden advertir osos, jabalíes, corzos, venados, lobos, ardillas, mirlos, jilgueros, mavizas, tordos, abubillas, pardillas, arrendajos, águilas y cucos (Ruesga, 2012).

Esto no significa que no existiera con anterioridad al mismo, pero ocupaba menos espacio y se encontraba en lugares marginales y alejados. Destacan dos grupos de matorrales que debido a la confusión que se puede generar simplemente separo en las tribus taxonómicas Genista y Ericaceae, comúnmente incluidas como brezal. Son mucho más abundantes en la cuenca las genistas entre las que destaca el piornal, el escobar y el aulagar —*Cytisus oromediterránea*, *Genista florida*, *Retama sphaerocarpa*, *Ulex cantabricus*...—. Estas genistas se asocian bien con el robledal de *Quercus pyrenaica*, pero sobre todo crecen en los campos y prados abandonados.

El paso del piso montano al **piso subalpino** se aprecia de forma nítida sobre las laderas de la sierra Labra, con su culminación en el Pico Tres Mares. Sobre este crece el estrato herbáceo, que evoluciona hacia formaciones almohadilladas y espinosas del género *Echinopartum* sobre calizas solo en las cumbres por encima de los 2000 m y pequeños matorrales que parecen en clara expansión. Las comunidades alpinas han sido modificadas (Polunin y Smythies, 1977). Es un espacio al que Bertrand (1972a) llama geosistema supra forestal de macizos silíceos de vertiente sur sobre crestas y fondos de circo en los conglomerados triásicos caracterizados por una landa enana de *Genista obtusifolia* y *Juniperus nana*, céspedes de poa alpina, vegetación rupícola y líquenes en las pedreras. El **estrato herbáceo** se podría dividir entre aquel que forma praderas y el que aparece como sotobosque pues poseen características muy diferentes tras el trabajo de las distintas especies de ganado. Ambas están compuestas por un variado cortejo florístico donde destaca el lirón o *Narcissus nobile* seleccionado por la acción ganadera, la siega y el fuego. No obstante de cara a profundizar y precisar la información botánica es mejor dirigirse a otras fuentes para la Cordillera Cantábrica (Allende, 2002, 2006, 2007; y en concreto para el sector Álvarez et al., 2014).

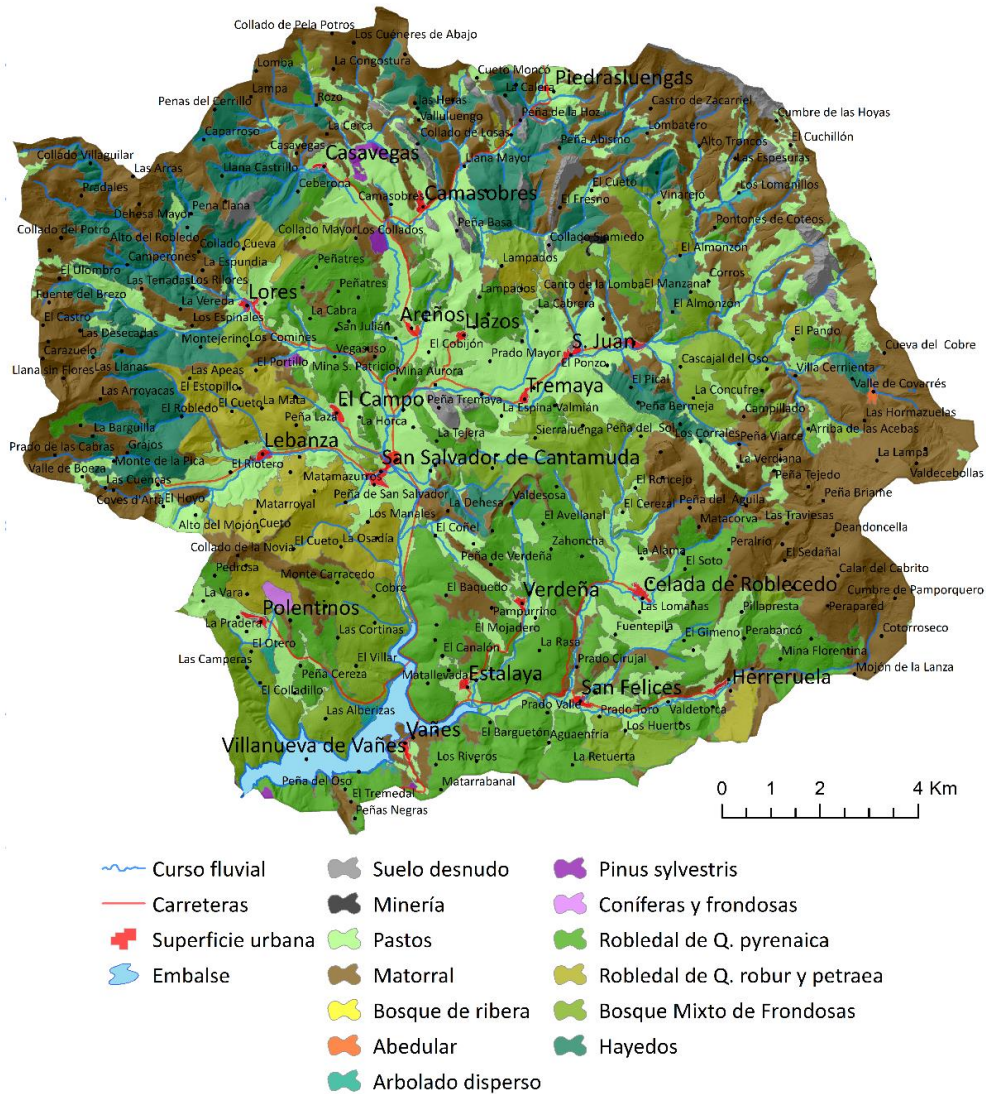


Figura 34. Distribución espacial de las principales formaciones y especies dominantes obtenidas del Mapa Forestal de España

Suelos

En la mayor parte de la superficie del Alto Pisuerga se han desarrollado suelos de tipo Cambisol húmico-CMu (Figura 35). Estos se aprecian con claridad en los fondos de valles con espesor superior a 1 m. Además, en esos valles junto a los flujos de agua en condiciones hidromorfas se han observado Fluvisoles-FL, Gleysoles-GL y Cambisoles gleycos-CMg (FAO, 2015).

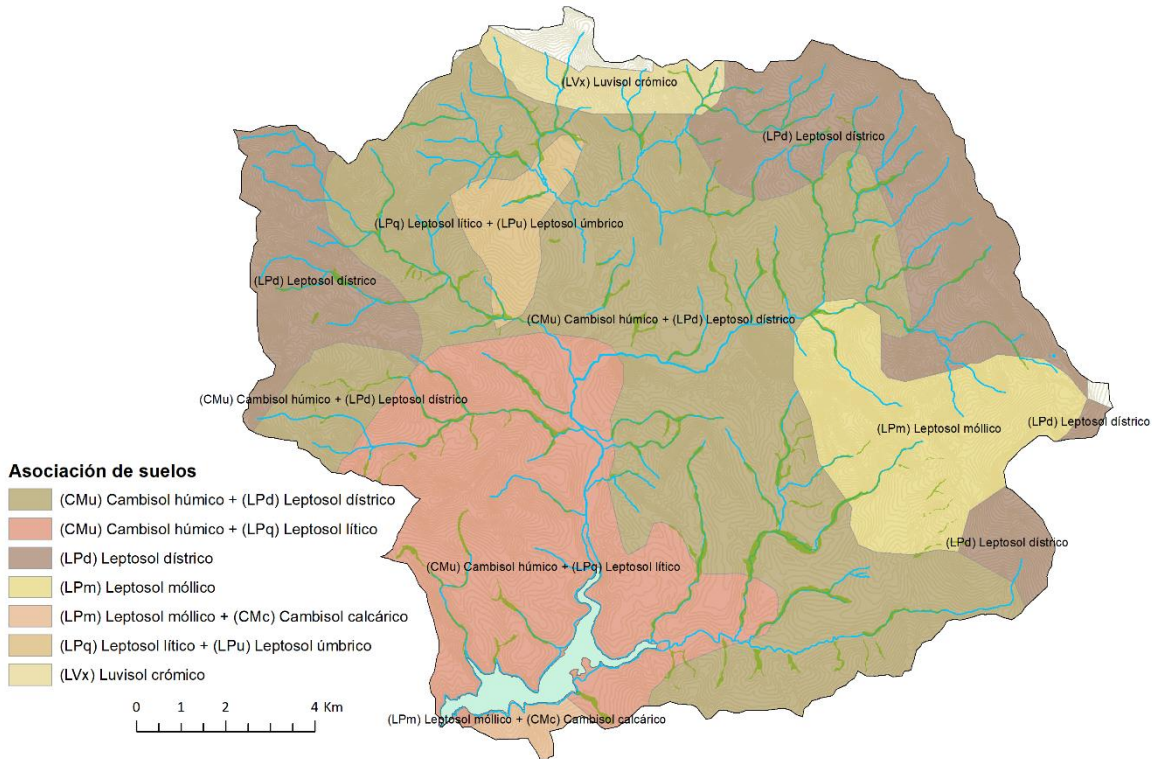


Figura 35. Asociaciones de suelos. Elaborado a través de la cartografía de suelos del IRNASA

En los bosques y laderas más umbrosas del piso montano se desarrollan cambisoles con un horizonte húmico y mollico (Alcalde et al., 1984). Especialmente en laderas con disponibilidad hídrica se desarrollan suelos muy vegetados con procesos de acidólisis (Schaeztl y Anderson, 2005). También pueden llegar a crearse podzoles (PZ) en las partes más vegetadas (Figura 36) con disponibilidad de agua (Bouma et al., 1969).

La disponibilidad hídrica mencionada puede ser sin embargo un obstáculo para la acidólisis si no se produce un drenaje ya que no se eliminan cationes básicos — Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ y Na^+ — y eso permite un desarrollo más fácil de especies calcícolas como las hayas. Al contrario laderas bien drenadas de



Figura 36. Vista superficial de los suelos en los bosques de caducifolias en umbría. A) Avance de la ladera norte de la divisoria entre Lores y Casavegas. B) Suelo podzol bajo un robleal del monte Carracedo (al sur de San Salvador de Cantamuda).

estos cationes favorecen a especies como los robles tolerantes a suelos más ácidos con óxidos de hierro y aluminio (Duchaufour, 1987).

Los cambisoles se sustituyen o alternan por leptosoles LP de diferentes tipos en las zonas más escarpadas. Estos tienen un desarrollo muy desigual dado que las laderas del Alto Pisuegra están sujetas a un elevado dinamismo geomorfológico por la acción nival con cambios constantes de drenaje y escorrentía que altera la formación de horizontes alternando procesos de pedogénesis progresiva y regresiva (Johnson y Watson-Stegner, 1987; Gerrard, 1992). Además han estado sujetos hasta los años 70 a una intensa antropización. En las partes más altas y escarpadas donde predomina



Figura 37. Por encima de los fondos de valle lo más habitual en la cuenca es encontrar regosoles (RG) y leptosoles (LP) con un escaso desarrollo de suelos

la erosión los leptosoles son de tipo dístico LPd (Figura 37). Son suelos de poco espesor, inferior a los 30 cm (Alcalde et al., 1984). Estos se combinan con regosoles RG si no se ha producido pedogénesis.

2.5. Breves notas sobre la población

La población (2017) es de 458 habitantes una población muy inferior a la existente antes del comienzo del éxodo rural y que posiblemente sea la menor desde el repoblamiento alto medieval. Desde comienzos del siglo XIX hasta 1950 sabemos que la población siempre superó los 3.000 habitantes (Figura 38). Durante todo este período ni los conflictos bélicos, ni las malas cosechas supusieron nunca un cambio de las condiciones de ocupación y explotación del territorio como el de los últimos 70 años. Solamente en la segunda mitad del siglo XX la cuenca perdió 2500 habitantes, lo que significa más del 75% de la población que había después de la posguerra. Desde la entrada en el siglo XXI cuando había 667 habitantes la dinámica demográfica cambió ya sin capacidad para expulsar población sino que la disminución de aproximadamente el 30% se ha producido por dinámica natural.

Actualmente las localidad más poblada es San Salvador de Cantamuda con 125 empadronados que tiene una cierta capacidad para ejercer como centro de la cuenca con una oferta limitada de servicios. El resto de los núcleos no superan los 40 habitantes. El valle de Redondo es el más poblado ya que entre los barrios de San Juan, Sta. María y Tremaya casi llegan al centenar de habitantes. Los Llazos, Areños y Verdeña tienen ya menos de 10 habitantes, el primero de ellos, tan solo 1. En la última década la localidad que ha decrecido más rápido ha sido Polentinos, que históricamente fue de los núcleos más grandes y que tiene ayuntamiento propio, en buena medida por estar mucho más aislado de la carretera principal y del flujo de turistas. A pesar de esta circunstancia y sin llegar a cambiar de modo drástico la situación, algunos datos convendría relativizarlos por dos fenómenos que se producen como es la variación de población estacional, personas que solo viven en verano y también algunos trabajadores, en general ganaderos, que se desplazan desde localidades cercanas fuera de la cuenca y que sería objeto de otro tipo de investigación.

Junto al declive demográfico se asocia también un dramático envejecimiento y una gran masculinización como se advierte en la pirámide de población y en la distribución por sexos de la población en cada localidad (Figura 38). Predominan los hombres de 40 a 60 años sobre las mujeres en esa franja de edad ya que en general forman el grueso de personas activas en la cuenca dedicados sobre todo a la ganadería.

CAPÍTULO II. ÁREA DE ESTUDIO, CARACTERÍSTICAS GENERALES

Tabla 3. Evolución de población en las localidades incluidos en la cuenca del Alto Pisuerga

	1826-1828 Dicc.Geog.Est. Miñano	1845-1850 Dicc.Geog.Est. Madoz	1857 Censo	1860 Censo	1877 Censo	1887 Censo	1897 Censo *pob.derecho (presentes+ausentes)	1900	1910	1920	1930	1940 Pob. Hecho	1950 Pob. Derecho	1960 Pob. Derecho *Redondo- Areños	1970 Pob.Derecho	1981 Censo	1991 Censo	2000 Nomencl ator	2005 Nomencl ator	2010 Nomencl ator	2015 Nomencl ator	2017 Nomencl ator
San Salvador de Cantamuda	219	115	579	541	621	566	616	603	641	618	615	738	703	698	485	676	499	158	154	149	126	125
Lebanza	197	109		33	22	20	20	19														
El Campo	115	57		39	30	20	21	17														
Lores	250	136		304	308	261	266	268	232	226	267	296	257	271	269			172	45	43	35	38
Santa María de Redondo	512	260	1001	1103	1089	1080	1114	1096	1089	1118	1092	948	937	916	493	676	499	61	57	49	43	38
San Juan de Redondo																		42	42	39	36	35
Tremaya	23	22																22	16	14		
Los Llazos	7	3																5	1	1		
Camasobres	237	99	774	814	788	750	785	808	760	714	678	677	635	500	303	357	262	31	24	23	20	17
Piedrasluengas	49	26																13	14	11	12	11
Areños	98	26																11	10	8	6	4
Casavegas	67	21																16	11	11	10	10
Celada de Roblecedo	313	198	207	216	215	210	220	217	219	218	211	282	261	227	149	357	262	20	21	20	23	22
Estalaya	155	89																10	19	18	14	14
San Felices de Castillería	118	99																17	17	13	13	11
Verdeña	107	62																16	23	16	7	9
Vañes	151	104	207	216	215	210	220	217	219	218	211	282	261	227	149	357	262	30	16	15	15	13
Herreruela de Castillería	158	186	216	240	226	252	274	269	281	279	188	138	127	86	59	357	262	25	21	20	20	21
Villanueva de Vañes	152	52	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Polentinos	300	467	260	277	282	275	277	279	330	318	333	283	324	264	202	164	119	91	71	69	55	44
TOTAL POBLACIÓN	3326	2212	3341	3499	3482	3399	3554	3504	3546	3532	3413	3323	3258	2960	1863	1197	880	667	620	550	496	458
TOTAL SIN VAÑES																						
* Entre 1857 y 1930 Vañes está con Rabanal y Valsadomin	3175	2108	3134	3283	3267	3189	3334	3287	3327	3314	3202	3041	2997	2733	1714	1197	880	637	604	535	481	445

Fuente: Fondo documental de censos del XIX INE

*En 1940 Villanueva de Vañes y Vañes quedan sumergidos. Se crea el nuevo Vañes

*1960. Vañes se une a Valsadomin y Rabanal

Fuente: Nomenclator

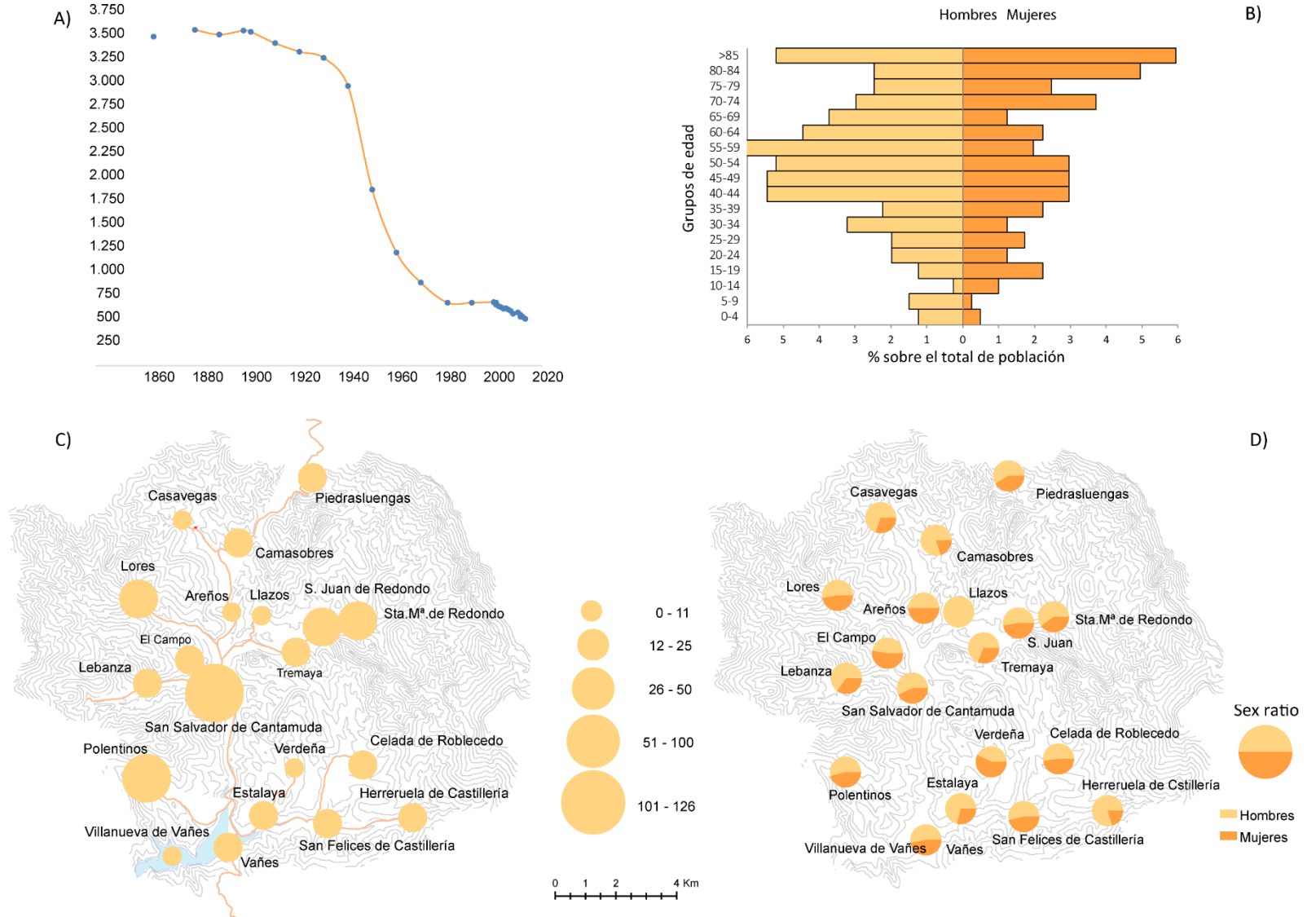


Figura 38. A) Evolución histórica de la población en el área de estudio. B) Pirámide de población conjunta de los municipios de La Pernía y Polentinos. C) Distribución por localidades de la población total. D) Distribución por localidades y sexo de la población total.

CAPÍTULO II. ÁREA DE ESTUDIO, CARACTERÍSTICAS GENERALES

CAP III. METODOLOGÍA

Al tratarse de un estudio de caso que integra al medio físico en su conjunto y con su trasfondo histórico ha obligado a combinar metodologías que permitan identificar nuevas variables desconocidas. Es necesario tomar un punto de vista realista y no demasiado positivista para poder abordar la cuestión ya que buena parte de los cambios son imperceptibles o inabordables (Higueras, 2003). A pesar de que los hechos culturales con impronta sobre el medio son irrepitibles y que es imposible reproducirlos en laboratorio, se facilita el trabajo mediante idealizaciones y abstracciones de las principales variables. Esto es posible según Weber (1904) acercando a las ciencias naturales y sociales. Para ello, la Geografía y en concreto la Geografía Física ofrecen un marco metodológico adecuado para el estudio integral de estas variables dentro de un estudio de caso.

La metodología seguida ha sido desarrollada a lo largo del proceso de investigación. El proceso de *documentación*, *las técnicas de campo* y *la instrumentación*, *los trabajos de laboratorio* y *de gabinete* han ido indicando cuáles de los planteamientos metodológicos podían ser más adecuados.

Bertrand y Bertrand (2015) exponen que en el estudio integral del medio ambiente, el desarrollo metodológico debía pasar por abordar la antropización en su dimensión histórica, por analizar la morfogénesis de laderas, estudiar los bioclimas locales y por los levantamientos de foto aérea. Todas estas cuestiones han sido incorporadas a la metodología general.

3.1. Proceso de documentación y series de datos

El proceso de documentación en un estudio integral del medio físico a diferentes escalas temporales (Figura 39) y espaciales como el que se aborda requiere el manejo de información diversa para poder comenzar a trabajar con las mínimas garantías de que no queden grandes vacíos en el conocimiento que se tiene de un espacio cambiante en sus procesos. Esta documentación se ha agrupado en cinco grandes bloques: *exploración, literatura, cartografía, fotografía y registros sistemáticos de series de datos* (Tabla 4). A excepción de la exploración propia, el resto de los recursos documentales varían en volumen según el período histórico en el que se crearon y dependen de las capacidades técnicas, de los recursos económicos y de los intereses predominantes de cada etapa. Esto se ve muy bien en toda la documentación que afecta a los usos de suelo, cuya observación ha tenido una transformación metodológica constante desde los primeros inventarios recogidos de forma manual y sistemática hasta las actuales técnicas de teledetección que permiten obtener información con una calidad y periodicidad cada vez mayor.

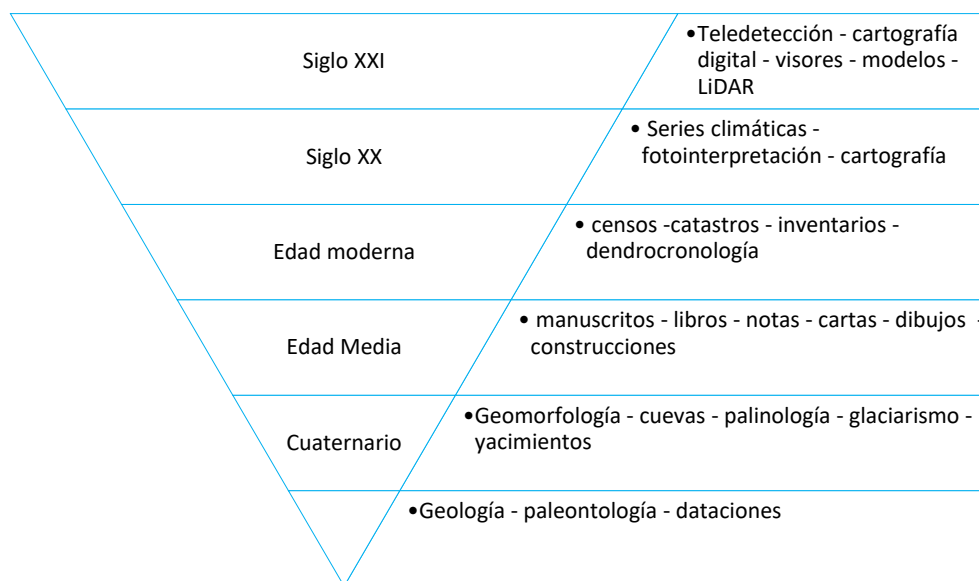


Figura 39. Escala temporal de las diferentes fuentes documentales

CAMBIO GLOBAL Y RESPUESTAS AMBIENTALES EN LA MONTAÑA CANTÁBRICA: EL ALTO PISUERGA

Tabla 4. Principales recursos documentales utilizados

		Tipos	Temática / Objetivo	Recurso	Institución
Imágenes	Fotografías actuales		Uso del suelo y coberturas	Fotografía digital	Instituto Geográfico Nacional (IGN)
	Fotografías históricas	Aéreas		Fotogramas aéreos	US Army Map Service Literatura antigua, Museo Piedad Isla, CHD, RR. SS, préstamos particulares
		Oblicuas		Fotografías en papel	
	Imágenes de satélite			Sentinel / Landsat	ESA, NASA
Series de datos			Climáticas	Precipitación, Temperaturas, Días de nieve, granizo	AEMET, CHE
			Hidrológicas	Evolución del embalse, caudales	CHD
			Población	Censos y padrones	INE
			Agrarios	Diccionarios Geográfico-Estadísticos Censo agrario	Madoz, Miñano INE
Cartografía	Cartografía de base	En papel			
		Digital	Geomorfología	Modelos Digitales de Elevaciones (MDE y LiDAR)	IGN
		Visores		Ortofotos 3D, Fototeca aérea	ITACYL, IGN
	Vectorial	Base Cartográfica Nacional		IGN	
	Cartografía temática	Vectorial		Mapa Forestal de España, SIOSE, CORINE LAND COVER	ITACYL, IGN, SAIH Duero, SAIH Ebro,
		Ráster	Medio Físico Vegetación, Cubiertas	Mapa Geosistemas Bertrand	Préstamo personal
Papel		Banco de Datos de la Naturaleza Serie MAGNA 1:50000, Mapas de la Universidad de Leiden		MAGRAMA Departamento de Geografía	
Modelo			Nivología	(Alonso González et al. 2018)	Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC
Bibliografía	Manuales		Todas		
	Archivo		Uso del suelo	Catastro de Ensenada Hemerotecas	Ministerio de Educación y Cultura. PARES
	Artículos científicos	Cordillera Cantábrica	Todas		
		Temáticos Entorno del Alto Pisuerga	Todas		
Lecturas divulgativas de la zona		Todas			

a) **El uso de imágenes.** En el análisis de los cambios evolutivos se han utilizado diversas imágenes que han ido ganando en complejidad. Se han utilizado 3 tipos, *oblicuas*, *aéreas* y *espaciales*. El uso de la fotointerpretación es fundamental para este tipo de análisis evolutivo de uso del suelo. Mediante esta técnica se ha evidenciado el abandono múltiples áreas del interior peninsular, e.g. La Rioja (Arnáez et al. 2011); Aragón (Lasanta et al. 2005) o Cantabria (Lallana, 2018).

- Las imágenes *oblicuas* antiguas permiten identificar posibles cambios respecto a la actualidad en pequeños sectores puntuales que se han tomado durante el trabajo de campo en la elaboración de la tesis. En el apartado 5.2. se interpretan algunas de ellas.
- Las imágenes *aéreas* utilizadas son las realizadas en las campañas de vuelos de 1945-46, 1956-57, 1973-1986, y las actuales del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (2004 a 2017). Todas ellas están disponibles a través de la Fototeca Digital del IGN <https://fototeca.cnig.es/> o en el caso de las que afectan a Castilla y León en el Geoportal del ITACyL mediante descarga directa o mediante el servicio WMS <http://orto.wms.itacyl.es/WMS?> que incluye la posibilidad de la visión estereoscópica en 3D.
- Las imágenes *espaciales* o *satelitales* permiten múltiples aplicaciones para el estudio del medio físico para un determinado instante, sin embargo presenta algunas dificultades para estudios evolutivos previos al siglo XXI dado el reciente desarrollo de este tipo soporte. Las primeras imágenes disponibles corresponden a comienzos de los años 70, momento en el cual la resolución espacial, espectral y temporal presentaban limitaciones. El satélite más antiguo es el Landsat que permite hacer series desde 1972 y que además es ofrecido de forma gratuita por la NASA. En la actualidad el Landsat 8 ofrece una resolución espacial de 30 m y temporal de 16 días que sobretodo en el caso de la temporal ha sido superada por otros satélites como el MODIS o el SPOT pero no en el caso de la espacial que es la que resulta más interesante para este trabajo entre las disponibles de forma gratuita. Las imágenes descargadas del servidor del gobierno de EE. UU. <https://earthexplorer.usgs.gov/> han sido todas las imágenes con una cobertura de nubes de la cuenca inferior al 5% desde el primer lanzamiento⁹. Recientemente el lanzamiento del satélite Sentinel por la Agencia Espacial Europea (ESA) ha permitido obtener una mejor resolución espacial de mayor calidad sin la posibilidad de establecer una serie tan larga. Se han seleccionado dos imágenes de calidad de este satélite para realizar cartografía reciente de vegetación.

⁹ 1972-1987. Landsat 1 a 5. Sensor MSS. B3 (Rojo) – B4 (NIR); 1972-1978. Landsat 1.; 1975-1983. Landsat 2; 1978-1983. Landsat 3; 1982-1993. Landsat 4; 1984-2013. Landsat 5; 1984-2011. Landsat 4 y 5. TM (Thematic mapper); 1984-2011. Landsat 7; 2013- 2016. Landsat 8. Sensor OLI. B4 (Rojo) y B5 (NIR); Sensor MSS (B5 ROJO-B6 NIR (0,7-0,8λ)).

b) Las series de datos. De cara al análisis cuantitativo, las series primarias de datos disponibles del medio físico utilizadas han sido las variables climáticas e hidrológicas. También se han utilizado series de datos de población y el censo ganadero.

- *Las series climáticas.* Los parámetros climáticos estudiados han requerido un análisis de los datos de nueve estaciones meteorológicas con datos pluviométricos, y otras cinco con datos térmicos obtenidos de la red de segundo orden de la Agencia Española de Meteorología (AEMET) (Tabla 5). Se han seleccionado las más útiles con las series más largas y se han depurado datos vacíos mensuales mediante el método de interpolación de las dos estaciones vecinas más próximas¹⁰ y se han eliminado los valores atípicos mediante la comparación de las series de anomalías.

Tabla 5. Estaciones meteorológicas utilizadas

Estación	Localización (x, y) UTM, ETRS 89	Altitud	Tipo	Periodo	Observaciones
Requejada	375123 4751856	1024	P, T	1961-2014	
St ^a . M ^a Redondo	382986 4760666	1200	P	1955-2014	Días de nevada
Polentinos	375411 4755245	1245	P	1965-2014	
Lores	374966 4761888	1210		1967-2009	
Cervera	377529 4746875	1013	P, T	1955-2014	10 km fuera
El Campo	376846 4759385	1185	P, T	1968-2002	

- *Las series hidrológicas.* Estas series se reducen a los datos de explotación del embalse de Requejada que han sido proporcionados por la Confederación Hidrográfica del Duero (CHD), entre los cuales destacan las entradas al embalse. Los que se nos han suministrado corresponden al período posterior a 1955-1956. Existen algunos modelos que estiman los datos de explotación hasta el año de cierre del embalse en 1940 (Mirame-MAPAMA), pero no he considerado oportuno utilizarlos por la gran diferencia que tiene este modelo con los datos reales.
- *Las series nivales.* En el caso de la nieve, se han obtenido datos de los días de nieve en la estación de Sta. M.^a de Redondo, de los espesores recogidos en el telenivómetro situado en la cubeta glaciar de Valdecebollas ofrecido por la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE) a través del servicio en tiempo real SAIH con datos desde 2008 con algunos errores y períodos vacíos. También ofrecen temperaturas, el volumen

¹⁰ $P_x = 0,5((\mu_x P_A / \mu_A) + (\mu_x P_B / \mu_B))$; A y B son las estaciones más cercanas y μ la media histórica de ese mes.

CAPÍTULO III. METODOLOGÍA

equivalente en agua a través del espesor de nieve y la presión atmosférica. Estas han sido complementadas por los datos modelizados en celdas de 10 km² mediante el Factorial Snow Model 1.0 entre 1980 y 2014 (Alonso González et al., 2018).

- Las *series de población*. Los datos de poblaciones a partir del año 1857 proceden del Instituto Nacional de Estadística (INE) a través de los distintos censos de población, del Padrón Municipal de Habitantes y del Nomenclátor para poder conocer los datos de las pedanías incluidas en la cuenca y que pertenecen al municipio de Cervera que desborda ampliamente la extensión de la cuenca. Con anterioridad a 1857 los datos obtenidos pertenecen a los diccionarios geográfico-estadísticos de Miñano (1826) y Madoz (1850).
- Los datos de *ganadería* han sido elaborados a partir del censo agrario de 2009, el último disponible.

c) La cartografía de referencia. Aunque se ha elaborado cartografía desde cero para esta tesis, ha sido necesaria la utilización de otra ya realizada (*general y temática*) disponible en diferentes formatos (papel, vectorial, ráster o mediante visores).

- *La cartografía general* utilizada ha procedido fundamentalmente del IGN. Se ha trabajado con mapas topográficos a escala 1:25.000 en todos los formatos, con la Base Cartográfica Nacional (BCN) a escala 1:25.000 en formato vectorial y con Modelos Digitales de Elevaciones con tamaños de celda de 5, 25 y 100 m de lado en función del nivel de detalle y la escala necesaria.
- *La cartografía temática* consultada ha sido diversa, parte de la cual ha sido obtenida de la mencionada BCN a la que hay que añadir varias áreas temáticas:
 - *La cartografía geológica*. Se ha trabajado fundamentalmente con los mapas geológicos en papel de la serie MAGNA del Instituto Geológico y Minero Español (IGME) a escala 1:50.000 que poseen mucho más detalle que las capas subidas a la web. Adicionalmente se han consultado para contrastar los mapas disponibles en papel de las publicaciones del Departamento de Geología de la Universidad de Leiden, de gran calidad y precisión.
- *La cartografía forestal y de usos de suelo*. Entre las fuentes con información de cubiertas de suelo de mayor detalle se pueden destacar el *Sistema de Información de Ocupación del Suelo de España (SIOSE)* creado en 2006 y actualizado en 2011 y El *mapa forestal de España (MFE)* a escala 1:50.000 creado entre 1997 y 2003 fruto del Tercer Inventario Forestal. El mapa forestal a esta escala supone una fuente muy rica pues ofrece información de porcentajes de recubrimiento de arbolado y matorral, asociaciones hasta de tercer nivel, grado de desarrollo de los bosques, precisa diferenciación entre estratos con estadios intermedios o distribuciones artificiales en el terreno que permiten un estudio derivado con un gran potencial

biogeográfico. La cartografía derivada del Segundo Inventario Forestal realizado entre 1986 y 1995 no ha sido utilizada al ofrecerse a una escala poco detallada (1:250.000). Otra de las fuentes habituales como es el CORINE Land Cover no se ha utilizado por su escaso nivel de detalle. El *MFE* es un proyecto de ámbito nacional, aunque el trabajo se realiza por provincias. Es generado por medio de la fotointerpretación sobre ortofotos digitales al mismo tiempo que se complementa la base de datos alfanumérica. Las posibles dudas que surgen se complementan con numerosas comprobaciones sobre el terreno, con apoyo en estos casos de fotografías aéreas convencionales y actualizadas. De esta manera se obtiene un producto final digitalizado. El Mapa Forestal de España a escala 1:50.000 es la cartografía de la situación actual de las masas forestales, realizada desde el *Banco de Datos de la Naturaleza de la Dirección General de Medio Natural*, siguiendo un modelo conceptual de usos del suelo jerarquizados, desarrollados en las clases forestales, especialmente en las arboledas. Tiene su antecedente en el antiguo Mapa de Cultivos y Aprovechamientos y recientemente en el Mapa Forestal de España a escala 1:200.000. Es un proyecto continuo de periodicidad decenal siendo su función principal la de servir de cartografía básica para el Inventario Forestal Nacional. El conjunto de datos al que hace referencia este metadato es la provincia de Palencia. Algunas de las fuentes más completas no han sido de utilidad por la escala, e.g. el atlas forestal de Castilla y León que ofrece un mapa a escala 1:400.000. *Cartografía catastral, parcelario y servidumbres*. Se ha obtenido cartografía en formato vectorial desde la sede electrónica del catastro <https://www.sedecatastro.gob.es/>

d) La literatura de referencia. Esta se ha dividido entre la *literatura científica, divulgativa* y el uso de *archivos y hemeroteca*.

- La *literatura científica* sobre la que se ha podido construir la evolución climática y de cubiertas a partir del Pleistoceno se basa en estudios palinológicos (Menéndez Amor y Florschütz, 1963; Mariscal, 1983), en el detallado estudio de los espeleotemas de la Cueva del Cobre (Muñoz, 2008) y en la evolución glaciár modelizada para el centro de la Cordillera (Serrano et al., 2013, 2017). Para la elaboración de la síntesis geológica y el mapa geológico editado ha sido fundamental la cartografía geológica. La cartografía consultada, de mayor calidad han sido los mapas geológicos de los investigadores de la universidad de Leiden y la cartografía del mapa geológico de la serie MAGNA 1:50.000, hojas 81, 82, 106 y 107, esta última en clara discrepancia con las anteriores. Debido a las contradicciones en los puntos de unión de las hojas y en algunas formaciones geológicas se han tenido que interpretar algunos sectores. Se han elegido las formaciones definidas por

Lobato et al. (1985) y por Rodríguez Fernández et al. (1994a). La interpretación de las diferentes estructuras y litologías se ha realizado fundamentalmente siguiendo Rodríguez Fernández y Heredia (1987) con incorporación de cuestiones apuntadas por otros autores ya mencionados.

El estudio del Cuaternario es más reciente, impulsado por nuevas corrientes científicas. Estos datos paleoclimáticos se han podido estudiar fundamentalmente mediante la literatura existente en esta área. Esta ha tenido en cuenta el estudio de la *evolución glacial* del área (Serrano y Gutiérrez, 2000, 2002; Serrano y González Trueba, 2004a; Pellitero y Serrano, 2008; Serrano et al., 2013, 2015b), el estudio de la evolución de los espeleotemas en la Cueva del Cobre (Muñoz, 2008; Martín-Chivelet et al., 2011), los estudios polínicos (Menéndez-Amor y Florschütz, 1963; Mariscal, 1983). A una escala menos detallada, la literatura dendrocronológica (Saz, 2003) permite el estudio del clima histórico junto a otras fuentes documentales indirectas (González Trueba, 2008; Fagan et al., 2009; Alberola, 2014). Junto a esta literatura se han podido interpretar diferentes parámetros evolutivos como es la evolución de las formas de acumulación y erosión de los fondos de valle.

- El conocimiento de la realidad social de un espacio exige también la consulta de *fuentes de carácter divulgativo* no por ello carentes de utilidad pues permiten conocer el sentir general y la visión local. En este sentido la editorial Arauz es una referencia para toda la Montaña Palentina. Cabe destacar la Colección Historia de la Montaña Palentina.
- Los datos de *archivo y hemeroteca*. La documentación de fuentes históricas tiene un gran valor en estudios de cambio y se ha venido desarrollando desde los años 80 (Fidalgo, 1987). Se ha focalizado la búsqueda de datos relevantes de usos de suelo, y de situaciones atmosféricas destacadas. Las fuentes históricas más antiguas con un recuento sistemático nos llevan al catastro del marqués de la Ensenada (1749). En él se realizó un censo completo a través de un cuestionario estandarizado en el que destacaban cuestiones destacadas como la superficie cultivada y de pasto por especie y calidad entre otras muchas. La traducción al sistema métrico trae numerosos problemas, pero permite hacernos una idea aproximada de la magnitud del cambio. Este ha sido útil en la investigación geohistórica (Camarero, 2002) y geoclimática (Gómez Ortiz y Plana Castellví, 2006). El uso de fuentes históricas es un recurso muy importante para la reconstrucción de cubiertas suelo, como se ha realizado en numerosos estudios, también para toda Europa (Fuchs et al., 2015).
- Se han intentado apreciar cambios históricos en la red hidrográfica gracias a la cartografía histórica, imágenes y dibujos que han sido de utilidad. El siglo XVIII supone el primer momento de la historia en el que se cuenta con fuentes de primer orden, datos estadísticos de la población y sus características modernos. En primer

lugar, el catastro del Marqués de la Ensenada en 1749, cuyas respuestas generales trataban de unificar fiscalmente el Antiguo Régimen. Se ha revisado asimismo el Real Archivo de Chancillería de Valladolid en busca de pleitos, dibujos, planos y óleos antiguos. Han resultado especialmente útiles los pleitos disponibles desde el siglo XV. Los planos y óleos, existentes en otras zonas de la Corona de Castilla, en el caso del río Pisuerga no los hay aguas arriba de Santa María de Mave.

- e) **La exploración y la observación de campo.** El trabajo de campo constituye el fundamento principal sobre el que se ha realizado esta investigación. La observación directa aparece en la mayoría de los resultados, especialmente en la cartografía geomorfológica. Su validez ha sido ampliamente demostrada en diferentes espacios de la Cordillera Cantábrica, e.g. (Frochoso, 1990; González Trueba, 2007; Pellitero, 2014).

3.2. Técnicas de campo, instrumentación y obtención de datos in situ

- a) **La descripción litoestratigráfica de depósitos.** Esta ha sido una técnica fundamental para la reconstrucción de la evolución de los valles desde el final del Cuaternario y para el estudio de la carga sedimentaria reciente a partir de la puesta en funcionamiento del embalse de La Requejada en 1940 en el interior de este. Mediante el trabajo de campo se han podido identificar estos depósitos, pero sobre todo se ha podido establecer la evolución del relieve en el Cuaternario vinculada a cambios ambientales que por ser recientes a escala geológica nos permiten interpretarlos de manera más sencilla y con algunos datos paleoclimáticos contrastados (e.g., Miall, 1996; Serrano et al. 2013; González Amuchástegi y Serrano; Pérez Lambán et al. 2018).
- b) **La extracción de muestras de sedimento.** Se han extraído muestras de sedimento de los diferentes estratos diferenciados en los perfiles litoestratigráficos más representativos (Tabla 6) de forma indiferenciada incluyendo texturas finas y gruesas después de eliminar la parte exterior del depósito en contacto con la atmósfera. En todos los perfiles a excepción de uno el destino de las muestras ha sido solamente el análisis sedimentológico por lo que se ha recogido una cantidad de 300 g aproximadamente en bolsas individuales. En el caso del perfil de Casavegas, se han extraído 4 muestras adicionales de unos 50 g con el objetivo de realizar una datación del sedimento fino por radiocarbono AMS (acelerator mass spectrometry) (Libby, 1946) enviada al laboratorio de la Queens University de Belfast.

CAPÍTULO III. METODOLOGÍA

Tabla 6. Perfiles litoestratigráficos estudiados y su profundidad de análisis

Depósito	Coordenadas	Altitud	Espesor	Tipo de análisis	Objetivo
Casavegas (AC)	377634; 4763342	1340	260	Estadísticos granulométricos de la fracción fina y gruesa en laboratorio. Color, contenido orgánico, datación por radiocarbono	Conocer evidencias de cambios antrópicos, características del ambiente sedimentario y fechas.
Areños (AR)	378268; 4761811	1159	144	Granulometría fracciones gruesas y finas en laboratorio	Conocer si el depósito procede de las laderas o si es fluvial
Ríocerezo (RC)	379710; 4763383	1145	150	Descripción litoestratigráfica in situ	Establecer similitudes con depósito (AC)
Verdeña (VE)	380842; 4756094	1201	155	Descripción litoestratigráfica in situ	Relacionar fases de sedimentación coluvial
Requejada (RQa)	378621; 4753035	1057	220	Estadísticos granulométricos de la fracción fina en laboratorio. Color, contenido orgánico.	Buscar indicadores de cambio de tendencias en la sedimentación del embalse (1940-2016)
Requejada (RQb)	378498; 4753985	1055	128	Estadísticos granulométricos de la fracción fina en laboratorio. Color, contenido orgánico.	Buscar indicadores de cambio de tendencias en la sedimentación del embalse (1940-2017)
Lombatero (LO)	381889; 4761967	1484	130	Descripción litoestratigráfica in situ	Identificar fases de relleno en fondo de valle
Ladera de Tres Mares (TM)	384806; 4764379	1520	180	Descripción litoestratigráfica in situ	Búsqueda de evidencias de periglaciario
Peña Briame (PB)	385853; 4756953	1640	40	Estadísticos granulométricos de la fracción fina en laboratorio. Color, contenido orgánico.	Conocer el tipo de sedimentación del depósito que recubre las laderas regularizadas de Sierra Labra
Polentinos (PL)	375277; 4754655	1186	105	Descripción litoestratigráfica y granulométrica de uno del nivel de finos	Conocer el tipo de transporte

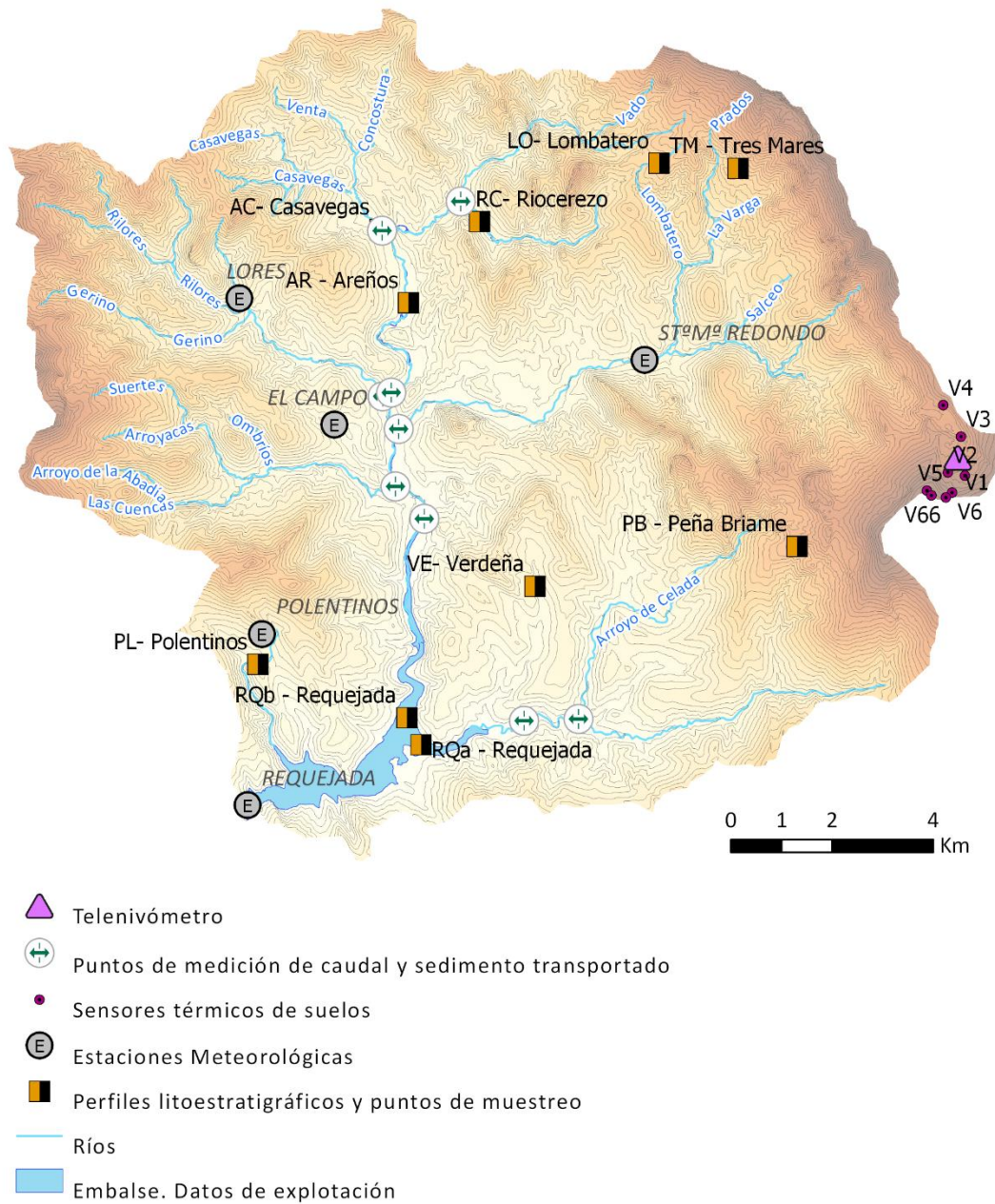


Figura 40. Localización de los diferentes puntos de extracción de muestras, datos e información

c) **La identificación de geoformas y la elaboración del borrador del mapa geomorfológico**

Para la interpretación del modelado en el cuaternario se han realizado varias campañas de trabajo de campo. Durante el desarrollo de estas se han podido diferenciar formas de todo tipo; *glaciares, periglaciares, fluviales, de ladera, antrópicas y estructurales*. Junto a la literatura se han podido interpretar diferentes patrones evolutivos como es la sucesión de las formas de acumulación y erosión de los fondos de valle. En este sentido se ha podido establecer una interpretación de la formación de terrazas y glacis mediante mediciones de estas y de sus depósitos en el trabajo de campo.

En el caso de la identificación de las terrazas fluviales sobre todo, que exigen una mayor precisión altimétrica, de desniveles y distancias estas se definieron en campo con ayuda de un telémetro digital *Nikkon*. Posteriormente, la identificación de estas formas y el resto han sido dibujadas con ayuda del MDE LiDAR de 5m. de resolución y mediante a la visión estereoscópica de fotografía aérea con ayuda de los visores del ITACyL y del CNIG.

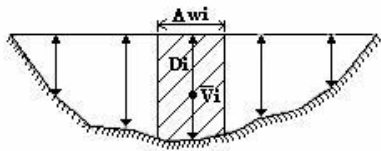
d) ***Extracción de muestras de anillos de árboles.*** Se ha procedido a extraer algunos anillos de árboles para estudiar el ritmo de crecimiento anual de la biomasa pero ha sido un método descartado después de comprobar que al tratarse de un bosque húmedo, las caducifolias apenas dejan anillos. En los rodales de plantaciones de pinar sí que se han obtenido muestras valiosas. Estas se obtuvieron mediante la barrena de *Pressler a 130 cm del suelo en orientación Sur. Estos permiten ver los dos períodos: vegetativo y latencia por el crecimiento del xilema* (Saz, 2003; Díez Herrero et al., 2007).

e) ***Medición de caudales.*** El Pisuerga tiene actualmente dos estaciones de aforo en la cuenca, una el propio embalse de Requejada y otra, la estación de aforo de San Salvador de Cantamuda (378.621; 4.757.508; 1.095). Sin embargo, de cara a realizar un análisis diferenciado por valles son insuficientes. Por ello, se ha realizado una tarea de medición de caudales de todos los arroyos importantes mediante el método de aforo por vadeo (Tabla 7). Para ello es necesario calcular la sección y medir la velocidad del flujo (Hudson, 1997).

Tabla 7. Características generales de las subcuencas analizadas

	Latitud	Longitud	Superficie subcuenca km ²	Altitud media subcuenca
PIS-EA	378729	4757714	143,68	1423,66
AREÑOS	42°58'939"	4°29'81,9"	66,46	1390,53
CASTILLERIA	42°55'518"	4°27'73,9"	50,2	1339,73
LEBANZA	42°57'98,0"	4°29'78,0"	17,46	1412,38
LORES	42°59'115"	4°30'15,9"	25,49	1441,01
PIS-TREMAYA	42°58'76,0"	4°29'47,4"	52,54	1497,75
CELADA	42°55'606"	4°26'941"	16,65	1352,23

- El cálculo de la *sección* se ha realizado construyendo un perfil transversal in situ con ayuda de una ficha realizando pequeñas secciones y realizando la batimetría de forma manual.
- En la elaboración de los *perfiles transversales* de detalle para obtener la sección mojada (Hudson, 1997) se ha procedido de la siguiente manera: Se ha elegido un tramo recto antes de la confluencia de cuencas y se ha instalado una guía nivelada. Con una estadía y ayuda de un distanciómetro láser se han ido tomando tramos sucesivos en función del relieve del lecho del río anotando la distancia al inicio de la guía y la altura de la estadía entre la guía y el lecho. El área es el resultado de la suma de todos los rectángulos entre dos medidas.
- La *velocidad* se ha calculado con un velocímetro digital y se han realizado medidas de 30 segundos en el centro y los dos laterales del flujo a una profundidad intermedia, la cual se ha aplicado a los rectángulos más cercanos.
- El *caudal* resultante ha sido el de producto del área y la velocidad.



$$Q = \iint_A V \cdot dA = \sum_{i=1}^{i=n} v_i h_i \Delta x_i$$

Adicionalmente se midieron otros parámetros accesorios como la pendiente aguas arriba y abajo mediante un telémetro digital Nikon y se caracterizó la rugosidad del lecho mediante el catálogo fotográfico de Yochum et al. (2014) para canales simples.

- f) **Medición de la carga sedimentaria.** La segunda parte ha consistido en la correlación del sedimento transportado en suspensión en cada uno de los afluentes del Alto Pisuerga con la superficie de los distintos usos de suelo en las subcuencas. Para ello se han medido los caudales el 13 de mayo de 2017 bajo un régimen de aguas medias-bajas en la salida de 9 subcuencas de tamaños diversos mediante el método de aforo por vadeo con ayuda de un velocímetro. La medida de todos los caudales se realizó en un intervalo de 4 horas. Para el cálculo de la sección se habían realizado con anterioridad los perfiles transversales de los lechos de los arroyos utilizando una estadía apoyada en el fondo del lecho cada 10 cm. y un distanciómetro láser nivelado. La altura de la lámina de agua se midió respecto a una marca conocida. Para el cálculo del sedimento en suspensión se han recogido 40 litros en el centro del cauce mediante un recipiente en 4 tomas en el momento en el que se miden los caudales. Todo el agua recogida se ha pasado a través de un tamiz de 50 μm recuperando las arenas y parte de los limos. El sedimento atrapado en el tamiz luego fue secado y pesado en una báscula de precisión en el laboratorio.
- g) **La instalación de sensores térmicos en el macizo de Valdecebollas.** De cara a conocer mejor cuáles son las características térmicas de los suelos y los procesos vinculados al frío en la cuenca se han instalado sensores térmicos en el entorno glaciar del macizo de Valdecebollas (Tabla 8, Figura 41). Se ha elegido este espacio por su altitud, orientación Norte, por la presencia de formas vinculadas al frío y la nieve y por un desarrollo mayor de los glaciares Pleistocenos. Estos sensores se enterraron a 0,1 m. de profundidad a diferentes altitudes. Los sensores utilizados han sido de tipo *iButton DS1921G* con una precisión de 0,5°C ¹¹. y rangos térmicos entre -40 y +85°C con una toma de datos programable de 1 a 255 minutos y sincronizado en tiempo real con una capacidad de registro de 1048 mediciones consecutivas. Se han registrado datos entre diciembre de 2015 y julio de 2017 habiéndose reemplazado en diciembre de 2016. El software de programación y exportación de datos es el OneWireViewer Maxim.

¹¹ La precisión de 0.5°C es insuficiente para un análisis profundo del número de ciclos de congelación y fusión del hielo, pero por motivos económicos no han podido adquirirse mejor equipamiento. En todo caso nos sirven para estudiar las características fundamentales del comportamiento térmico del suelo.

Tabla 8. Localización y características de los sensores térmicos instalados

Nombre	Alt.	Or.	Lat °	Long °	Depósito / Sustrato	Año
V1	1881	N-000	42°58'19,9"	4°21'31,6"	Till de fondo con suelo turboso /conglomerados	15/16
V2	1909	N-005	42°58'13,9"	4°21'41,7"	Suelo turboso en el frente de un protalus lobe /conglomerados	15/16
V3	1798	N-030	42°58'37,1"	4°21'30,5"	Depósito coluvial y till / calizas westfalienses	15/16
V4	1815	N-210	42°58'57,6"	4°21'46,5"	Suelo en morrena lateral /calizas westfalienses	15/16
V5	2134	N-330	42°58'02,0"	4°21'59,0"	Suelo ordenado y almohadillado / conglomerados triásicos	15/16
V6	2038	N-310	42°58'01,4"	4°21'37,8"	Suelo sobre coluvión / conglomerados triásicos	15/16
V22	1982	210	42°58'12,2"	04°21'26,4"	Arcillas rojas/ conglomerados triásicos	16/17
V55	2141	N-300	42°57'59,83"	4°21'55,41"	Suelo ordenado y almohadillado / conglomerados triásicos	16/17
V66	2106	N-000	42°58'02,2"	4°21'38,0"	Arcillas rojas en coluvión / conglomerado triásico	16/17

CAPÍTULO III. METODOLOGÍA

TERMÓMETRO 1. Unos metros al sureste del telenivómetro

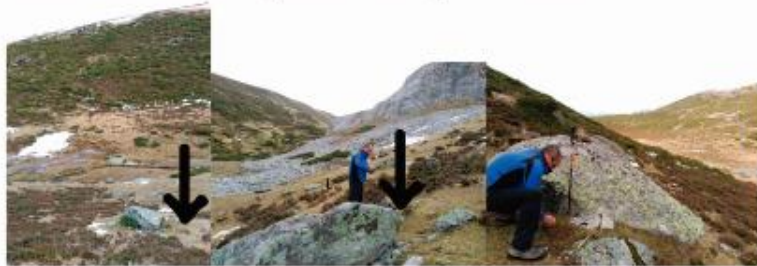
Lat: N-42°58'19,9" Long: 4°21'31,6" Alt:1.881. m.s.n.m. Azimut: N-000. Pend.lad.12°. Prof:10cm.
Sustrato: Conglomerados triásicos. Depósito: Till de fondo. Suelo turboso sobre la matriz.



TERMÓMETRO 2. En el frente del caos de bloques que hay debajo del cantil de cascadas de hielo
Lat: N-42°58'13,9" Long: 4°21'41,7" Alt:1.909. m.s.n.m. Azimut: N:005.Pend.lad.37°. Prof:10cm.
Sustrato: Conglomerados triásicos. Depósito: Caos de bloques. sobre suelo turboso.



TERMÓMETRO 3. Unos metros más abajo del umbral a media ladera junto a un bloque
Lat: N-42°58'37,1" Long: 4°21'30,5" Alt:1.798. m.s.n.m. Azimut:N:030. Pend.lad.35°. Prof:10cm.
Sustrato: Calizas Carboníferas. Depósito: Mezcla de till y coluvión de ladera.



TERMÓMETRO 4. Junto a las lagunas, en la morrena, un poco por encima de la primera laguna.
Lat: N-42°58'57,6" Long: 4°21'46,5" Alt:1.815. m.s.n.m. Azimut: N-210. Pend.Lad. 20°. Prof:10cm.
Sustrato: Calizas carboníferas. Depósito: Till Morrena lateral.



TERMÓMETRO 5. Cumbre Valdecebollas. Caminando desde la cruz en dirección NW una vez superadas las terracillas.
Lat: N-42°58'02,0" Long: 4°21'59,0" Alt:2.134. m.s.n.m. Azimut: N-330. Pend.lad. 5°. Prof:10cm.
Sustrato conglomerados triásicos. Depósito: Finos de alteración en terracillas, céspedes almohadillados y algún suelo ordena



TERMÓMETRO 6. Entre el 1º y el 2º rellano del circo empezando desde arriba, junto a una roca con mucha esquistosidad. Lat: N-42°58'01,4" Long: 4°21'37,8" Alt:2.038 m.s.n.m. Azimut: N-310. Pend.lad. 15°. Prof:10cm
Sustrato: conglomerados triásicos. Depósito: Coluvión heterométrico con caída de bloques.



Figura 41. Localización e instalación de los sensores térmicos

3.3. Trabajos de laboratorio y gabinete

3.3.1. El análisis de sedimentos

Para el análisis sedimentológico de las muestras extraídas en el campo y que se ha considerado necesario establecer sus principales características se ha utilizado el laboratorio de Geografía Física del Departamento de Geografía de la Universidad de Valladolid donde se han realizado los siguientes análisis:

- a) *Análisis granulométrico de la fracción fina (inferior a 2 mm).*
 - b) *Definición de paleovelocidades*
 - c) *Análisis del color de la muestra*
 - d) *Medida de la cantidad de materia orgánica contenida en la muestra*
 - e) *Establecimiento de una escala de poder de atracción magnético para cada muestra.*
- a) Se ha realizado el **estudio granulométrico** de la fracción fina entre los (2 y 0,50 mm) correspondiente a la textura arenosa según la clasificación Udden-Wentworth en los perfiles donde se ha considerado útil conocer la granulometría de la fracción arenosa (Tabla 6). Para ello se ha utilizado el método desarrollado por el profesor J. Vaudour en el Institut de Geographie de Aix-en-Provence (Vaudour, 1979). Con los resultados se han calculado los parámetros estadísticos perfeccionados por Folk y Ward (1957). El método de preparación de muestras y la obtención de las diferentes curvas granulométricas viene definido por Gale y Hoare (1991) siguiendo algunos de los parámetros estadísticos utilizados y revisados por Blott y Pye (2000). Es un método muy utilizado desde los años 60, pero es suficiente para las necesidades que presenta esta investigación y además es de uso habitual en investigaciones de sementología y geotecnia e.g. (Ryzak y Bieganowski, 2011; Serban et al. 2015)

$$\text{La media empírica } M_z = \frac{Q_{16} + Q_{50} + Q_{84}}{3}$$

Desviación típica $\sigma_i = \frac{Q_{84} - Q_{16}}{4} + \frac{Q_{95} - Q_{15}}{6.6}$ en unidades ϕ ; [$<0,35$ muy bien clasificado; >4 extremadamente mal clasificado]

Índice de clasificación de Trask; $s_0 = \sqrt{\frac{Q_{75}}{Q_{25}}}$ en unidades ϕ [1,0-1,1 extremadamente bien clasificado; 2,7-5,7 muy mal clasificado]

Coefficiente de disimetría; $S_{k_i} = \frac{Q_{16}+Q_{84}-2Q_{50}}{2(Q_{84}-Q_{16})} + \frac{Q_5+Q_{95}-2Q_{50}}{2(Q_{95}-Q_5)}$; [1 a 0,1 fuertemente disimétrico hacia los finos; -0,3 a -1 fuertemente disimétrico hacia gruesos]

Coefficiente de acuidad o kurtosis; $k_G = \frac{Q_{95}-Q_5}{2,44(Q_{75}-Q_{25})}$; se transforma en: $k_G' = \frac{k_G}{1+k_G}$; [<0,4 muy platicúrtica; >0,75 extremadamente leptocúrtica]; 0,5 para una distribución normal.

- b) La **materia orgánica** ha sido obtenida mediante el método de pérdida de masa orgánica por ignición (*Lost of Ignition*) (Gale y Hoare, 1991) que consiste en pesar las diferentes muestras de fracción fina (5g) entre su secado a 105°C durante 24 horas en una estufa y su ignición a 400°C en un horno.
- c) Análisis del **color**. Se ha descrito el color que ofrece la fracción arcillo-limosa mediante la *carta de color Munsell* (Munsell, 1905). Se ha procedido a interpretar estos colores siguiendo a Gale y Hoare (1991).
- d) **Capacidad magnética**. El impacto de los incendios se puede detectar midiendo la fuerza de atracción magnética de arcillas con minerales metálicos (magnetita) depositadas sucesivamente en el aterramiento del embalse de Requejada. Esta mayor respuesta magnética de las arcillas en caso de incendios ha sido comprobada (Gale y Hoare, 1991; Clement et al., 2011; Roman et al., 2013) y se puede medir con un simple imán, sobre cada uno de los horizontes analizados (Figura 42). Durante 10 segundos para cada muestra, se han realizado círculos de 10 cm de diámetro a velocidad constante con un imán. El resultado se ha medido mediante un calibre.



Figura 42. Proceso de medición de la respuesta magnética en mm. de las arcillas contenidas en cada uno de los horizontes del aterramiento del embalse de Requejada.

- e) **Paleovelocidades.** Mediante el tamaño de grano más frecuente en las arenas, la mediana, y mediante el centilo (bloque más grande del depósito) se pueden estimar paleo velocidades de erosión y sedimentación aproximadas con el diagrama de Hjulstrom (1935). Con ellas podemos interpretar la intensidad del flujo que produjo la erosión y la deposición en su momento ayudando a encuadrar la interpretación paleoclimática. Esta estimación ha sido útil para los depósitos del Arroyo Hontanillas / Casavegas. Este método clásico sigue utilizándose (e.g., Ollivier et al., 2018; Schumacher et al., 2018).

3.3.2. Cartografía destacada

A. El mapa geomorfológico. El mapa geomorfológico por su lado ha sido elaborado mediante el sistema cartográfico suizo desarrollado por el IGUL (Instituto de Geografía de Lausanna) (IGUL, 1996; Theler et al. 2010; Reynard y Lambiel, 2015) con adaptaciones a las peculiaridades de un entorno de media montaña donde predominan las laderas cubiertas de material coluvial. Este sistema ha sido utilizado anteriormente en la Montaña Palentina (Pellitero, 2014) y permite distinguir los agentes morfogenéticos que afectan a cada elemento o forma del modelado además de su origen temporal. La elaboración de este ha consistido en una primera fase de fotointerpretación mediante el uso de ortoimágenes en 3D facilitadas por el servicio WMS del ITACyl y en una segunda fase por la comprobación en el campo de estas.

B. La cartografía evolutiva de cubiertas.

La cartografía de cubiertas es una de las técnicas que han sufrido una mayor evolución desde su comienzo y por lo tanto su análisis ha requerido una adaptación a diferentes métodos de elaboración. Habitualmente su utilización ha sido la del estudio evolutivo (Boada, 2001; Nadal Tera et al., 2001; Gómez y Juncà, 2008; García Ruiz et al., 2015) a menudo utilizando la serie B del vuelo americano realizado entre 1955 y 1957 porque la serie A, a pesar de realizarse entre 1945 y 1946 es realizada a mayor altura y solo ha estado disponible recientemente. El mapa forestal de España promovido por Luis de Ceballos a partir de la fotointerpretación de la serie A se realiza a una escala 1:400.000 y lógicamente tiene errores notables cuando bajamos al detalle¹².

¹² Atribuye una importante superficie forestal hegemónica al *Juniperus thurifera* inexistente en la época. No existen referencias al sabinar, ni siquiera en las respuestas generales de los catastros de Ensenada primero y Madoz en segundo lugar.

- Para el análisis de las cubiertas y uso de suelo anteriores al vuelo americano se ha recurrido al **Catastro de Ensenada (1745-1749)** del que ya se ha mencionado su potencial como fuente documental. Además la sistematización del catastro por términos municipales permite recopilar datos homologables. Las hojas manuscritas se encuentran digitalizadas y disponibles a través de <http://pares.mcu.es/Catastro/>. La comprensión del castellano antiguo es compleja pero se ha logrado descifrar con cierto entrenamiento. Las preguntas sistemáticas incluyen superficies de uso de la tierra y cuyo cálculo ha requerido la conversión de unidades de superficie antiguas al sistema métrico. Se han realizado las conversiones oportunas teniendo en cuenta la respuesta sobre las unidades de medida propias de cada localidad (*fanegas de linaza, celemines de sembradura, carros de hierba, cargas...*) y el libro de los Pesos y las Medidas (Castaño, 2015). El resultado es un mapa que muestra un recopilatorio de los porcentajes de cada cubierta para cada localidad, de valor para poder establecer el cambio producido en la superficie vegetada y cultivada desde el siglo XVIII hasta la actualidad con una cierta precisión. Reconociendo la inexactitud de la fuente por la compleja mezcla de unidades de medida de volumen agrícola equiparables a la superficie sí que sirve para establecer un orden de magnitud que empíricamente sea aceptable y constate ciertas tendencias.
- *La foteointerpretación.* Es la única técnica de análisis de evolución de cubiertas que permitiría un estudio sistemático desde mediados del siglo XX. El estudio de detalle de las masas forestales, agrícolas y del modelado ha requerido el análisis en profundidad de la fotografía aérea realizada por el vuelo americano que cubrió la zona entre mayo y julio de 1957 serie B que está disponible como servidor WMS en el ITACYL de la serie B del vuelo del Army Map Service de EE. UU. con una escala aproximada de 1:32:000. No obstante, es posible acceder a través de la Fototeca digital del IGN al primer vuelo disponible en 1945-1946, la serie A del Vuelo del Army Map Service de EE. UU. con escala aproximada 1:43:000. La adaptación al proyectado presenta grandes imprecisiones debido a que los fotogramas de los vuelos históricos solo disponen coordenadas aproximadas en el centro del fotograma, y en su mayoría no disponen de ángulos de orientación al tratarse de fotogramas y no de ortofotos, por lo que sufren desplazamientos. Se decidió realizar el mapa de vegetación de 1957 porque en el momento que se inició la investigación, solo existía servicio WMS del vuelo en la serie B proporcionado por el Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León (ITACYL). Este vuelo B presentaba la ventaja de ser un vuelo a menor altura con una escala aproximada de mucho mayor detalle. No obstante, presentaba el inconveniente de dejar una pequeña franja latitudinal a la altura de Casavegas sin fotograma. Este hueco se ha tratado de solventar analizando el fotograma de 1945-1956 y la ortofoto de 2014 para estimar la cubierta existente en ese momento.

- *Clasificaciones supervisadas de imágenes de satélite.* Para el estudio de las cubiertas de 1972 se utilizaron las primeras imágenes Landsat proporcionadas por la NASA y para el estudio de las cubiertas en 2017 las nuevas imágenes de satélite Sentinel 2A-MSI de la ESA. La conversión de los valores de reflectancia en cubiertas se ha realizado mediante una clasificación supervisada donde se han tomado multitud de puntos de prueba para poder establecer la firma espectral de cada clase. El resultado de esa clasificación en formato ráster ha sido transformado a formato vectorial.
- *Uso de inventarios geolocalizados.* Para las cubiertas en 1997, se realiza mediante el mapa forestal de España a escala 1:50.000 elaborado hasta 2003 y para el caso de 2006 con el sistema SIOSE (Sistema de Información y Ocupación del suelo en España). Ambas fuentes, especialmente la primera, permiten bajar al nivel de especie y asociaciones vegetales.

Se ha optado por esta diversidad metodológica en el análisis de cubiertas y no optar simplemente por la fotointerpretación con varios objetivos. En primer lugar poder aprovechar el nivel de detalle que fuentes como el mapa forestal y el SIOSE ofrecen. En segundo lugar para ofrecer una visión comparativa de carácter metodológico y en último lugar para que sirva a modo de control de errores en el caso de que la simple fotointerpretación presentara errores. En las conclusiones ofrezco mi visión sobre esta opción elegida.

- *La elaboración de los cálculos de superficie colonizada por la vegetación.* Estos cálculos se han tenido en cuenta el relieve y también las formaciones geológicas para evitar los errores de trabajar sobre la superficie proyectada. El cálculo se realiza con la herramienta SIG *Zonal Statistics as Table* sobre el Modelo Digital de Elevaciones LiDAR 2010 de 5m. y sobre un mapa de pendientes derivado del MDE obteniendo de esta forma áreas, altitudes medias, máximas y mínimas, y también pendientes medias, máximas y mínimas con la desviación estándar. En las tablas de estos parámetros fisiográficos se han utilizado las 4 cubiertas económicas en primer lugar y luego debajo se desgranar aquellos elementos disponibles en función de la fuente y el método. El MDE es una herramienta de medida fundamental para la reconstrucción de la superficies, pendientes, altitudes y orientaciones ya que permite calcular superficies reales que obviamente difieren sobre la superficie proyectada.

a) La identificación de la influencia de factores no climáticos en la escorrentía. Para lograr saber que hay una incidencia clara en la escorrentía de otros factores externos a la propia variabilidad climática se ha modelizado una regresión lineal entre las series climáticas regionalizadas (P y T) y el caudal a la entrada del embalse (Q) para cada uno de los años con datos disponibles. Los valores residuales que esta regresión ha arrojado, es decir, la diferencia entre el valor estimado y el valor real nos han permitido inferir en qué años la influencia de factores externos ha tenido mayor influencia. Este procedimiento ha sido ampliamente aplicado, e.g. Beguería (2003), López Moreno et al. (2011). Todo este procedimiento se ha realizado mediante el software SPSS.

b) Cuantificación del déficit hidrológico

La cuantificación del déficit hidrológico (D) como resultado de la diferencia entre el volumen de precipitación (P) y el volumen de agua a la entrada del embalse (Q) sigue los siguientes pasos:

1. El período 1955-2015 fue dividido en 6 intervalos decenales (1955-65), (1966-75), ..., (2006-2015) con el objetivo de conseguir una mejor operatividad con el procesado SIG, lograr incluir la totalidad de los años con datos disponibles en el cálculos, por ejemplo no perder los primeros datos disponibles del embalse de mediados de los años 50.
2. Para cada uno de estos períodos, la P media anual ha sido calculada. Se ha calculado también la evapotranspiración potencial (ETP) por el método de Thornthwaite con datos de temperatura y latitud para cada estación meteorológica para conseguir un límite máximo de evapotranspiración (ET) ya que en este caso no se requiere la ET real (ETR).
3. El gradiente altitudinal de P y ETP fue calculado por medio de una regresión lineal para cada intervalo decenal de años, 6 en total para P y otros 6 para ETP.
4. Se aplica el gradiente de P y ETP a cada valor de píxel usando un Modelo Digital de Elevación (MDT) en un software GIS obteniendo modelos de P y ETP para cada período decenal. Este tipo de modelo SIG ha sido utilizado previamente en análisis climáticos (Fernández García, 1995; Ninyerola et al. 2010; Modallaldoust et al. 2008; Cañada et al. 2012).
5. Finalmente, se han sumado el total de los valores de píxel de cada modelo (P y ETP) en cada período temporal. Los resultados se dan en hm^3 listos para comparar con los datos de caudales en los mismos períodos (Q).

c) Análisis mensual de las variables climáticas y los caudales

Teniendo en cuenta la irregularidad interanual de esta montaña con un clima de transición, los datos diarios fueron agregados en series mensuales y se ha usado el coeficiente de correlación de la prueba no-paramétrica ρ de Spearman para detectar tendencias en las series de caudal, precipitación y temperatura ($\alpha < 0.05$). Estos coeficientes nos ayudan a comprender, ya sean positivos o negativos, la tendencia mensual histórica de las variables. El procedimiento ha sido usado por Beguería et al. (2003) y López-Moreno et al. (2008).

d) El análisis de las temperaturas de suelos. Se han realizado análisis térmicos a partir de los datos de campo que han proporcionado los sensores térmicos. Los parámetros estadísticos son los ya trabajados con anterioridad en Fuentes Carrionas y Picos de Europa por Pisabarro et al. (2017) siguiendo la metodología de Delaloye (2004).

- **Regímenes térmicos de suelos y duración de la cubierta nival.** Las fases del régimen térmico fueron planteadas en Pisabarro et al. (2017, 2015) y fueron útiles para señalar los momentos de inestabilidad térmica y la duración del manto de nieve estable.
- **Ciclos de hielo-deshielo.** El número de días con temperaturas por encima y por debajo de los 0°C.
- **Índices de helada (IH)** (Fengqing y Yanwei, 2011). Son necesarios para establecer la duración y la profundidad de los suelos helados estacionales (SHE) (French, 2007). La profundidad de la helada se ha calculado siguiendo el método de Washburn (1980) usando el IH y la conductividad de las litologías calculada en laboratorio por Eppelbaum et al. (2014). La probabilidad de desarrollo de SHE es analizada teniendo en cuenta la fase de equilibrio invernal en los regímenes térmicos. Si la temperatura mínima es inferior a 0°C, los SHE son seguros, si están entre -0,5°C y 0,5°C son probables y si es >0,5°C es improbable.
- **Cartografía térmica.** Mediante la temperatura media anual (TMA) se ha realizado una interpolación IDW de orden 2 de cara a identificar de forma aproximada los posibles puntos susceptibles de procesos y formas vinculados al frío.

e) Carga específica y correlación con las cubiertas de suelo. A partir de los caudales y carga en suspensión obtenidos en el campo, se han obtenido valores de carga específica en relación con la superficie de varias subcuencas (Tabla 9). De cara a comparar cubiertas, se ha realizado una correlación bivariada no-paramétrica entre la carga en cada subcuenca y los tipos de cubierta de cada subcuenca en % y obtener diferentes coeficientes de correlación ρ de Spearman para poder identificar posibles relaciones entre cubierta y carga en suspensión.

Tabla 9. Características fisiográficas de las subcuencas del Alto Pisuerga elegidas para el cálculo de caudales y carga en suspensión.

Subcuenca	PIS-EA	AREÑOS	CASTILLERIA	LEBANZA	LORES
Latitud	42° 57' 41.9	42°58'939"	42°55'518"	42°57'98,0"	42°59'115"
Longitud	4° 29' 12.58	4°29'81,9"	4°27'73,9"	4°29'78,0"	4°30'15,9"
Superficie km ²	143,68	66,46	50,20	17,46	25,49
Altitud media	1423,66	1390,53	1339,73	1412,38	1441,01
Altitud mínima	1091,69	1109,78	1077,64	1101,16	1117,05
Altitud máxima	2173,04	2037,38	2086,39	2011,43	2019,92
Desv.st. Altitud	204,52	160,08	193,98	170,58	181,06
Subcuenca	PIS-TREMAYA	CELADA	LAZÁN-PIED	CASAVEGAS	
Latitud	42°58'76,0"	42°55'606"	43°01'067"	43°00'775"	
Longitud	4°29'47,4"	4°26'941"	4°28'844"	4°30'090"	
Superficie km ²	52,54	16,65	11,57	15,26	
Altitud media	1497,75	1352,23	1449,85	1352,70	
Altitud mínima	1109,88	1107,52	1198,09	1174,03	
Altitud máxima	2173,04	2002,03	2037,38	1637,74	
Desv.st. Altitud	242,05	166,12	168,44	92,31	

3.3.4. Técnicas auxiliares

- a) Los perfiles topográficos.** Se han realizado tres tipos de perfiles en función de la escala y objetivos; *perfiles de escala regional* (1), *perfiles longitudinales* del trazado de los ríos de la cuenca (2) y *perfiles transversales* de los valles que estos recorren (3).
- Los perfiles topográficos (1) y (3) se han elaborado mediante el software ArcGIS 10.3 con la herramienta *Interpolate Shape*, a través de polilíneas vectoriales trazadas sobre el Modelo Digital del Terreno con una resolución de 25x25 m.
 - Los perfiles longitudinales de los ríos de la cuenca (2) debido a que exigen una precisión mayor y donde se puede obtener además información de la vegetación en los cursos se han elaborado aprovechando las imágenes LiDAR en formato LAZ. Estas permiten identificar capas de puntos con pulsos a diferentes alturas y obtener resoluciones de 5x5 m. El software utilizado ha sido Global Mapper.
- b) Elaboración de figuras evolutivas.** La comparación de los resultados de estudios polínicos y paleogeográficos es muy útil realizarlos mediante la combinación de figuras. Para ello se han unido mediante calco en Adobe Illustrator las partes más importantes de las figuras sin alterar las escalas gráficas ni valores.

- c) **El índice de sequía.** Se ha realizado el índice estandarizado de sequía SPEI para las dos estaciones con datos más completos mediante el software R. Este índice y la metodología han sido desarrollados por el Instituto Pirenaico de Ecología (<http://spei.csic.es/home.html>) y queda probada su utilidad en Vicente Serrano et al. (2012), mejorando las potencialidades del SPI (Standardized Precipitation Index) (McKee et al., 1993) y el PDSI (Palmer Drought Severity Index) utilizado históricamente (Palmer, 1965). El SPEI tan solo ha podido aplicarse a las estaciones termopluviométricas y solo a los años con datos completos.
- d) **Índice normalizado de superficie nival (NDSI).** Para el cálculo de la superficie de la nieve se ha utilizado la aplicación web Google Earth Engine que permite el análisis automático de las imágenes Landsat 5, 7 y 8, mediante la elaboración de un script. En este análisis se han descartado las imágenes cuya nubosidad superaba el 5% del total de los píxeles de la cuenca y se han promediado a escala mensual los meses que contenían 2 imágenes válidas. Ante la posibilidad de establecer un índice NDSI de cubierta nival mediante *Google Earth Engine* se plantean dificultades derivadas de que mezcla las nubes y la nieve. Sería necesario utilizar imágenes de MODIS y no de LANDSAT por su mejor periodicidad.

e) La clasificación de imágenes de satélite

La combinación de bandas espectrales se ha demostrado muy útil para la identificación de algunos elementos destacados en la superficie terrestre entre los que destaca la vegetación cuando se incluye la longitud de onda correspondiente al rojo y al infrarrojo cercano. Los diferentes sensores utilizados han requerido hacer una combinación distinta de bandas.

El uso de imágenes de satélite para determinar la distribución espacial de las diferentes formaciones en la Cordillera Cantábrica en función de la reflectancia de las cubiertas ha tenido cierto éxito en el sector de la parte leonesa (Morán Ordóñez et al., 2012).

Cubiertas terrestres obtenidas mediante una clasificación supervisada para imagen de Landsat 8 del 11 de mayo de 2015 con una composición de bandas 564 que permiten diferenciar los tipos de formación vegetal, especialmente válido para los sectores de pradera, matorral y cultivos abandonados.

- f) **Elaboración del Normalized Difference Vegetation Index (NDVI).** Para fortalecer el análisis evolutivo expansivo de la biomasa evidenciado por los mapas de cubiertas de suelo se ha realizado un análisis de la evolución del índice NDVI. Es un índice resultante de la composición de bandas del espectro electromagnético recogidas en imágenes multispectrales elaboradas mediante la lectura de la reflectancia de un sensor pasivo

CAPÍTULO III. METODOLOGÍA

situado en un satélite. Su utilidad en el campo del estudio de las cubiertas del suelo es máxima y ha sido utilizado durante las últimas décadas en diferentes campos científicos y técnicos (Davison et al. 2011; Lasanta y Vicente Serrano, 2007; Liu et al. 2018). En el caso del análisis del cambio de uso en las cubiertas vinculado a trabajos de cambio global hay varias experiencias (Boada y Saurí, 2002; Gómez Vargas y Boada, 2008). La evolución del índice arroja ciertas incertidumbres debido a la escasa disponibilidad de imágenes y a la resolución temporal del satélite Landsat.

Se ha procedido a realizar la medición mediante tres tipos de software, *ArcGIS 10.3*, *LeoWORKS 3.0* y *Google Earth Engine*.

- La aplicación web Google Earth Engine permite el análisis automático de las imágenes Landsat 5, 7 y 8, mediante la elaboración de un script. En este análisis se han descartado las imágenes cuya nubosidad superaba el 5% del total de los píxeles de la cuenca y se han promediado a escala mensual los meses que contenían 2 imágenes válidas.
- En el caso de *ArcGIS 10.3* y *LeoWORKS 3.0* se ha procedido de forma manual a la combinación de las bandas espectrales.

En todos los casos se han descartado un gran número de imágenes por la nubosidad. El estudio de las cubiertas vegetales mediante teledetección no ha supuesto una mejora demasiado grande respecto al uso de la fotointerpretación dado que el cambiante estado fenológico de los bosques y la existencia de bosques mixtos en un relieve quebrado, con sombras y cambios de luz reduce la precisión de este método.

CAP. IV. EL MODELADO TERCIARIO Y CUATERNARIO. EL RELIEVE A TRAVÉS DE LAS DISTINTAS ESCALAS TEMPORALES Y LA TRANSFORMACIÓN DINÁMICA Y CLIMÁTICA

4.1. La red hidrográfica, evolución geomorfológica

4.1.1. Niveles de arrasamiento

El Alto Pisuerga destaca por presentar un marcado carácter erosivo que se puede apreciar en las laderas regularizadas por encima de los 1.200 m y en el nivelado de crestas y cumbres, especialmente en la parte oriental. Gracias a ello es posible establecer varios niveles de arrasamiento. Se han identificado 5 niveles por encima del cauce del Pisuerga (N_i) que se alinean con los niveles estructurales del centro de la Cuenca del Duero (Mabesoone, 1959) (Figura 43) y con los niveles de acumulación sedimentaria del piedemonte de la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica.

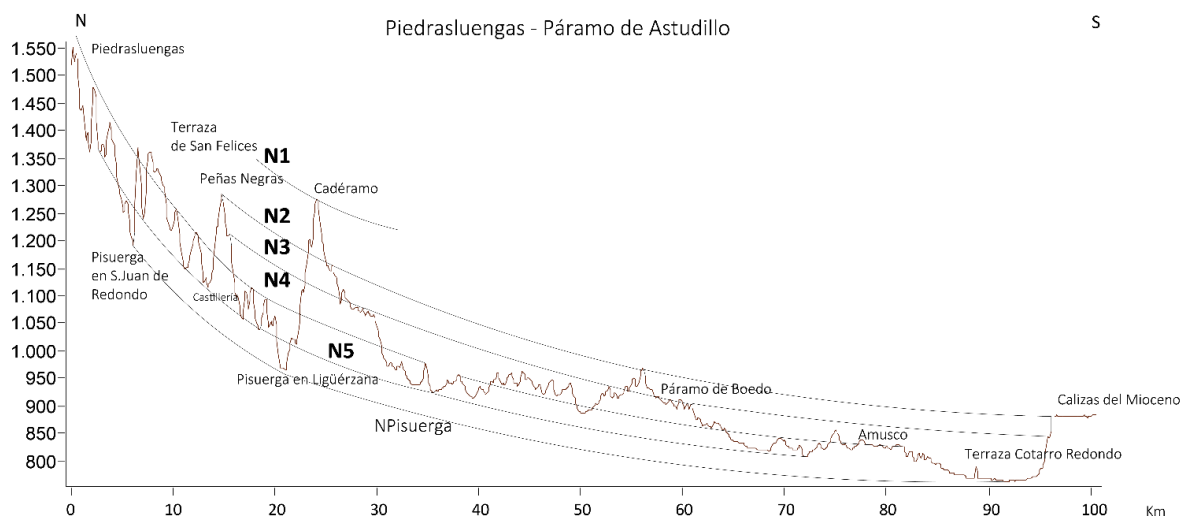


Figura 43. Perfil topográfico Norte-Sur con los diferentes niveles erosivos entre la cabecera y los niveles de páramo del centro de la cuenca del Duero.

Las estructuras sedimentarias elevadas que hemos identificado (Figura 44) alineadas con los niveles de arrasamiento en la cuenca del Duero, comúnmente llamadas rañas cuyo origen está en el desmantelamiento de la Cordillera Cantábrica con materiales detríticos (del Prado, 1864; Oehme, 1935; Birot y Solé Sabarís, 1954; Mabesoone, 1959; Nossin, 1959; Bertrand y Bertrand, 1984;

Fernández Caballero, 1994) movilizadas durante el Plioceno. Previamente a este hecho en cabecera se habían depositado acumulaciones sedimentarias desde el Pérmico (Robles et al., 1987) que siguieron durante parte del Terciario.

El primer nivel (N_1) corresponde al nivel somital marcado en la cuenca por las crestas de los flancos de los sinclinales de la fm. Vergaño elaboradas en calizas. La base de estas calizas se alinea con las calizas del Mioceno (Mabesoone, 1959) presentes en los páramos del centro de la Cuenca del Duero



Figura 44. Perfil topográfico en dirección Oeste-Este del norte de la Cuenca del Duero

y a su vez marca un segundo nivel de arrasamiento (N_2), definido también por Peñas Negras, en el borde sur del Alto Pisuerga y por un resalte del páramo de Boedo a unos 60 km hacia el Sur. En dirección Oeste-Este el nivel N_2 enrasa también con los niveles de raña de Guardo – Saldaña, de La Cepeda (León) y con el nivel de arrasamiento de la combe de San Pedro (Figura 44).

El tercer nivel de arrasamiento (N_3) enlaza dentro del Alto Pisuerga la sierra Cebollera junto a Stª Mª de Redondo y el interfluvio entre el valle de Redondo y Verdeña con la parte alta de la Ojeda (Km.28) y con el páramo de Boedo (Km. 57). En dirección Oeste-Este N_3 se alinea las rañas de los interfluvios Omaña-Órbigo, Órbigo-Bernesga, Valdavia-Ojeda, Ojeda-Pisuerga (Figura 44).

El nivel de arrasamiento N_4 es muy claro y se le conoce como la superficie de arrasamiento de Redondo, elaborada en el Villafranquiense según Nossin (1959) y Sitter y Boschma (1966) (transición entre el Plioceno y el Pleistoceno). El nivel N_4 se manifiesta de dos formas dentro del Alto Pisuerga pues tiene carácter erosivo en la parte septentrional de la cuenca marcado por los interfluvios, mientras que enlaza en el valle de Castillería con una serie de terrazas fluviales (Nossin, 1959) elevadas 120 m. sobre el cauce del Pisuerga con una altitud de 1220 m. aproximadamente (ver mapa geomorfológico). Hacia el Sur, este nivel enrasa con el nivel de los oteros en Tierra de Campos mientras que hacia el Oeste se alinea con las rañas del Bernesga-Torio, Torío-Curueño, Curueño-Esla.

El nivel de arrasamiento más bajo N₅ corresponde al nivel valles colgados en el Alto Pisuerga, unos 40-50 m. por encima del cauce actual. Estos valles colgados se aprecian claramente en la cuenca en el valle de Lebanza y en el valle del Pisuerga a la altura de Peña Tremaya. Hacia el Sur este nivel conecta con las terrazas del curso medio del Pisuerga (Km 89).

Los niveles identificados en dirección latitudinal (Figura 44) desde los Montes de León hasta los páramos de Burgos, en la cuenca del Ebro indican claramente un basculamiento del sector nororiental de la Cuenca del Duero a partir del río Carrión como ya señaló Mabesone (1959). Gracia Prieto et al. (1990) señalan la presencia de Neotectónica en el Neógeno.

La interpretación de la formación de estos niveles es compleja, de hecho Mabesone (1959) llega a hablar del problema de la raña y se relaciona habitualmente con cambios en el nivel de base y basculamientos epirogenéticos tras la apertura de la Cuenca del Duero hacia el océano Atlántico. Siguiendo los estudios de pedimentos y glaciares en el Atlas de Menshing (1958), el propio Mabeoone (1959) y después recogido en Fernández Caballero (1994) interpretan un clima tropical alternante entre seco y húmedo propio de la sabana.

En términos generales se puede sintetizar el proceso en que el desmantelamiento que comienza en el Plioceno tras la elevación de la cuenca por la orogenia alpina reactivó la red hidrográfica y su erosión remontante, y esta fue capaz de evacuar un elevado volumen de acumulaciones sedimentarias hasta el Pleistoceno. Es en esta etapa en la que se profundiza la disección de los valles y se modela un relieve con un marcado carácter erosivo en cabecera (Bertrand, 1971). Los fenómenos fluviotorrenciales, glaciares y periglaciares del Pleistoceno ayudaron a la evacuación de sedimentos en cabecera y a la regularización erosiva de las laderas del Alto Pisuerga.

4.1.2. Las terrazas del Alto Pisuerga

El estudio de las terrazas en el Pisuerga y en el resto de las cuencas de la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica fue atendido con especial interés desde mediados del siglo XX al mismo tiempo que las rañas y el estudio del Terciario (Mabesone, 1959; Nossin, 1959). En el tramo alto del Pisuerga, incluyendo el tramo entre Cervera y Aguilar, Quiring (1939) identifica hasta tres niveles y los compara con las de la cuenca del Rhin (Nossin, 1959). Posteriormente el propio Nossin (1959) las estudia más en profundidad con detallados análisis granulométricos. A partir de su análisis señala

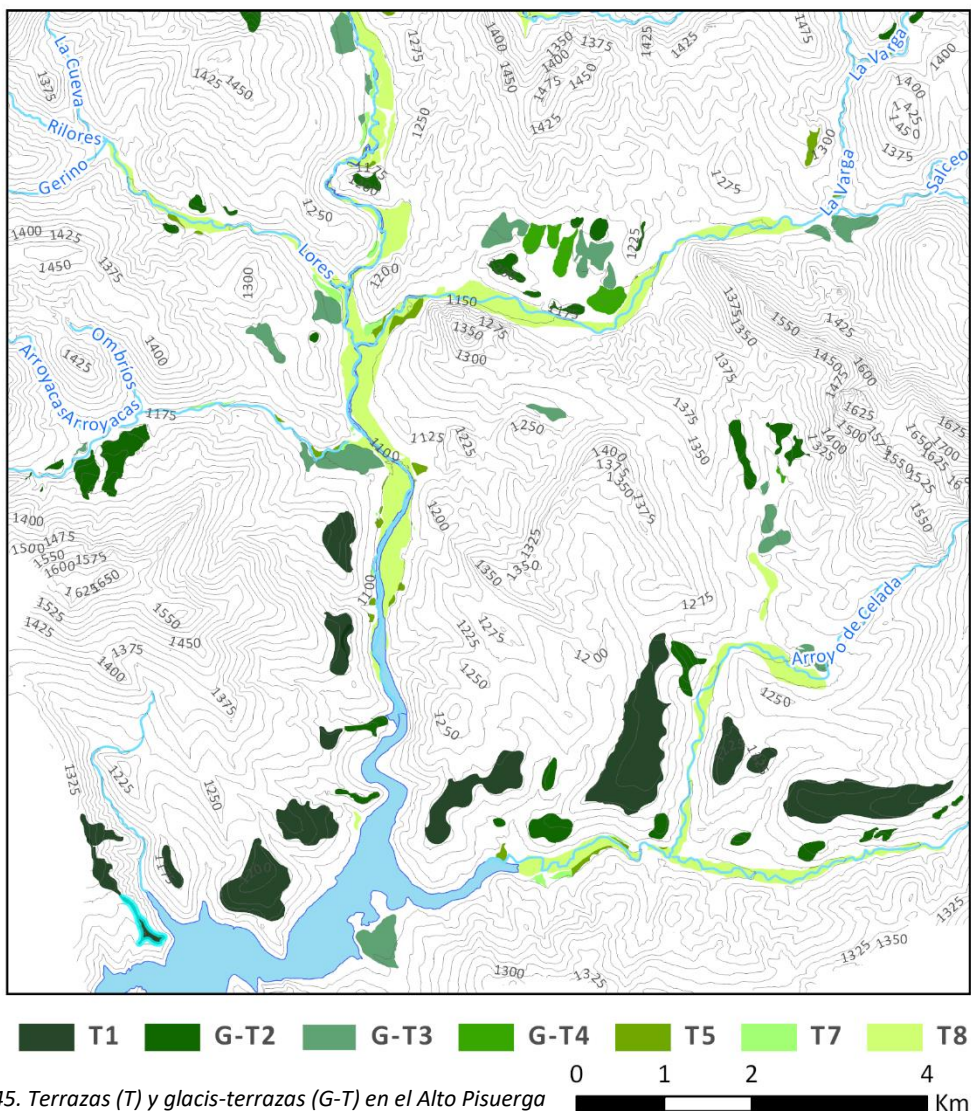


Figura 45. Terrazas (T) y glaci-terrazas (G-T) en el Alto Pisuerga

un nivel +150 m respecto al cauce del Pisuerga, que se puede identificar aguas abajo del embalse de Requejada, pero no en la cuenca que hemos delimitado y otro de +120 m que si está presente, especialmente en el valle de Castillería (Figura 45). La terraza +150 m es concordante con el nivel de arrasamiento N₃ y a su vez con las terrazas de Arbejal y de la Dehesa de Montejo.

Nossin (1959) delimita los niveles de terrazas altas y medias tanto de los valles de Castillería como del Pisuerga. Algunas de ellas han sido renombradas con el término de glaci-terrace (G-T2, G-T3, G-T4) ya que presentan características fluvio-coluviales con depósitos gruesos poco transportados y con pendientes demasiado pronunciadas para poder hablar estrictamente de terrazas.

- **T1.** El nivel más reconocible, situado a 120 m (T1) se puede apreciar en la margen derecha del valle de Castillería (1.240-1.200 m) y en los alrededores del embalse de Requejada. El depósito habría sido por cursos fluviales de tipo “braided” con influencia periglacial.
- **G-T2.** Es un nivel que se eleva unos 55-60 m sobre el nivel del fondo de valle en el Pisuerga. En algunos puntos como en el valle de Lebanza forma un amplio escalón de carácter erosivo. Sin embargo en otros puntos como al oeste del embalse (374925, 4751890, 1135) este nivel presenta depósitos fluviales gruesos redondeados con un calibre de entre 10 y 30 cm de diámetro. También se aprecian conos aluviales que descansan sobre este nivel de los que surgen de vallejos perpendiculares a estas terrazas. Es bastante claro que el valle que se formó fue amplio y permaneció estable más tiempo que los posteriores en el tiempo. Este nivel de glaci-terrace se puede asociar al nivel de arrasamiento (N5-GT2).



Figura 46. Fondos de valle colgados. A la izquierda en el valle de Lebanza y a la derecha en el valle del Pisuerga visto desde Peña Tremaya

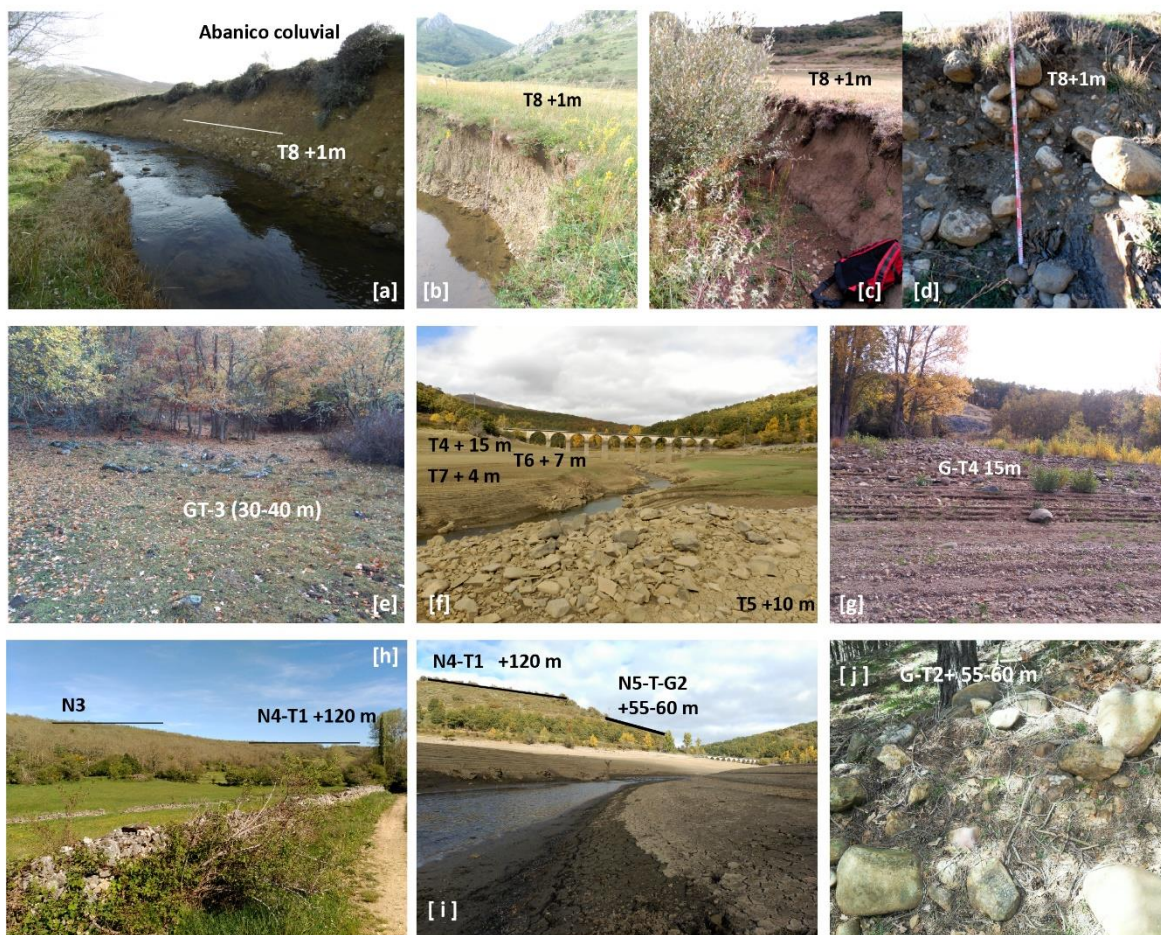


Figura 47. Niveles de arrasamiento (N), terrazas (T) y glacis-terracea (GT) en el Alto Pisuerga. a) Valle de Casavegas; b) Río Cerezo (Camasobres); c) Río Areños; d) Depósito río Pisuerga en Tremaya; e) Río Pisuerga en la ladera derecha, al norte del puente de Polentinos; f y g) Río Pisuerga, brazo norte del embalse de Requejada; h) Niveles de arrasamiento en Verdeña con una de las terrazas T1 de Castillería al fondo; i) Interior del embalse de Requejada; j) Pisuerga, ladera oeste presa.

G-T3. El nivel glacis terraza es la agrupación de una sucesión de terrazas en pendiente coaligadas a 30-40 m sobre el Pisuerga (Figura 47). Se puede apreciar muy bien en el monte Carracedo, situado en la margen derecha del Pisuerga al norte del puente de Polentinos (377967, 4754540). Tiene un ancho de unos 25 m y presenta bloques redondeados de origen fluvial de hasta 50 cm de diámetro incrustados en el coluvión de ladera con una pendiente de unos 4°.

- **G-T4.** Este nivel de glacis terraza sirve de conexión entre las laderas y los fondos de valle. Se aprecia claramente en dos puntos. Al norte de Peña Tremaya sobre la margen derecha del Pisuerga se pueden distinguir los tres niveles de glacis expuestos (G-T2, G-T3 y G-T4). En este punto se aprecia un gran dinamismo del paleo Pisuerga, no solo por la existencia de

diversos niveles de glacis terraza sino también por la forma de las laderas al oeste de San Juan de Redondo con formas curvadas en planta como si hubieran sido las márgenes de antiguos meandros (ver mapa geomorfológico). En segundo lugar se puede apreciar este nivel de glacis en los depósitos fluviales que quedan expuestos en el límite superior de la lámina de agua del embalse de Requejada. Estos aparecen dispuestos sobre una pendiente superior a los niveles de terraza inferiores, con menor pendiente. Presenta depósitos gruesos heterométricos con bloques de hasta 20 cm de eje mayor.

- **T5.** Este nivel se puede apreciar claramente en el interior del embalse de Requejada. Es el nivel con depósitos más gruesos de origen fluvial (Figura 48). Aquí se manifiesta con una anchura de 10 m. La existencia de un valle con elevada competencia situado a esta altura tiene sentido en combinación con otras huellas. En el valle de Ríocerezo, afloran una serie de pilancones colgados sobre el fondo de valle atribuibles a este nivel de terraza.



Figura 48. Depósitos de la terraza sumergida por el embalse T5

- **T6.** Es un nivel poco destacado que solo se ha podido identificar en el embalse de Requejada (Figura 48) situado a una altura de 6 m en la margen derecha del Pisuega. Está cubierto por una capa fina de depósitos gruesos de origen fluvial de unos 20 cm de diámetro.
- **T7.** Es un nivel que se encuentra situado a 4 m por encima de los cauces.



Figura 49. Terrazas del tramo inferior del Pisuerga en la cola del embalse de La Requejada

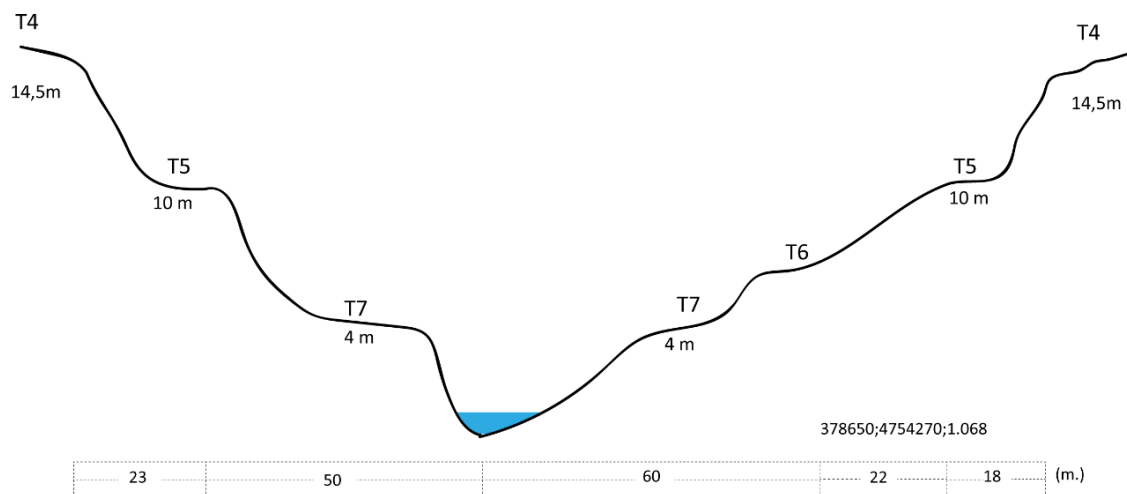


Figura 50. Niveles intermedios de terrazas del Pisuerga en la cola del embalse de Requejada desde el puente de Polentinos

- **T8.** La última terraza (T8) se eleva por encima de los cauces entre 1 y 1,5 m. Se compone de dos niveles de depósitos gruesos. Uno de esos niveles, el inferior, tiene bloques de un tamaño que duplica al superior y estructura los fondos de los valles. En el valle de Casavegas, en la margen derecha del río Hontanillas (Figura 47a) se ha procedido a datar mediante radiocarbono la matriz interna a los bloques más grandes de los dos niveles. El inferior (AC-1) ha arrojado una edad de 19.621 - 19.239 a cal. BP y el superior (AC-3) de 10235- 10117 a cal. BP. Esta terraza está presente en todos los valles con un espesor variable que contiene el nivel AC1, sin embargo, el nivel superior AC-3 solo aparece en los valles donde el relleno de fondo de valle tiene un espesor mayor. En el contacto con las laderas aparece recubierta por potentes rellenos coluviales depositados posteriormente durante el Holoceno.

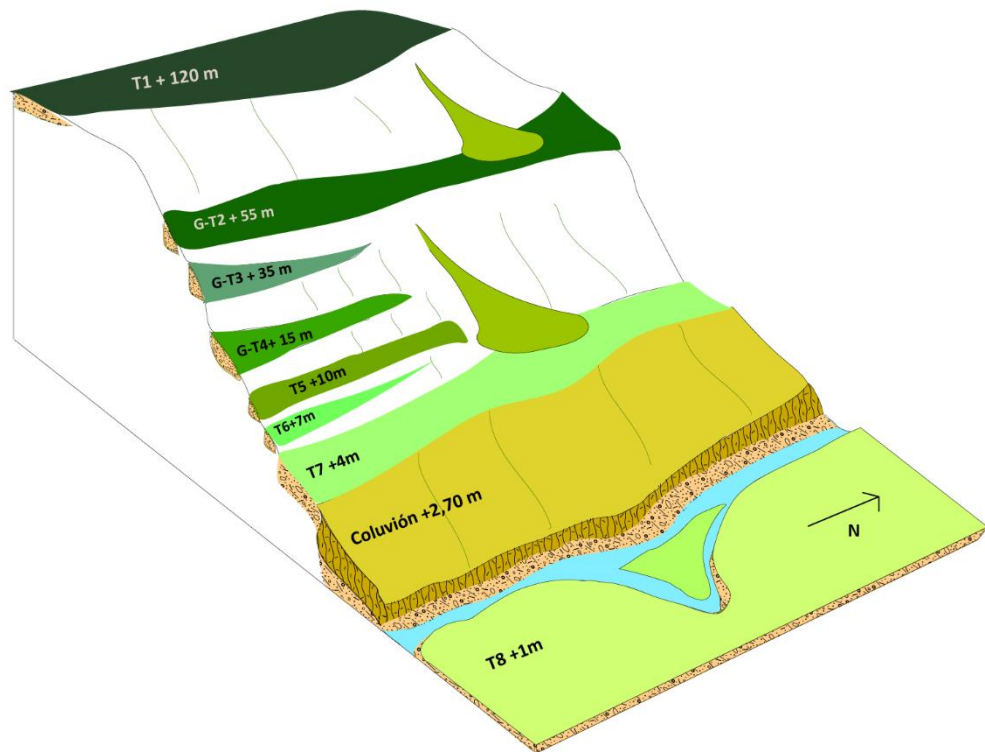


Figura 51. Modelo geomorfológico esquemático de las laderas del alto Pisuerga.

En el modelo de terrazas y glacis terraza analizado (Figura 51) se pueden extraer hasta tres tipologías:

- a) T1 y G-T2 responden a los modelos regionales de terrazas altas y niveles de arrasamiento N4 y N5 respectivamente que podemos considerar previos al gran descenso del nivel de base hasta GT-3. La existencia de niveles colgados en la red hidrográfica y rupturas de pendiente ha sido detectada en toda la Cordillera Cantábrica Central (González et al., 1996; Frochoso, 2016; Serrano et al, 2017) y han dejado evidencias de cementación de brechas en algunos puntos como el valle del Duje desde los 400 ka (Villa et al., 2013) hasta el final del Pleistoceno en el fondo de valle (Castañón y Frochoso, 1996; Frochoso, 2016).
- b) GT-3, G-T4, T5, T6 y T7 son de pequeñas dimensiones, presentan un perfil secuencial y cada una de ellas tiene un tamaño de gruesos diferente según niveles que responde a diferentes grados de competencia fluvial. Los niveles con flujos más competentes son G-T4, T5 y T7 donde se distinguen con claridad depósitos fluviales de un calibre de 30, 60 y 40 cm de diámetro respectivamente con aristas subredondeadas en G-T4 y redondeadas en T5 y T7. Los cambios en la competencia fluvial solo se pueden explicar por cambios en las dinámicas climáticas, salvo que se hayan sucedido una sucesión de capturas fluviales alternantes entre el Carrión y el Pisuerga. Es posible establecer una relación de T5 y T7 con los niveles que en Fuentes Carrionas Pellitero (2013a, p. 814) destaca entre 10 y 5 m. En la cuenca del Ebro la sucesión de niveles de final del Pleistoceno se ha asociado a las fluctuaciones climáticas (Soria et al., 2016).
- c) T8. Constituye el nivel de fondo de valle actual. Sus depósitos no han podido ser evacuados por la red hidrográfica Holocena.

Aunque esta clasificación sirve de marco geomorfológico, la intensidad de los procesos coluviales enmascara el relieve y se pueden aceptar otras interpretaciones. Por ejemplo es posible que la segunda tipología (b.) se pueda interpretar como laderas regularizadas (Pellitero y Serrano, 2008), terrazas coalescentes o como un único nivel de glacis-terracea de tipologías coluviales, mixtas y de colmatación (Asensio y Lombardero, 1988) (Figura 51).

4.1.3. Jerarquización fluvial

4.1.3.1. Las capturas

En la formación de los diferentes niveles de terraza han tenido influencia la desviación de cauces no solo dentro de un mismo valle sino hacia otros. Entre todos estos movimientos destacan las capturas fluviales de cabecera. Estos son procesos donde la cabecera de un curso fluvial más competente es capaz de alcanzar por erosión remontante el nivel de otra mediante sucesivos cambios en los niveles de base dirigidos por la estructura y la erosión diferencial (Derruau, 1966).

El movimiento más antiguo y de influencia regional ha sido el desvío hacia el Este del Pisuerga en Cervera cuando el paleo-Pisuerga discurría en dirección meridiana por lo que ahora es el puerto del Brezo (Nossin, 1959) en la carretera de Cervera-Guardo, que seguramente construyó durante un tiempo el valle por donde ahora discurre el Boedo dado el importante desnivel del valle. Las terrazas altas (T1) y los niveles de arrasamiento (N3 y N4) lo atestiguan. Entre las múltiples circunstancias que se sucedieron fue la desconexión de amplios valles como la Ojeda de su cabecera montañosa.

Aguas arriba, en el Alto Pisuerga, hay evidencias también de cambios de dirección de los cursos fluviales y se puede hablar con mayor seguridad de capturas. Han podido detectarse dos capturas que corresponden al inicio de la incisión entre los niveles de arrasamiento N4 y N5. La primera, la del río Arauz, antigua cabecera del río Gerino (Lores) por el Carrión (Figura 52) y la segunda, la captura de la cabecera del río Cerezo por el arroyo Lombatero y por el arroyo de Prados, tributarios del Pisuerga en Sta. M^a de Redondo (Figura 53 y Figura 54).

Primera captura (Figura 52). Son tres los elementos que la justifican: la presencia de un meandro con 140 m de desnivel que tiene continuidad hacia el Este, la planitud de la divisoria y la desviación hacia el sur del arroyo Cortés que deja un curso abandonado. Un descenso del nivel de base del río Arauz podría haber supuesto la captura de su actual cabecera (Lezna, Pumar, Valdespino, Secarro, etc.), desviando su paleo dirección Este hacia el Pisuerga a la altura de la Majada de Tañuga hacia el Sur. Las consecuencias de esta captura se han debido manifestar en la reducción de la capacidad de la erosión remontante aguas arriba de la conexión entre el río Lores y el río Areños en los valles septentrionales. En este punto el río Lores aún tiene una mayor fuerza erosiva y el Areños queda colgado generando rápidos sobre las areniscas de la fm. Ojosa.

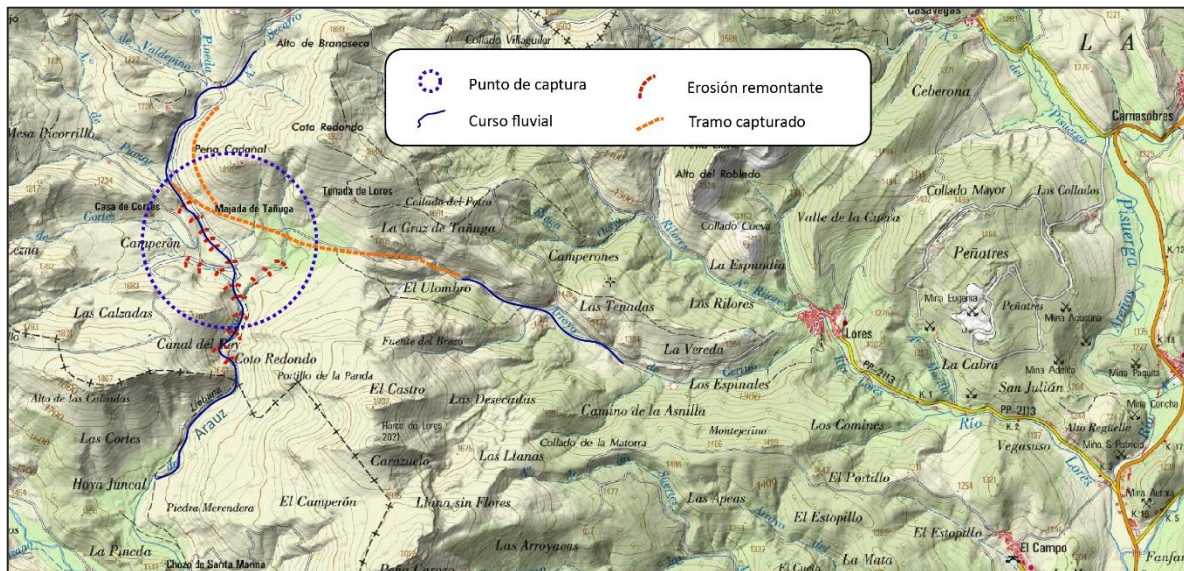


Figura 52. Captura del río Arauz, de la cuenca del Carrión, sobre el arroyo Gerino, tributario de la cuenca del río Lores y del Pisuerga

La **segunda captura** (Figura 53) se produce sobre el valle de Riocerezo. Se identifica por el meandro excavado del Lombatero en su nacimiento, la escasa distancia de una decena de metros entre ambas cuencas y la planitud del interfluvio. También a otra escala se aprecia como el valle de Riocerezo es recorrido por arroyos inadaptados, con un fondo de valle colmatado de sedimento y por lo tanto desconectado de la red fluvial.

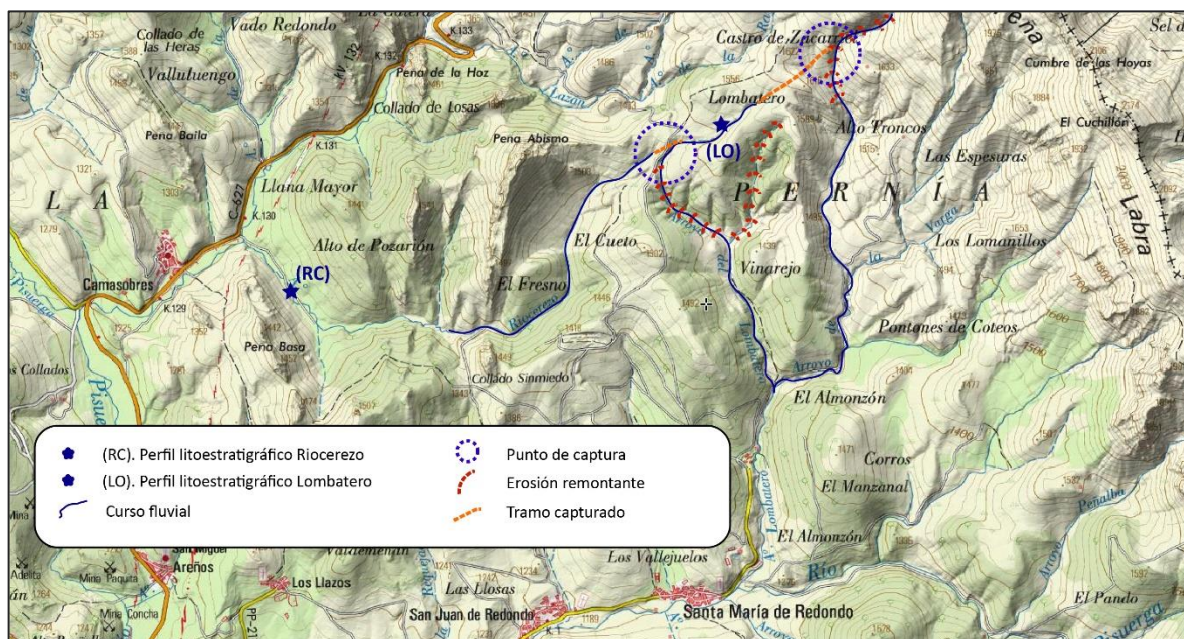


Figura 53. Captura del Lombatero y el arroyo de Prados sobre la cabecera del Río Cerezo

En la cabecera del Lombatero se aprecia la dinámica opuesta (Figura 54). El arroyo está siendo capaz de dismantelar su propia cabecera por erosión remontante. Por lo tanto se puede interpretar que el valle del Pisuerga en su conjunto ha sido potenciado al canalizar las aguas e incrementar el caudal al añadir esta cabecera a su cuenca entre otras.



Figura 54. Cabecera del arroyo Lombatero (LO). Se trata de la antigua cabecera de Riocerezo, donde la erosión remontante no ha evacuado por completo el depósito de fondo.

En el origen de estas capturas está la progresiva erosión remontante de las cabeceras de las redes hidrográficas con cursos fluviales más competentes, Carrión y Pisuerga. Esta es dirigida por las líneas de fractura preexistentes que favorecen la erosión diferencial y canalizan la erosión remontante. El avance de estas cabeceras es evidente en las cabeceras torrenciales, que en su mayoría están desarrolladas hacia los cursos más competentes. La captura del arroyo Lombatero (Figura 54) indica que la erosión remontante llegó antes por el valle de Redondo y al ir capturando cabeceras ha generado valles inadaptados al norte del meandro de Areños y favoreciendo al Pisuerga en el valle de Redondo.

Todos estos fenómenos han impuesto anteposiciones y sobreimposiciones. Por ejemplo, el río Castillería ha sido capaz de imponerse al arroyo de Herrerueta y constituye el nivel de base de este. Estos ajustes lógicamente generan hombreras, lechos colgados y una incisión profunda en los valles competentes y valles planos colmatados de sedimento con cursos inadaptados poco energéticos. A partir de estos casos se puede inducir que durante y después del Neógeno se produjo una intensa labor de remoción y jerarquización de la red hidrográfica. Suele fijarse su mayor actividad en el llamado Plio-Pleistoceno o localmente Villafranquiense (Nossin, 1959; Bertrand, 1972a) y se aprecia teniendo en cuenta como la disección de los valles se realiza a partir del nivel de arrasamiento N4.

4.1.3.2. Características fisiográficas de la red actual

La red hidrográfica actual tiene una morfología en planta compuesta por la superposición de formas dendríticas, rectangulares y contorneadas (Figura 55). Las formas dendríticas se aprecian claramente en varias cabeceras como las del Pisuegra y Lebanza. En los tramos medios sin embargo los cursos fluviales se adaptan a la estructura geológica. Las formas rectangulares debidas a fracturas y las contorneadas debido al plegamiento son visibles en el centro de la cuenca. Algunos cursos combinan estas dos últimas como el río Areños, el Pisuegra en el entorno de Peña Tremaya o los tributarios del Castillería en su margen derecha.

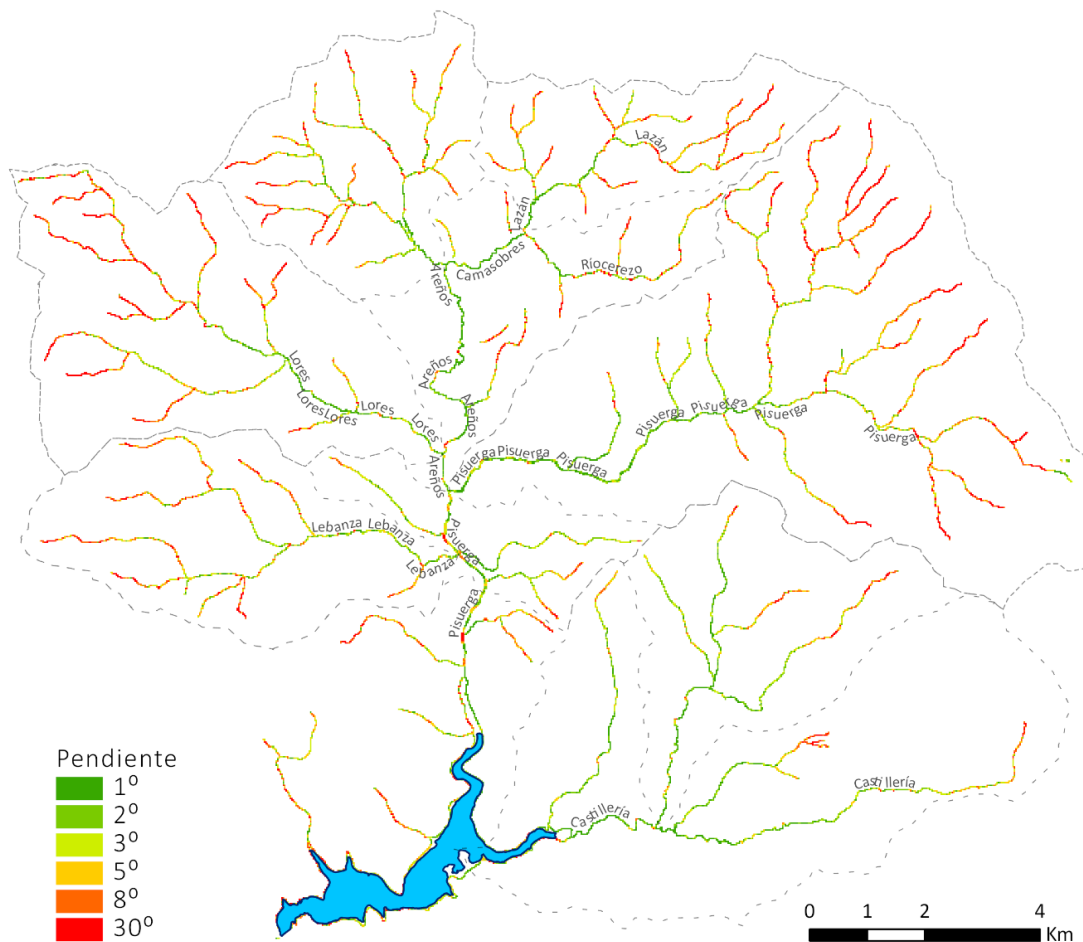


Figura 55. Pendiente de los cursos fluviales en los distintos tramos con una precisión de 5m

Los cursos fluviales se han clasificado de acuerdo en intervalos naturales de Jenks (Figura 55), que permiten una identificación de los valores cercanos a la media de cada clase. De esta forma se puede apreciar que los pendientes más frecuentes de los cursos del Alto Pisuega son de dos clases opuestas y extremas, por un lado de unos 30° en cabecera con cursos de orden 1, y por otro casi horizontales en torno a 1° y 3° en la mayor parte de su recorrido. Esto supone una gran ruptura en las pendientes de los ríos muy cerca de su nacimiento ya que las pendientes intermedias, entre 5 y 8°, aparecen concentradas en muy poco espacio sirviendo de conexión de la cabecera o de los vallejos laterales con los fondos de valle. En estos tramos intermedios suelen unirse los cursos de mayor pendiente formando cursos de segundo orden.

La red hidrográfica del Alto Pisuega se estructura en siete valles principales (Tabla 10) que se pueden asemejar con subcuencas muy desequilibradas en cuanto a tamaño. En torno al Pisuega aguas arriba de Peña Tremaya, el valle de Redondos se articula con entidad propia. El resto del grueso de la cuenca se la reparten principalmente los ríos Areños, Castillería y Lebanza. A excepción de la cuenca del Hontanillas, el resto presentan desniveles superiores a los 800 m, siendo lógicamente mayores en las cuencas orientales (Pisuega y Castillería) al alcanzar la Sierra Labra. Las altitudes medias son muy similares entre valles, un hecho consecuencia de la elevación de toda la cuenca de estudio por encima de los 1.050 m. La rugosidad no afecta a este parámetro pero sí a la longitud de los cauces. La relación de esta con el área de la cuenca determina la razón de elongación que permite dividir las cuencas en alargadas, Pisuega, Lazán, Lores y Lebanza; y redondas, Hontanillas, Areños y Castillería.

Tabla 10. Parámetros generales de la cuenca y subcuencas. Razón de elongación (Summerfield, 2014)

	Area (Km ²) (A)	Alt. Med.	Alt. Mín.	Alt. Máx.	Desnivel	Longitud (L) [km]	Nº Strahler	Razón de elongación ¹³
1. Pisuega (Valle Redondos)	143,7	1424	1092	2173	1081	17,11	6	0,79
2. Areños (Incluye 6. y 7.)	66,5	1391	1110	2037	928	7,3	5	1,26
3. Castillería	50,2	1340	1078	2086	1009	7,3	3	1,10
4. Lores	25,5	1441	1117	2020	903	9,8	4	0,58
5. Lebanza	17,5	1412	1101	2011	910	8,3	3	0,57
6. Hontanillas (Casavegas)	15,3	1353	1174	1638	464	3,1	4	1,42
7. Lazán (Camasobres y Piedrasluengas)	11,6	1450	1198	2037	839	8,1	3	0,47

¹³ Razón de elongación: $R_E = \frac{2 \cdot \sqrt{A}}{L}$

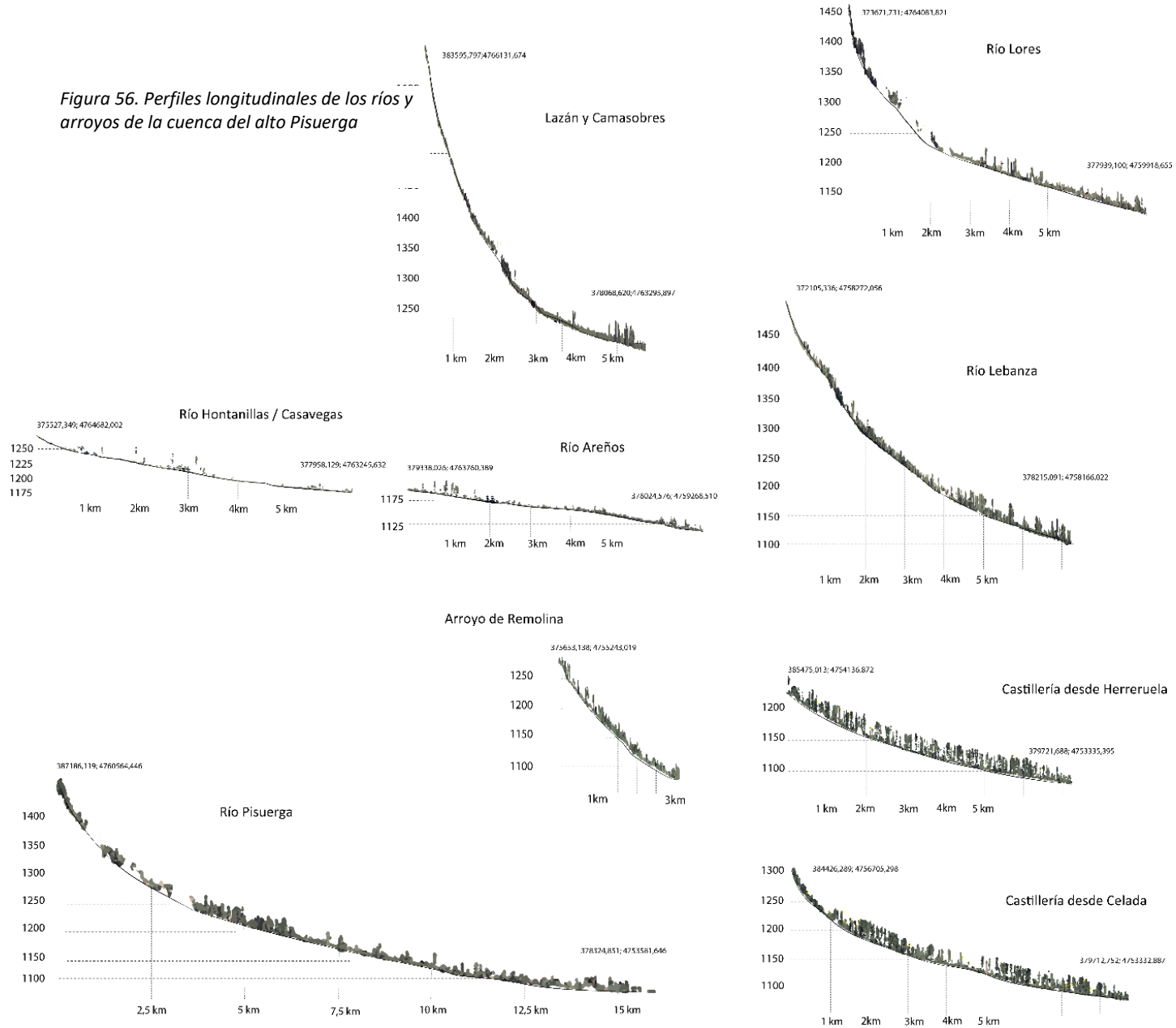
La forma de la cuenca también tiene influencia sobre el funcionamiento hidrológico y sedimentario. Una razón de elongación muy superior a 1 indica que la cuenca es muy redondeada y concentra las lluvias en su desembocadura propiciando la acumulación en ese punto. Por el contrario los valores muy por debajo de 1 indican cuencas alargadas donde el cauce principal recorre mucha distancia y no se concentra el flujo en un solo punto (Jardí, 1985).

La elaboración de perfiles longitudinales (Figura 56) es útil para apreciar posibles irregularidades en el trazado y la tendencia al estado de equilibrio (Mackin, 1948)¹⁴. Se ha observado que los cursos situados al sur de Peña Tremaya han logrado alcanzar esta línea de equilibrio. Sin embargo, esto no sucede en los ríos Lores, Areños, Hontanillas (Casavegas) y Lazán (Camasobres) donde se pueden encontrar *knickpoints* o cambios de pendiente superiores a los 5° (Figura 55) coincidiendo con flancos estructurales de los sinclinales de la cuenca. En estos tramos está actuando la erosión sobre el lecho generando microformas abrasivas y de cavitación como marmitas y pilancones.

La presencia de cursos que no han alcanzado su equilibrio y el mal drenaje causado por la acumulación de volúmenes de sedimentos de hasta 3 metros en algunos tramos de baja pendiente indican que la erosión remontante no ha regularizado el perfil de todos los arroyos. Esto tiene sentido teniendo en cuenta la relación inversamente proporcional entre pendiente y espesor de los sedimentos planteada por Vreeken (1973) y también conociendo la resiliencia al cambio de los cursos que se encajan en grandes volúmenes de sedimentos (Brunsden y Thornes, 1979). Tienen un relleno de material de grano fino en disposición horizontal, generalmente procedentes de aportes de las laderas que suelen ser disimétricas. En el contacto se alcanzan entre 3 o 4 metros de espesor de sedimento al avanzar los mantos coluviales sobre los depósitos fluviales. Esto es visible cuando el río bascula sobre una de las laderas, en los conos coluviales y aluviales, en lugares con litologías favorables y en laderas donde la ganadería y la agricultura han favorecido el desplazamiento. Es especialmente voluminoso el relleno en los valles septentrionales (1-2 m) donde se aprecian grandes volúmenes de sedimento que se depositan sobre la terraza T8.

¹⁴ Se asocia al concepto de *graded river* definido por un período de años, en los cuales la pendiente y las características geométricas de los cursos fluviales se ajustan a la velocidad del agua necesaria para transportar la carga sedimentaria sin producir erosión ni sedimentación en la cuenca.

Figura 56. Perfiles longitudinales de los ríos y arroyos de la cuenca del alto Pisuerga



En cabecera cabe destacar también el sistema fluvio torrencial en el que participan los flujos de derrubios y las cabeceras aluviales que debe tenerse en cuenta como parte de la red hidrográfica (Wohl, 2014b). La velocidad de los flujos genera depósitos con grandes bloques incorporados al curso como carga de fondo. La gran compartimentación de la cuenca hace que los barrancos sean numerosos, pero con escasa competencia a excepción de la ladera oeste de la Sierra Labra, donde han sido capaces de incorporar también depósitos gruesos de conglomerados de la cobertera mesozoica (Figura 57a). Todos los arroyos de esta vertiente presentan una acusada torrencialidad (Figura 57b).



Figura 57. Ejemplos de cursos de cabecera formando parte del sistema fluviotorrencial. A) A la izquierda barranco en las laderas de Peña Labra. B) A la derecha curso del arroyo de Lazán

En conclusión, atendiendo a los perfiles longitudinales se pueden clasificar las siguientes tipologías:

- a) Perfil cercano al equilibrio: Lebanza, Castillería, Pisuerga*
- b) Perfil con cambio brusco de pendiente: Lazán, Lores*
- c) Perfil constante y casi plano: Hontanillas, Areños*
- d) Perfiles torrenciales de cabecera*

4.2. El modelado kárstico

Las formas kársticas del Alto Pisuerga se localizan siguiendo las crestas estructurales formadas sobre litologías calcáreas:

- a) Siguiendo las crestas estructurales de los flancos de los sinclinales del miembro calcáreo de la fm. Vergaño, e.g. Peña Abismo, Tremaya, etc.
- b) En Sierra Corisa y en las escamas elevadas sobre la misma formación.
- c) En las calizas de Piedrasluengas del desfiladero de la Hoz.
- d) En las calizas devónicas de la fm. Lebanza.

Todas estas estructuras han generado formas exokársticas en su superficie o endokársticas en su interior de extensión variable ya que los miembros calcáreos de las formaciones del Alto Pisuerga son de escasa extensión superficial por su estrechez y por presentar generalmente buzamientos subverticales. Los efectos que el karst tienen sobre la red hidrográfica del Alto Pisuerga no son significativos a excepción de una reducción del drenaje superficial en el sector sudoriental de la cuenca. Por su singularidad algunos lugares como la cueva del Cobre exigen un análisis en profundidad que ya han realizado otros autores (Alcalde, 1981; Alcalde et al., 1984; Muñoz et al., 2003; Muñoz, 2008; Martín Chivelet et al., 2011). En otros puntos los estrechos escarpes calcáreos permiten que se produzcan pequeñas conexiones entre valles con surgencias que en ningún caso sirven de desagüe del Alto Pisuerga.

El modelado exokárstico (Figura 58) se compone de dolinas, lapiaces, agujas, pequeños sumideros y surgencias, de las cuales, en una de ellas en el valle de Lazán se ha formado una pequeña concentración tobácea. Las dolinas, los lapiaces y las agujas en toda la cuenca responden a la meteorización atmosférica y a la acción erosiva del manto nival. La mayor acumulación de diferentes familias de lapiaces está siguiendo las crestas estructurales calcáreas. Destaca el gran desarrollo de lapiaces de acanaladura en el desfiladero de la Hoz. De forma excepcional en una cresta monoclinial situada en las sierras Albas se ha desarrollado un puente kárstico (Figura 58) más conocido como el mirador de Caloca.

Las dolinas son la forma exokárstica más representativa. Son depresiones cerradas circulares u ovaladas originadas por disolución de las calizas (Jennings, 1985). Se distribuyen sobre todo en el sector de Peña Tejedo donde los miembros calcáreos de la formación Vergaño tienen una espesor mayor. La regularización erosiva producida sobre las laderas en estas litologías ha permitido el desarrollo de estas dolinas sobre los sectores más planos.



Figura 58. a) Desfiladero de la Hoz. b) Mirador de Caloca, un pequeño arco calcáreo en el flanco norte del sinclinal de Casavegas c) Surgencia del arroyo de Lazán, cerca de Piedrasluengas d) Dolinas de Peña Tejedo

Como se ha ido mencionando, los estratos calcáreos predominan en posición subvertical y son estrechos alternados por formaciones arcillosas impermeables por lo que no son suficientemente potentes para generar un relieve predominantemente kárstico. No obstante en algunos puntos coincidentes con las formaciones calizas del Westfaliense han dejado muestras de endokarst reseñable (Tabla 11).

Tabla 11. Cuevas del Alto Pisuerga. A partir de Alcalde (1981)

Cueva del Cobre	Cueva de Tremaya	Cueva de Majavieja
Cueva del Burro (Camasobres)	Cueva de Neredo (Lores).	La Braña y los Calares
Cueva del Moro (Stª Mª de Redondo)	Surgencia del río Gerino	Rioncejo y Matarcorva
Sima del Sogoso (Piedrasluengas)	Cueva de las Grajas (Verdeña)	Cueva del Oso
Vallejahonda (Lores)	Sima de Tremaya (Tremaya),	Cueva de las Grajas
Cueva de las Escalerillas	Cueva de la Mora (Los Llazos)	

El sumidero del Sel de la Fuente supone el comienzo del sistema kárstico más importante de la cuenca, que desemboca en la cueva del Cobre. Este sumidero aprovecha una falla vertical en las calizas del Westfaliense en contacto con las pizarras por donde se infiltra el agua. En una época de deglaciación el nivel freático estaba por encima del mismo y se generó un arroyo meandriforme hasta que el freático descendió generando una zona vadosa (Alcalde et al., 1984). En el interior se pueden encontrar espeleotemas, si bien no son muy abundantes al haber estado la cavidad colmatada durante amplios periodos de tiempo. Muñoz (2008) señala una temperatura en el interior de $5,5 \pm 0,3^{\circ}\text{C}$.

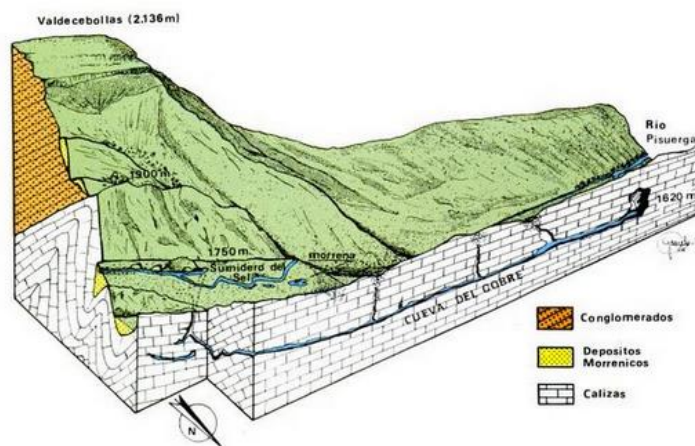


Figura 59. Sistema kárstico de la cueva del Cobre con el sumidero del Sel de la Fuente (Alcalde et al. 1984).

En general se puede interpretar que el karst es un tipo de modelado que en el Alto Pisuerga tiene un carácter de singularidad y que no tiene una influencia significativa sobre la evolución del medio físico más allá de que ha servido como indicador paleoclimático y que ha redirigido algunos pequeños cursos de cabecera.

4.3. El modelado glaciar

Las formas glaciares de la cuenca indican una actividad circunscrita a las cumbres de la Sierra Labra y en el entorno de Peña Carazo, en el borde occidental de la cuenca. Se pueden identificar hasta 14 circos glaciares, de los cuales solo 2 desarrollaron lenguas capaces de generar arcos morrénicos bien definidos (Figura 60). Su estudio ha sido muy desigual y se ha concentrado en el circo de Valdecebollas que ofrece un cortejo de formas glaciares muy definidas, pero también singulares dada su posición a barlovento. Se han realizado descripciones pormenorizada de los elementos e interpretaciones dinámicas por Hernández Pacheco (1944), Serrano y González Trueba (2004a) y por Pellitero y Serrano (2008), cálculo de paleoELAS por Serrano y González Trueba (2004a) que las situaron durante el LGM en 1.880 m, y también cartografía geomorfológica por Pellitero y Serrano (2008). El resto de estudios se han realizado a una escala regional incluyendo este sector para entender la evolución paleoclimática de la Cordillera Cantábrica en su sector central mediante modelos interpretativos que exceden al área de estudio (Serrano et al., 2013, 2015b, 2017), y que han incluido el glaciario de Valdecebollas y áreas limítrofes como el macizo de Fuentes Carrionas (Pellitero, 2008, 2011, 2013a, 2013b, 2014), de Picos de Europa (González Trueba, 2007; González Trueba et al., 2009; González Trueba y Serrano, 2010b), del valle del Nansa (Frochoso, 2016, 1990), de Alto Campoo (Serrano, 2002, 2001; Serrano y Gómez Lende, 2015) o del valle de Caloca (Gómez Lende, 2005).

Serrano et al. (2013) incluye con claridad tres de las fases dinámicas de Valdecebollas en el modelo regional que nos serán útiles para relacionarlas con el resto de las formas glaciares del Alto Pisuerga. Estas son una fase de máximo desarrollo glaciar (I), una fase intermedia de retroceso (II) y una fase tardiglaciar (III). La fase (IV) de desarrollo reciente asociado a la PEH no está presente en el área de estudio, solo en Picos de Europa. Es precisamente en Valdecebollas el único punto en el que están esas 3 fases dinámicas ya que en el resto de los circos de Sierra Labra solo se aprecia una fase (I) que se entiende es la de máximo desarrollo con morrenas situadas a una altitud similar (1.740-1.760 m) a la de la morrena de máximos de Valdecebollas (1.715 m), excepto los que por una mayor pendiente bajan de los picos Tres Mares y Cuchillón hasta los 1.520 y 1.560 m respectivamente.

En el caso de la divisoria occidental, de menor altitud, los glaciares se limitaron al entorno de Peña Carazo (2.012 m), que en su cara nororiental albergó un glaciar con un desarrollo importante, de 1,3 km, teniendo en cuenta la escasa altitud de las cumbres. Es evidente que se benefició de su posición a sotavento del pico de la Horca de Lores (2.020 m) generando una cubeta muy bien alimentada por la circulación atmosférica del Noroeste, Norte y Nordeste construyendo una

CAMBIO GLOBAL Y RESPUESTAS AMBIENTALES EN LA MONTAÑA CANTÁBRICA: EL ALTO PISUERGA

morrena a 1.550 m de altitud. En su desarrollo se aprecian dos fases dinámicas que por el desarrollo de sus morrenas deben asociarse a las fases I y II planteadas por Serrano et al. (2013).

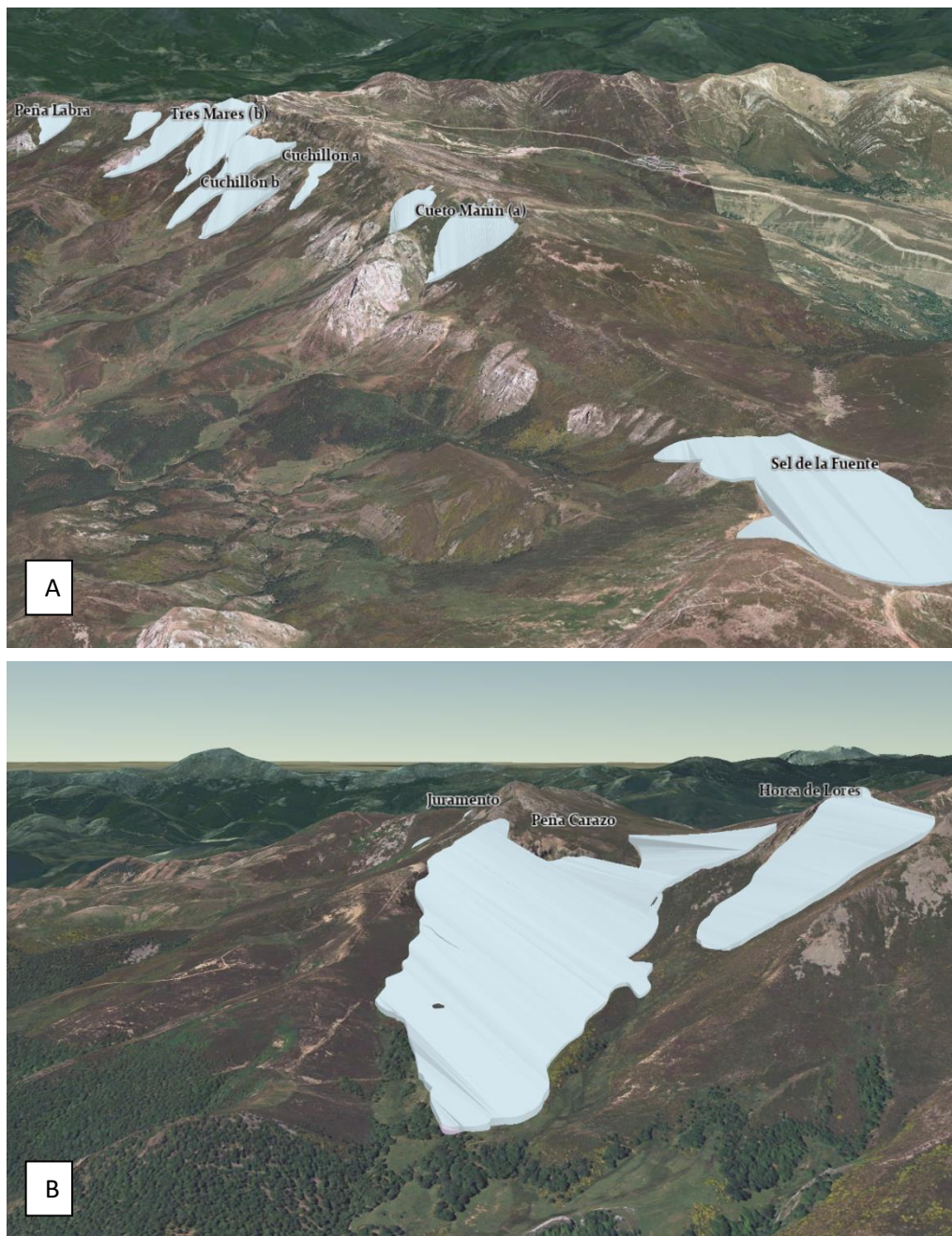


Figura 60. Escena de los antiguos glaciares en su etapa I. A) Circos de Sierra Labra. B) Circos de Peña Carazo

CAPÍTULO IV. EL MODELADO TERCIARIO Y CUATERNARIO

Tabla 12. Glaciares del Alto Pisuegra y sus etapas

	<i>Circo Glaciar</i>	<i>Etapas</i>	<i>Alt. Máx.</i>	<i>Alt. Mín.**</i>	<i>Longitud</i>	<i>Orientación</i>	<i>Tipo</i>	<i>Tipo de morrenas</i>
Valdecebollas – Sierra Labra								
1	Sierra del Cueto	I	1.950	1.650	997	SE	Circo	Una posible morrena laterofrontal desdibujada
2*	Sel de la Fuente	I	2.143	1.715	2.130	NO	Alpino	Una morrena frontal muy bien conservada
	Sel de la Fuente	II	2.143	1.815	1.420	NO	Circo	Dos arcos morrénicos bien definidos junto al sumidero del Sel de la Fuente
	Sel de la Fuente	III	2.143	>1.950	728	NO	Circo	Hasta tres arcos morrénicos frontales, con morrenas laterales, y till de ablación. Todo desdibujado.
3	Cueto Mañín (a)	I	2.100	1.800	620	SO	Circo	Dos morrenas laterofrontales pequeñas
4	Cueto Mañín	I	2.100	1.800	600	SO	Circo	-
5	Cuchillón (a)	I	2.040	1.740	850	SO	Circo	Una morrena lateral
6	Cuchillón (b)	I	1.700	1.560	570	SO	Circo	Dos morrenas laterofrontales
7	Tres Mares (a)	I	1.900	1.520	1.300	SO	Circo	2 morrenas laterofrontales
8	Tres Mares (b)	I	2.000	1.760	1.060	SO	Circo	1 morrena frontal poco definida y rota
9	Tres Mares (c)	I	2.000	1.740	1.010	SO	Circo	Una morrena lateral muy grande que ha sido sobrealimentada
10	Tres Mares (d)	I	1.900	1.820	370	SO	Circo	2 morrenas laterofrontales bien definidas
11	Peña Labra	I	1.900	1.760	487	SO	Circo	Pequeña huella de morrena lateral

CAMBIO GLOBAL Y RESPUESTAS AMBIENTALES EN LA MONTAÑA CANTÁBRICA: EL ALTO PISUERGA

	<i>Circo Glaciar</i>	<i>Etapa</i>	<i>Alt. Máx.</i>	<i>Alt. Mín.**</i>	<i>Longitud</i>	<i>Orientación</i>	<i>Tipo</i>	<i>Tipo de morrenas</i>
Peña Carazo – Horca de Lores								
12	Peña Carazo	I	1920	1550	1.318	NE	Alpino	Morrena frontale y lateral muy bien conservada
	Peña Carazo	II	1920	1720	800	NE	Circo	Un cordón morrénico frontal muy erosionado y fragmentado
13	Horca de	I	1960	1740	529	E	Circo	Pequeña huella de morrena frontal
14	Juramento	I	1820	1740	600	E	Circo	Huellas de morrenas laterales

** (Serrano et al. 2013)*

*** Altitud mínima definida por la morrena frontal o por el umbral del circo glaciar*

Dado que solamente dos de los circos glaciares han tenido más de una fase dinámica se va a proceder a un análisis más pormenorizado de los antiguos glaciares de Valdecebollas y Peña Carazo.

El circo del Sel de la Fuente

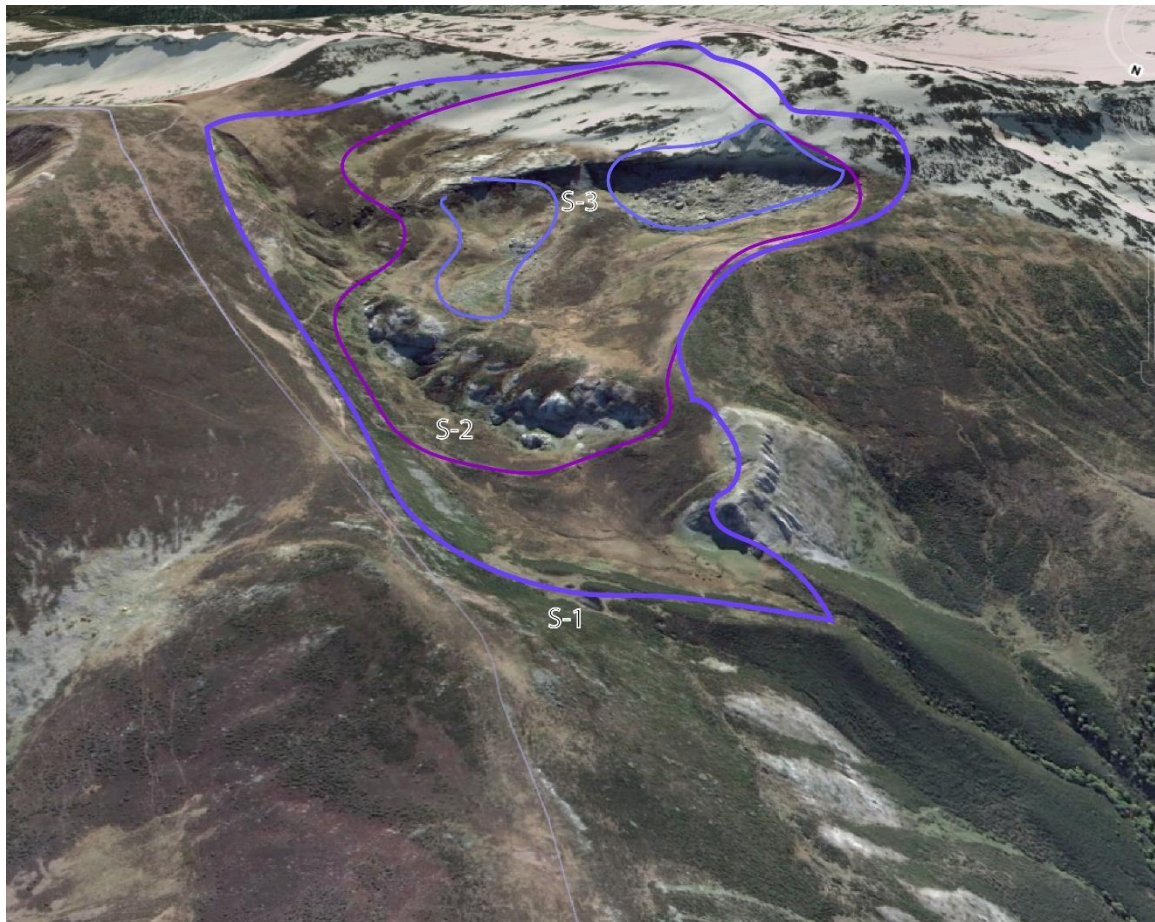


Figura 61. Superficies glaciares durante las 3 etapas señaladas en el circo del Sel de la Fuente

El glaciar de Valdecebollas se sitúa en la vertiente norte del pico Valdecebollas (2.143 m), una cima plana y separada del antiguo glaciar por un pronunciado escarpe formado por los conglomerados triásicos fuertemente cementados con una tendencia monoclin. En el entorno de este macizo se disponen 4 circos glaciares, aunque solo uno drena hacia la cuenca que estamos estudiando, el del Sel de la Fuente, con 875 m. de longitud. Situados en dirección Suroeste y separados por la divisoria marcada entre el Cueto de los Comunales (2.084 m) y el pico Sestil (2.063 m) se encuentran los circos del Rubagón y La Cárcava con 1.000 m de longitud cada uno y el del Sel de Brañosera con solo 250 m (Serrano y González Trueba, 2004a).

En el caso del glaciar del Sel de la Fuente, este tuvo dos lenguas, y una de ellas fluyó hacia la cuenca del Ebro por el collado del Sel de la Fuente. Las dos cubetas de sobreexcavación que posee las realizó sobre litología blanda del Westfaliense separada por el escarpe de calizas de la misma edad. Tiene una anchura de hasta 1.375 m y una profundidad de 283 m (Serrano y González Trueba, 2004a).

La morrena frontal se encuentra a 1750 m y está separada de otra inmediatamente superior por un vano intermorrénico donde se encuentran las lagunas del Sel de la Fuente, unas pequeñas lagunas que se secan casi todos los veranos.

Entre los 1780 y 1800 m se encuentran otros dos arcos morrénicos a poca distancia de una fase de retroceso, rodeando el sumidero kárstico en la segunda cubeta de sobreexcavación donde nace el Pisuerga y que han sido atribuidos a una fase de retroceso o fase II (Serrano et al., 2013). Estas morrenas quedan separadas de los circos superiores por un umbral calcáreo de 50 m de desnivel, con morfología regularizada por la erosión del flujo glaciar.

La cubeta de sobreexcavación situada por encima del umbral alberga unos 10-11 arcos, dependiendo de la interpretación ya que algunas morrenas aparecen fragmentadas mezcladas con depósitos de till alterados. Todos estos arcos responden a sucesivas etapas de avance y retroceso



Figura 62. Circo superior del glaciar de Valdecebollas.

posteriores a la fase II y probablemente propias de períodos tardiglaciares. Serrano et al. (2013) las interpreta como fase III. La morrena mejor definida es fronto lateral.

La última de las morrenas estaría situada junto al cantil de Valdecebollas (Figura 62) es la mejor definida aunque de escasa extensión. La presencia de bloques de orden métrico y decamétrico en el interior del arco responde a una caída por desplome del cantil en período de deglaciación. Es posible también que se haya producido un deslizamiento y la formación de protalus rampart que desdibujan la forma.

El circo de Peña Carazo



El antiguo glaciar de Peña Carazo se situó al oeste de Lores y está compuesto por dos fases dinámicas. Tiene una estructura de circo, más ancha en su parte superior, cerrada morrena bien conservada a 1.675 m que evoluciona a una lengua alpina descendiendo en altitud hasta otro cordón morrénico frontal poco marcado a 1.550 m de altitud (Figura 63). Este aparece roto en tres partes, pero la disposición parabólica de los depósitos con grandes bloques incrustados no da lugar a la duda. La altitud muy baja de las morrenas de máxima extensión en comparación con el circo de Valdecebollas obligan a interpretar estas como resultado de la fase dinámica I de máxima extensión glaciar. El circo superior se asociaría con una fase de retroceso que por coherencia altitudinal sería la fase dinámica II mientras que aquí no existirían fases dinámicas tardiglaciares.



Figura 63. Morrenas del circo de Peña Carazo situadas a 1.550 m.

El circo superior (Figura 64) ha sido representado (Frochoso, 1996; Junta de Castilla y León, 1998) pero no se tienen referencias directas a él. Es en esta parte donde se desarrolló una cubeta de sobreexcavación bien marcada, hoy colmatada y cuyo fondo actualmente es una turbera. Sobre ella se han producido dos grandes deslizamientos rotacionales posteriores a la fusión glaciar. Uno procedente de la vertiente meridional de la Horca de Lores y otro mucho mayor procedente de Peña Carazo retocado por procesos periglaciares. En planta puede confundirse con un glaciar rocoso por la presencia de bloques imbricados, sin embargo las grietas en su parte media (Gutiérrez Elorza, 2008) obligan a interpretarlo como un deslizamiento. Además está alimentado por la ladera oriental de arenisca devónicas de fm. Carazo, que descansan sobre la fm. Arroyacas, esencialmente arenosa. Es factible su caída en un contexto paraglaciar pues se deposita por encima de la cubeta de sobreexcavación. Se han relacionado con este período la mayoría de los deslizamientos de la cuenca (Tabla 13).

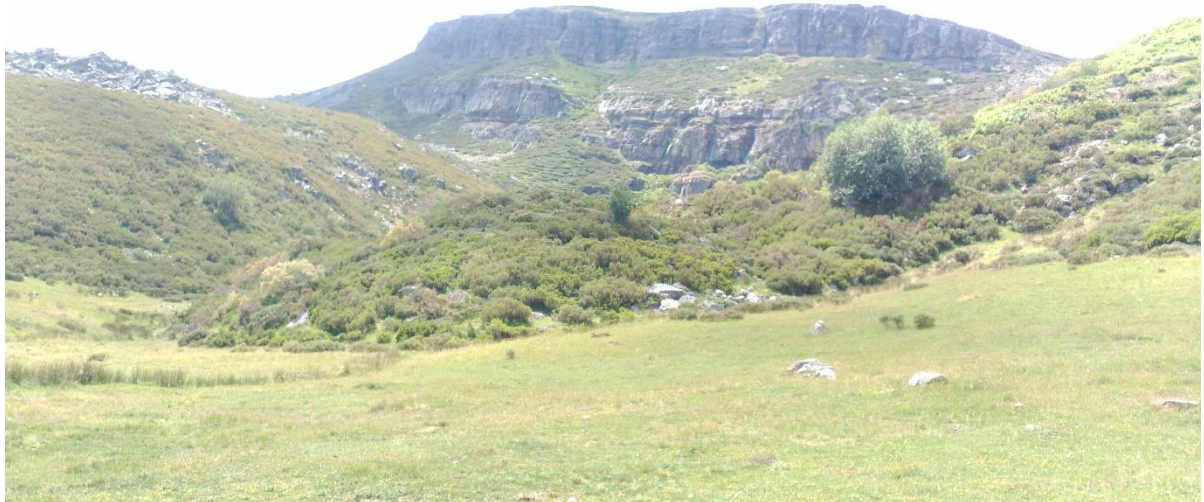


Figura 64. Cubeta de sobreexcavación del circo de Peña Carazo. A la izquierda deslizamiento procedente de Peña Carazo y en el centro el procedente de las laderas de la Horca de Lores.

Un elemento adicional es que por debajo de la morrena de máxima expansión glaciar se puedan encontrar multitud de bloques de grandes dimensiones envueltos en una matriz heterométrica hasta enlazar con el valle del Arroyo Gerino a 1.300 m. Estos tapizan la ladera y podrían tener relación con un posible drenaje súbito del glaciar con capacidad para arrasar la morrena inferior irradiando bloques. En este sentido los grandes deslizamientos pueden haberlo desencadenado. En el mapa, esta área ha sido definida como un ambiente proglaciar.

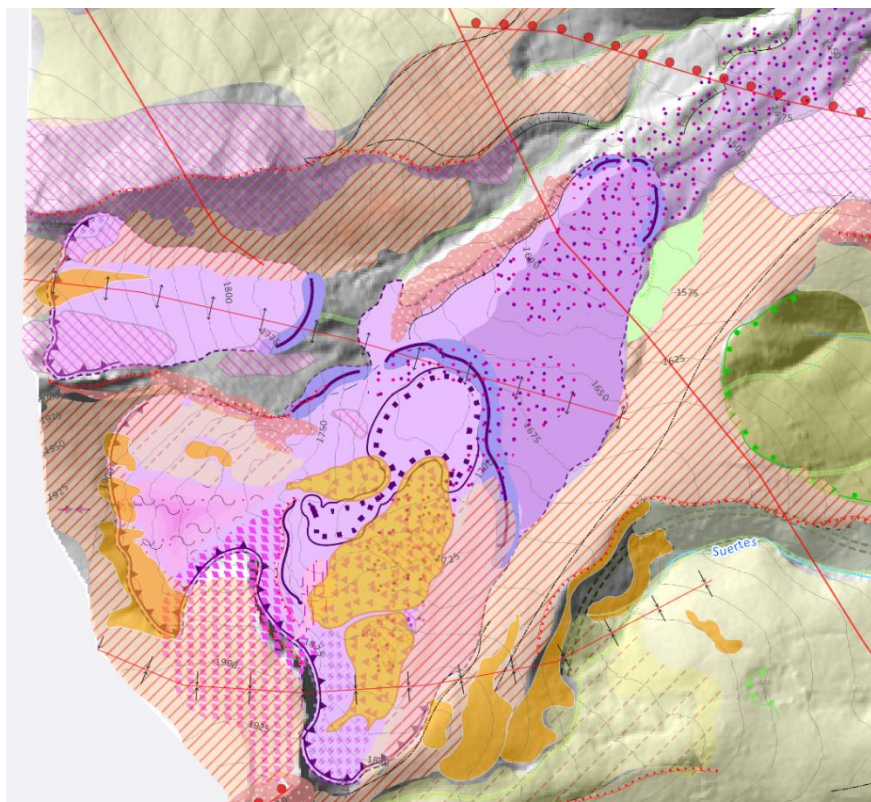


Figura 65. Extracto del mapa geomorfológico en el glaciar de Lores. Acudir a él para ver los diferentes elementos.

Tabla 13. Asignación temporal por correlación geomorfológica de los grandes deslizamientos del Alto Pisuerga en comparación con el Alto Carrión.

Terrazas	Años B.P.	Fases dinámicas	Carrión (Pellitero, 2013a)	Alto Pisuerga
T7	38.000 (LGM)	I	Horca de Lores II	
	29.000		Rabina 1 y 2	
T8		II	Riu3, Riu2	Pradales (Casavegas), Peña del Gato (Redondo), La Rasa, Arroyo Abadía, Arr. Celada I y II
	19.000		Lezna S., F.D. Estrecho y Cur. 2	Peña Cebollera (Celada) 1
	18.000		Reñuela 1 y 2	Peña Carazo 1 y Peña Carazo 2
	16.000 (OD)		Riu7 y 9	
	15.000		F. Carrionas 1 y 2	
			El Ves y Cur. E	
	12.000 (YD)	III	Cur.3	Cara oeste Valdecebollas

Evolución glaciar en el Alto Pisuerga

El glaciario de la cuenca es todo Pleistoceno. La máxima extensión glaciar (**Etapa I**) es anterior a 35.700-34.850 cal BP en Picos de Europa mediante el análisis del sedimento lacustre en el sector de Áliva (Serrano et al., 2012) y 33.678-38.378 cal BP en Fuentes Carrionas, dentro del MIS 3, muy anterior al registrado en los Alpes (Serrano et al., 2013; Pellitero, 2013b). Es una etapa que destaca por la abundancia de morrenas y cuyos frentes en la Cordillera Cantábrica Central fluctúan entre los 1.250 y 1.750 m (Serrano et al., 2017). A esta etapa se han adscrito la mayoría de los circos. En el caso de los glaciares en la base del Pico Tres Mares han tenido un mayor desarrollo en la vertical por una mayor pendiente que por ejemplo los pequeños circos de Cueto Mañín. En el caso del glaciar de Peña Carazo, su mayor extensión tiene que ver con la acumulación de nieve a sotavento. Su extensión fue grande a pesar de la baja altitud en consonancia con las laderas a sotavento en Alto Campoo donde en su máximo se formó un glaciar alpino de 6,2 km (Serrano y Gutiérrez, 2002).

Posteriormente se indica una fase de retroceso (**Etapa II**) que hace referencia al MIS 2. En el circo de Valdecebollas se sitúa por debajo del umbral calcáreo que divide las dos cubetas sobreexcavadas donde se pueden ver algunas estrías que indican el paso del glaciar. Serrano y González Trueba (2004a) fijan apenas un incremento de 0,1 °C en las temperaturas respecto a la etapa anterior. En el caso del glaciar de Peña Carazo, esta etapa queda marcada por la morrena situada a 1740 m. que cierra la cubeta de sobreexcavación en la base de Peña Carazo.

La **etapa III** solo se aprecia en el Sel de la Fuente (Serrano et al., 2013), pero se compone de numerosos arcos morrénicos bastante caóticos y difíciles de interpretar. Da la impresión de que se podrían separar dos grupos de morrenas dentro de esta fase que por correlación se podrían asociar al Dryas antiguo o reciente. Hernández Pacheco, (1944) ya las clasifica en estas 3 etapas que en su momento asocia al Würm, Riss y Mindel añadiendo sucesivas morrenas de retroceso. En general, esta etapa ha sido llamada etapa de los circos de alta montaña (Serrano et al., 2015 a,b) o fase de altura (Pellitero, 2013b) y solo la tendríamos presente en el Sel de la Fuente. Este la sitúa en Dryas antiguo (16-15 ka.).

La **etapa IV** en la Cordillera Cantábrica está adscrita a la Pequeña Edad de Hielo (Serrano et al., 2017), no está presente en el valle del Pisuerga por la escasa altitud de las cumbres (Cuchillón, 2.222m) y por la dominancia de caras orientadas al Sur. Los más grandes están orientados al Norte.

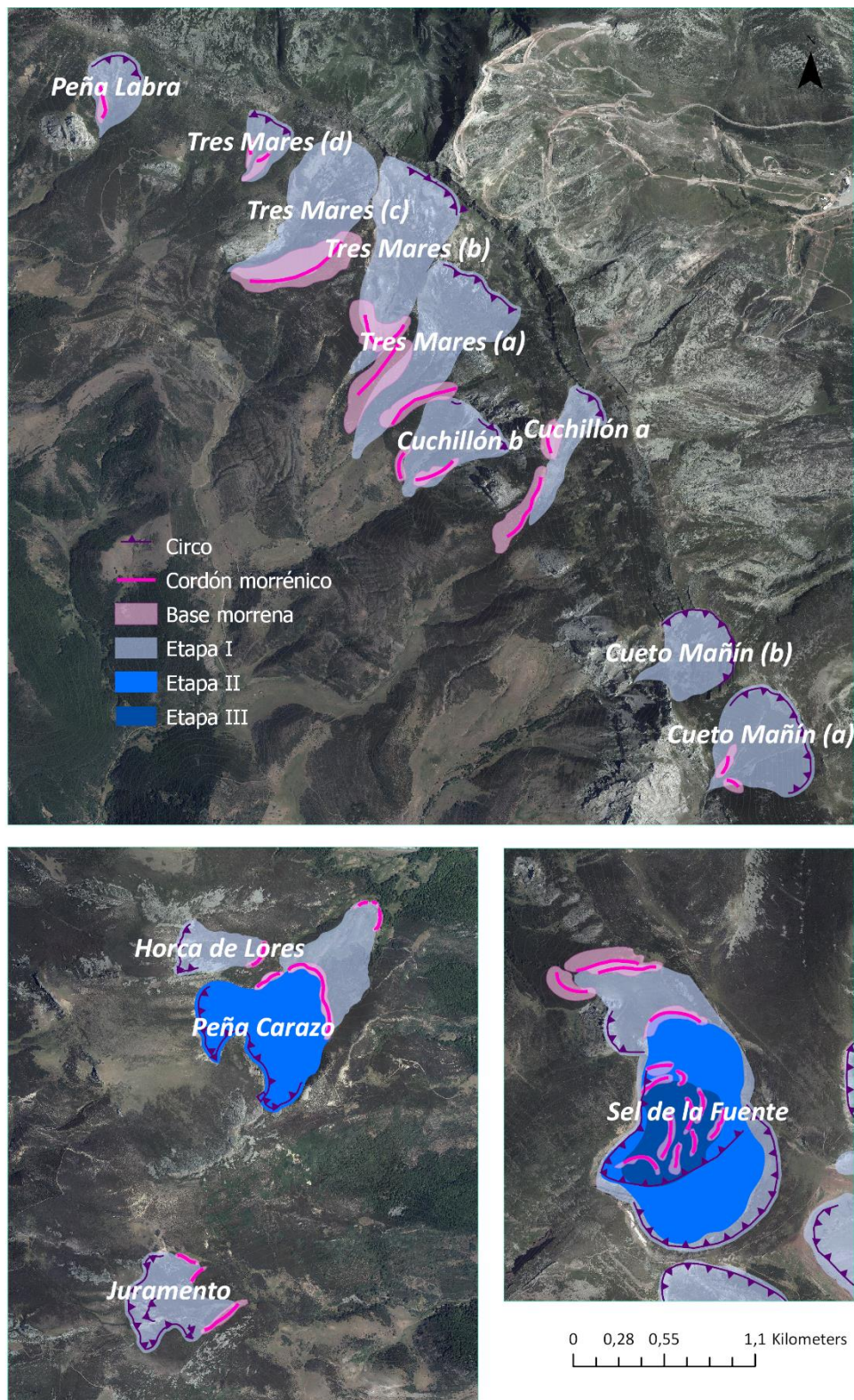


Figura 66. Circos y cubetas glaciares en el Alto Pisuegra

4.4. El modelado nivoperiglaciario de las laderas

En este apartado se han tratado de describir las principales formas periglaciares localizadas en el Alto Pisuerga. En el apartado 6.1.4 se determinarán las características térmicas del suelo y la capacidad de las nevadas para desencadenar formas y procesos periglaciares en la actualidad en consonancia con la evolución reciente de las variables climáticas. En relación con las formas encontradas se han clasificado siguiendo tres grandes categorías. En primer lugar las formas relictas que como iremos viendo son mayoritarias. En segundo lugar se estudiarán las formas activas que se dividirán por razones de desproporción escalar en formas activas térmicas, muy escasas, y en formas activas nivales.

4.4.1. Formas relictas

El ambiente glaciar Pleistoceno y con posible presencia de permafrost debió favorecer el desarrollo de formas periglaciares en toda la cuenca. Nossin (1959) afirma que sería posible encontrar fenómenos periglaciares por encima de los 1.000 m. Es posible encontrar evidencias de permafrost a menos de un kilómetro en el glaciar rocoso fósil de Alto Campoo (Serrano y Gómez Lende, 2015) y en otros puntos de la Cordillera Cantábrica, e.g. glaciares rocosos en el Younger Dryas y el Último Máximo Glaciar (Alonso, 1989; García de Celis, 1991; Serrano y Gutiérrez, 2000; Gómez Villar et al., 2004, 2013; Santos González et al., 2009; Pellitero et al., 2011; Rodríguez Rodríguez et al., 2016; Oliva et al., 2018). Lo cierto es que teniendo en cuenta que el cinturón periglaciario activo actual en el centro de la Cordillera Cantábrica es de unos 300 m de desnivel (Pisabarro et al., 2017) y que los frentes glaciares están entre los 1.550 y 1.700 m durante el Máximo Glaciar, es posible encontrar huellas periglaciares relictas en prácticamente toda la cuenca por encima de los 1.200 m.

Desde períodos previos al Pleistoceno, la erosión ha sido el proceso modelador de mayor impronta en el relieve, creando amplias laderas regularizadas sobre el sustrato, por encima de los 1.300 m aproximadamente. Estas laderas se aprecian con facilidad en la parte occidental de Sierra Labra donde son perfectamente rectilíneas. Se puede entender que han sido modificadas por la acción periglaciaria (Ballantyne, 2018). Estas laderas regularizadas o superficies de aplanamiento ya fueron advertidas al Este de Piedrasluengas (Stickel, 1929). Este interpreta su formación entre el Oligoceno y el Mioceno y Nossin (1959) más cerca del Mioceno y se conoce como la *Superficie de Redondos* que se divide en la oriental, del mismo nombre y la occidental de Casavegas. Sitter (1962) la sitúa en el villafranquiense, si bien yo retrasaría más su formación dado que el relleno Mioceno del centro de la cuenca del Duero (N1) se alinea con niveles de arrasamiento superiores a estas laderas (N4).

El proceso capaz de generar esta regularización sería la **crioplanación** resultante de la acción nivoperiglacial (Thorn y Hall, 2002). Las formas asociadas a este proceso serían la creación de **terrazas de crioplanación** (Gutiérrez Elorza, 2001; 2008; Ballantyne, 2018) delimitadas en la parte superior por cantiles más resistentes a la erosión diferencial y en la parte inferior por la disección fluvial. En su parte media su perfil puede estar interrumpido por crestas de estratos más duros. En la ladera occidental de la Sierra Labra se desarrollan entre los 1.700 y los 1.400 m de altitud con una pendiente regular de unos 20-25° (Figura 67). Su longitud es de alrededor de 1 km y su pendiente demasiado pronunciada para definirla como criopedimento en los términos en los que se han definido en Europa occidental (Ballantyne, 2018) aunque su formación es análoga y vinculada a la fusión nival sobre suelos helados (Vandenberghe y Czudek, 2008) y por solifluxión (French y Harry, 1992).



Figura 67. Diferentes terrazas de crioplanación en la ladera occidental de Sierra Labra

Estas laderas regularizadas o terrazas de crioplanación presentan un depósito superficial de 1 metro aproximadamente de espesor rectilíneo a modo de manto de derrubios (French, 2007; Ballantyne, 2018). French (2007) señala la formación sobre este tipo de laderas rectilíneas de mantos con fina capa de sedimentos que han sido removidas por la acción del viento en un ambiente frío sobre laderas de entre 25 y 38°. La estabilización del depósito respondería a un equilibrio dinámico entre meteorización atmosférica y remoción (Iwata, 1987).

En una de estas laderas se ha analizado el depósito y se aprecia este hecho en la curva granulométrica (Figura 68). Se distingue una predominancia de la fracción arenosa, 67% de los finos, en la parte central del perfil con estratificación cruzada. Tiene una mediana de 0,19 m, una moderada clasificación y simetría. La curva indica un transporte homogéneo de calibres inferiores a los 0,63 mm que parece indicar un origen mixto eólico-coluvial.

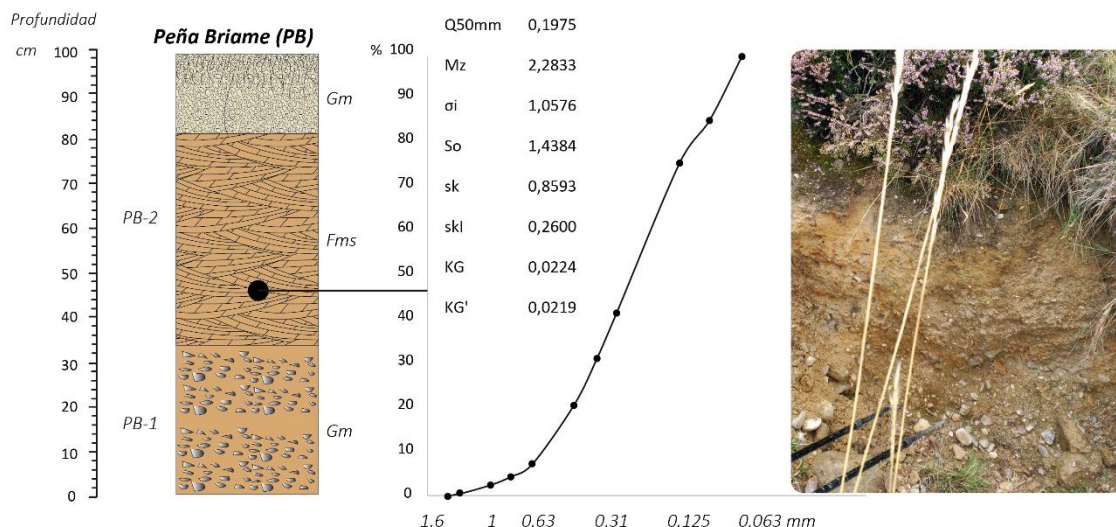


Figura 68. Depósito Peña Briame (PB) en la ladera regularizada en la cara SO de Valdecebollas (Figura 67) Altitud: 1640 m. 42° 57' 24,76"; 4°23'58,70".

Asimetría de valles. Todas estas terrazas de crioplanación y otras formas de ladera regularizadas están frecuentemente divididas por vallejitos anclinales en paralelo a la línea de máxima pendiente. La peculiaridad está en la disimetría que tienen sus laderas. Esta morfología está muy extendida en la cabecera de casi todos los arroyos de la cuenca especialmente de los orientados perpendicularmente al flujo de los vientos del NO que ya fueron descritos por Nossin (1959) en Sierra Labra. Son valles con una ladera más inclinada, generalmente la ladera de umbría. En la ladera de solana además de recibir un mayor aporte de nieve, esta se funde antes y el agua de fusión puede

desencadenar gelifluxión, solifluxión y reptación. Los materiales movilizados empujan a las aguas hacia la umbría provocando socavación basal (Gutiérrez Elorza, 2008). Se producen así morfologías cóncavas de conexión, excepto en algunos pies de ladera que tienen un elevado ángulo provocado por la erosión basal (Tricart, 1967). Entre estas formas cóncavas estaría también la formación de **nichos de nivación** frecuentes en los sectores favorables a la acumulación, como es el entorno del circo de Valdecebollas (ver mapa geomorfológico). Estas son depresiones producidas por la acumulación de nieve en espacios cóncavos favorables para ello. El agua de fusión ha penetrado en el sustrato y por congelación estacional se ha ido produciendo una meteorización por helada (Gutiérrez Elorza, 2008; Ballantyne, 2018).



Figura 69. Valle asimétrico al oeste de Valdecebollas. En la imagen de la izquierda con Peña Tejedo al fondo y en la de la derecha con Valdecebollas al fondo.

Los grandes bloques aislados de conglomerados del sector oriental de la cuenca

La presencia de conglomerados triásicos procedentes de la cobertera de la Sierra Labra (Figura 70) dispersos en todas las laderas de las cuencas altas de Lazán, del arroyo de la Varga y de Castillería por encima de los fondos de valle ha sido objeto de diversas interpretaciones y es un tema sugerente de investigación.

Hernández Pacheco (1944) los atribuyó a parte de un antiguo aparato glaciar, seguramente del Mindel, sin embargo no se han encontrado otras posibles huellas de un aparato de semejantes dimensiones. Por esta razón Nederlof (1959) y Nossin (1959) se refieren a ellos como bloques depositados por subsolifluxión o “slumping” en el primer caso y por solifluxión y gelifluxión en el segundo sobre las superficies de erosión seguidos de una disección fluvial. Hasta la fecha es la idea más convincente y que plantea menos dudas. Frochoso (1990) estudió este tipo de pudingas en el valle del Nansa, y explica que han sido objeto de un transporte torrencial o fluvio-torrencial en 3

fases de disección en forma de abanicos torrenciales. El origen de la torrencialidad la deja en el aire e hipotetiza como posible razón una fusión repentina de los glaciares. Indica en su detallado estudio que el tamaño de los bloques es inversamente proporcional a la distancia del área fuente y el desgaste directamente proporcional a esa distancia. Posteriormente la idea de un aparato glaciar no se ha descartado (Redondo et al. 2014).

Ante esta duda se hace necesario un estudio pormenorizado de los bloques de conglomerados dispersos por el Alto Pisuerga para comprobar que responden a una misma área fuente y descartar algunas hipótesis. Planteo esta necesidad en relación con los depósitos de conglomerados situados en la base del Pérmico de Peña Labra que han sido descritos por Robles et al. (1987). Estos depósitos en su base se componen de conglomerados masivos procedentes de abanicos aluviales que podrían haber sido exhumados tras la retrogradación general del sistema aluvial posterior.

En todo caso, la única certeza es que el depósito de estos grandes bloques de conglomerados colgados sobre los fondos de valle y lejanos a su probable área fuente son un depósito anterior a la disección de los actuales valles, por lo tanto, coetánea o anterior al nivel de arrasamiento N4. Lo más prudente en la actualidad es considerar que los agentes de transporte fueran una combinación de soliflucción y torrencialidad.

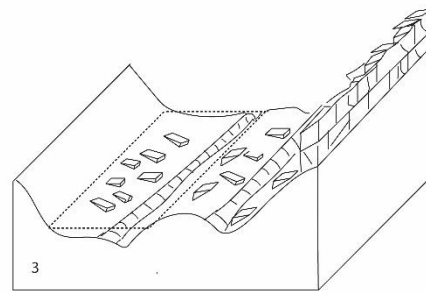
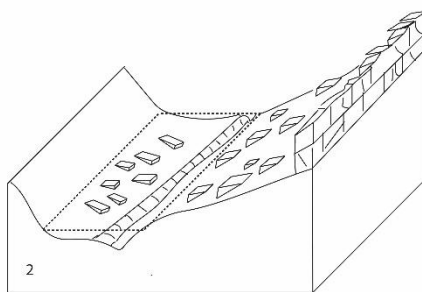
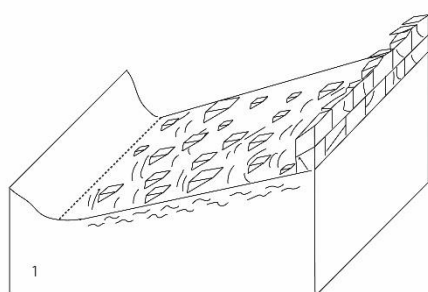
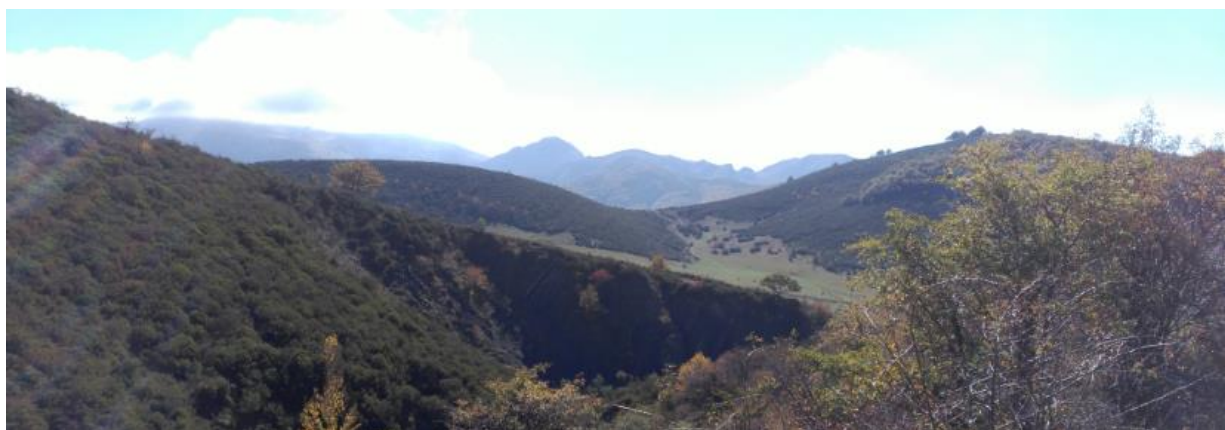


Figura 70. Evolución de las laderas de la base de la sierra Labra con los bloques de conglomerado y su posición en la actualidad.

Depósitos estratificados en profundidad

La presencia de depósitos estratificados con matriz fina puede indicar condiciones pleistocenas de soliflucción o incluso geliflucción alternados por *slope wash* y *dry grainflows* (Van Steijn et al., 1995; Ballantyne, 2018). Se han encontrado dos ejemplos en el Alto Pisuerga, uno de ellos con matriz rica en arcilla a 1.860 m junto a Peña Carazo (Figura 71) y otro con matriz algo más rica en gravas angulosas a 1.520 m junto al pico Tres Mares (Figura 72) cuyo perfil ha sido descrito (TM). En este depósito la secuencia estratificada se ha cubierto por una gruesa capa de 50 cm rica en finos que se puede interpretar como holocena. En el caso del depósito de Peña Carazo también se aprecia una diferencia clara de la parte superior del depósito. En este caso mediante un cambio brusco de tonalidad, del amarillo al rojo, lo que también se puede asociar a las condiciones más cálidas holocenas.



Figura 71. Depósito con una secuencia estratificada al oeste Peña Carazo a 1.860 m bajo la divisoria de aguas con la cuenca del Araúz

El depósito TM se aprecian los siguientes niveles:

- a) Los niveles inferiores del depósito (a) se componen de una alternancia de gravas angulosas TM-1, TM-3 y TM-5 (2-20 mm), arenas (TM-4 y TM-7) y limos y arcillas masivas (TM-2 y TM-6) (< 0,063 mm). Se puede entender que las fases de gravas angulosas responden a episodios secos con crioclastia y posible aporte mediante *dry grainflows*. Las texturas intermedias responderían a un depósito indiferenciado con arroyada superficial, *slopewash*, y soliflucción por fusión nival. Por último las texturas arcillosas habrían tenido una selección de granos por lo que posiblemente se haya producido congelación y crioturbación.
- b) El nivel intermedio tiene una estructura masiva de 50 cm con tamaños intermedios que incluyen arenas y en menor medida pequeñas gravas < 5 mm. Esta parte respondería a un transporte masivo que podemos asociar a la soliflucción por fusión nival.

- c) El nivel superior se compone de dos horizontes de suelo (A y B) donde se produce una estrecha edafogénesis sobre los depósitos más recientes.

Formas generadas por crioclastia

Las formas descritas hasta el momento han tenido un comportamiento mixto nivoperiglacial, en buena medida por la intensa nivación de esta región. La nieve es un elemento protector y por ello las formas creadas por fases térmicas de hielo y deshielo desencadenantes de la crioclastia son menos frecuentes.

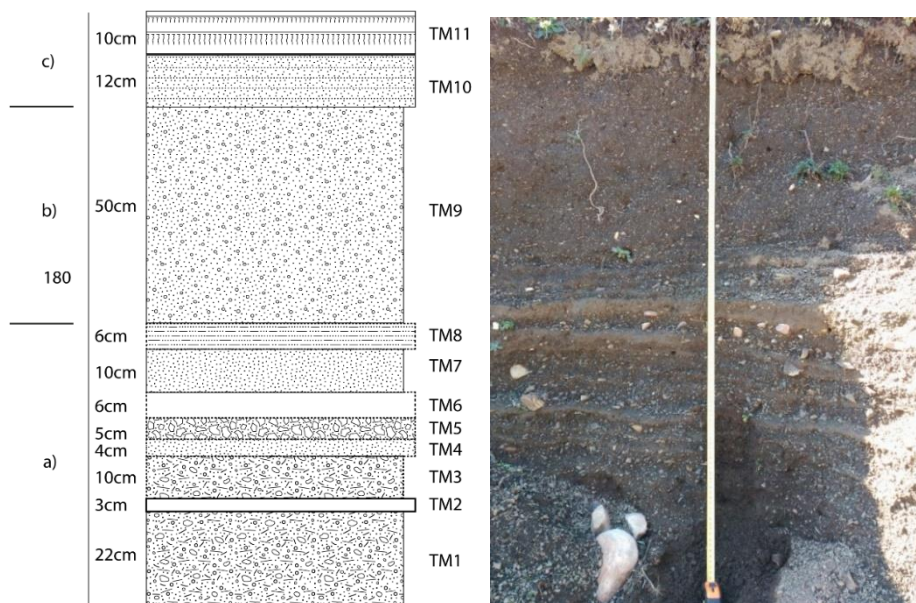


Figura 72. Depósito coluvial estratificado en la base del Pico Tres Mares. Altitud: 1.520 m. Orientación: Este. Coordenadas: 384 805,89; 4 764 379,39.

Pedreras o talus slopes

Las pedreras en sentido general son acumulaciones de derrubios sobre laderas alimentadas mayoritariamente por gruesos caídos por gravedad. Se pueden distinguir hasta tres tipos: taludes de derrubios, conos de derrubios y conos de derrubios coalescentes (Ballantyne, 2018). Hay varios ejemplos de ellos especialmente bajo los cantiles calcáreos de las crestas monoclinales más destacadas (e.g., Las Agujas, Figura 73; Peña Abismo; Sel de la Fuente, Figura 74), pero también en las areniscas de Peña Carazo donde se ha formado un cono de aludes muy claro y en los conglomerados del cantil de Sierra Labra donde predominan los taludes rectilíneos.

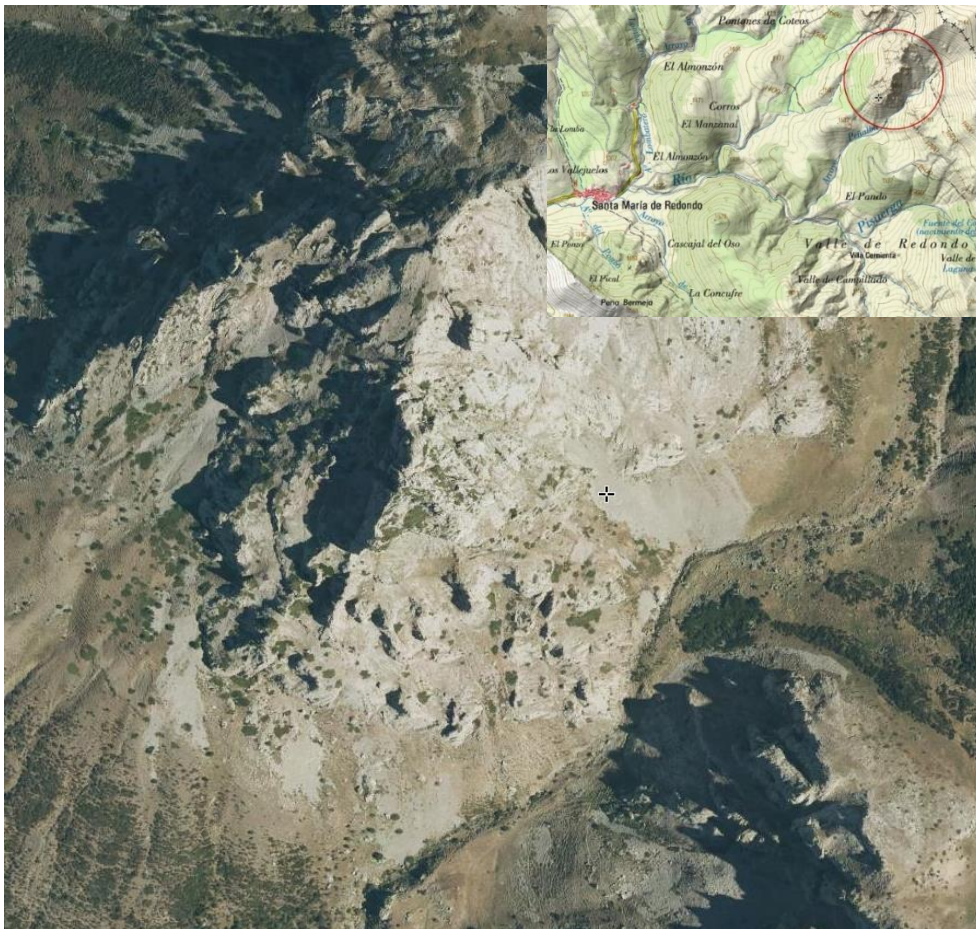


Figura 73. Taludes y conos de derrubios al este de las crestas calcáreas de las Agujas



Figura 74. Talud de derrubios en el Sel de la Fuente

En algunas laderas, los taludes de derrubios han perdido los depósitos de bloques, cantos, gravas y finos generando laderas homogéneas de bloques gruesos de orden decimétrico a métrico que se han denominado **laderas de bloques**. Este tipo de depósitos suelen verse al pie de escarpes sobre los que ha actuado la meteorización por helada donde los gelifractos más gruesos después de moverse y orientarse en función de la máxima pendiente afloran en superficie y los finos quedan en profundidad (Gutiérrez Elorza, 2008). No son muy abundantes en la cuenca, pero se ven inactivos hasta los 1.400 m cubiertos casi en su totalidad por vegetación. Hay ejemplos de este tipo de acumulaciones en la ladera meridional del valle de Gerino (Lores) y en el valle del Pisuerga (Figura 75) frente a la cueva del Cobre. Son indicadores de una intensa actividad de congelación y fusión en escarpes situados encima de estos depósitos.

En las áreas de elevada pendiente y gran aporte de clastos como en Las Agujas (Figura 73) el transporte más efectivo de estos gruesos se realiza mediante **flujos de derrubios o debris flow** paralelos siguiendo líneas de máxima pendiente (Ballantyne, 2018) que se manifiestan como una forma muy efectiva de transporte de gruesos en crestas calcáreas de la Cordillera Cantábrica, e.g. (Serrano et al. 2019). A menudo se forman entre los conos y taludes de derrubios.



Figura 75. Laderas de bloques en el valle del Pisuerga (1.400m) frente a la Cueva del Cobre

La acción conjunta de la crioclastia junto a la acumulación nival en la base de las crestas ha desarrollado **protalus rampart**, acumulaciones de bloques deslizados por encima de los neveros (Shakesby, 1997; Ballantyne, 2018). Estos se mezclan con otras formas de derrubios como los conos y taludes de derrubios relictos distribuidos por toda la cuenca especialmente procedentes de crestas calcáreas (p.e. Peña Abismo, Pico de las Agujas) y areniscosas (p.e. Peña Carazo, Peña del Juramento) por encima de los 1.200-1.300 m. También desdibujan morrenas con aportaciones superpuestas (Figura 76). La presencia de estas formas por encima de las morrenas tardiglaciares indican que han permanecido activas durante más tiempo durante el período de deshielo posterior al último avance glaciario (fase III) asociada al YD. Durante el período glaciario es muy probable que, en los circos más altos, haya podido existir una presencia clara de permafrost sobre todo en los márgenes de las masas de hielo. La desaparición del hielo y la descompresión producida con la fusión del permafrost podría estar relacionada con los desplomes de grandes bloques de conglomerados en la arista del circo septentrional del Sel de la Fuente posteriores al YD (Figura 76). Es precisamente en la única parte que queda de cantil superior de esta litología en la que se han obtenido los valores más bajos de temperaturas de suelo (Aptdo. 3.3.3.1), llegándose a formar en

un único invierno una reorganización de gravas. Las fracturas del cantil indican el proceso de derrumbe.



Figura 76. Caída de bloques desde la arista de Valdecebollas sobre el espacio que ocupó el glaciar del Sel de la Fuente en su última etapa. Algunos arcos pequeños responden a la formación de protales rampart.

4.4.2. Formas activas térmicas

El análisis de las formas activas periglaciares en montañas medias templadas se asocia a sucesiones de fusión y congelación (French, 2007; Ballantyne, 2018). Por ello se requiere de un estudio de las temperaturas del suelo que se desarrollará en profundidad en el apartado 6.1.3.2. vinculados al estudio de la variabilidad climática en el macizo de Valdecebollas. A través de ese análisis y de la observación en campo en ese macizo y en el resto de las montañas más elevadas del Alto Pisuerga se han descartado procesos periglaciares activos relevantes. Las formas activas quedan restringidas a pequeñas manifestaciones en lugares en torno a los 1.950- 2.000 m y por encima donde la nieve no ejerce una labor protectora como son las crestas y las cimas. Aquí la elevada pendiente o el viento (Figura 77) impiden grandes acumulaciones. La cubierta nival protege el suelo y las formas asociadas a la congelación y fusión del suelo son escasas, e.g. frost shattering, debris fall, frost hattering, taludes de derrubios.



Figura 77. Prueba de la intensidad del viento sobre la cencellada del pico Valdecebollas

Las heladas en ausencia de la protección del manto nival pueden generar una cierta clasificación de la granulometría en el suelo así como un ordenamiento de clastos (French, 2007). En todo caso tanto en Fuentes Carrionas como en Picos de Europa han sido descartados por debajo de 2.100 m

(Brosche, 1994; González Trueba, 2007; Pisabarro et al., 2017). Las únicas formas que se han encontrado se refieren a pequeños levantamientos por helada.

- **Céspedes almohadados con una cierta organización de clastos.** Son pequeñas formas alomadas entre círculo y polígono (Gutiérrez Elorza, 2008) de 1 m aproximadamente ocupadas por musgos criófilos (Figura 79). En el interior se desarrollan pequeñas crioturbaiones. Se localizan en la cumbre de Valdecebollas ya que su cumbre es muy plana y venteada, incapaz de acumular una buena capa de nieve protectora. Las crioturbaiones pueden llegar a mover aparentemente algunos bloques de grandes dimensiones (Figura 80). La clasificación de clastos no es muy clara pero hay muestras de cierta geometrización tras su fusión (Figura 78).



Figura 79. Cima de Valdecebollas, 2.142 m.



Figura 80. Crioturbaión en la arista sur del Circo del Sel de la Fuente. 2.090 m.

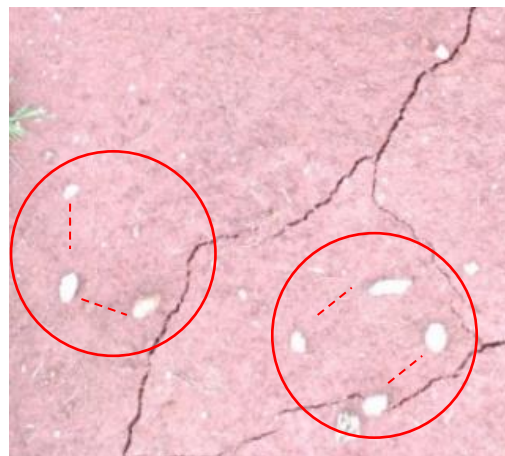


Figura 78. Suelo con una cierta ordenación en el invierno de 2016-2017 producida después de la fusión del manto nival cuya permanencia había eliminado toda la vegetación. Bajo el cantil norte a 2.106 m.

- **Terrazas de soliflucción con helada (*terraces*).**

Son microformas periglaciares muy comunes en la Cordillera Cantábrica (e.g. Pellitero, 2013; Gómez Lende et al., 2016) y forman bancos con un borde vegetado. Se distribuyen en toda la alineación Peña Labra-Valdecebollas por encima de los 1.950-2.000 m sobre depósitos finos de laderas abruptas y expuestas (Figura 81). Forman sucesivos escalones de unos 20 cm limitados en su frente por césped, pero desnudos en su parte plana. Su forma de los escalones cambia con la pendiente, así como con el comportamiento líquido y plástico de las laderas. En este rango altitudinal las terraces se han demostrado activas, e.g. en la sierra de Guadarrama (de Marcos et al., 2017).



Figura 81. Ejemplos de terrazas de soliflucción sobre la arista de Valdecebollas.

- **Lóbulos de soliflucción**

Se distinguen de la soliflucción sin helada de tipo flujo de barro o *mudflow* principalmente por su forma abombada y por su altura de unos 30-40 cm (Figura 82). Esta se produce por la congelación estacional. Matsuoka (2005) los clasifica como lóbulos de soliflucción altos en contraposición con los que no superan los 20 cm de altura, que también difieren de los lóbulos afectados por flujo de barro por hipersaturación en la fusión nival. Se han distinguido también en el área contigua de Alto Campoo (Serrano y Gómez Lende, 2015).



Figura 82. Lóbulos de soliflucción en el circo de Valdecebollas a 1.960 m.

- **Agujas de hielo (*piprake*)**

Aunque no se puede hablar de congelación profunda del suelo, las heladas diarias producen la congelación en superficie de la humedad del suelo formando pequeños tubos *pipe* por capilaridad (Gutiérrez Elorza, 2001). No es un proceso en profundidad pero sí muy extenso y por ende con una relativa capacidad



Figura 83. Pipkarake a 1.300 m en Polentinos

erosiva por desplazamiento de pequeñas partículas de suelo. Se han encontrado agujas a 1.300 m (Figura 83).

4.4.3. Formas activas nivales

A diferencia de los procesos periglaciares de origen térmico, en retroceso durante el Holoceno, las nevadas siguen teniendo una gran capacidad morfogenética. En la Cordillera Cantábrica Central la cubierta nival ha sido reafirmada como agente morfogenético causando formas y depósitos asociados (García de Celis, 1993, 2002; Castañón y Frochoso, 1994; González Trueba, 2007; Rodríguez Pérez, 2009; Santos González et al., 2009; González Trueba y Serrano, 2010a; Santos González, 2011; Pellitero y Serrano, 2012; Pellitero, 2013a, 2014; Hernández Holgado, 2014; González Gutiérrez, 2017; Pisabarro et al., 2017).

La solifluxión

A mitad del siglo ya se escribió sobre el problema de la existencia de suelo deslizante activo en la cuenca del Pisuerga (Nossin, 1959) que se vinculaba a la fusión de la nieve. Se trataría de un movimiento en masa lento que ha ido modificando las laderas del Alto Pisuerga de forma acelerada si añadimos que las formaciones habitúan a ser deleznable e impermeables. En el mapa geomorfológico se pueden identificar huellas de esta movilización en buena parte de los coluviones, la forma más extensa del área de estudio. Este proceso tenemos que vincularlo a la solifluxión que se desencadena de forma efímera con la saturación de las laderas tras la fusión nival (Yamada, 1999).



Figura 84. Ejemplos de espacios con suelo solifluido junto a Peña Briame a 1.820 m y en Camasobres a 1.210 m.

Si tomamos las definiciones habituales para el centro de Europa (French, 2007; Ballantyne 2018) este proceso implica congelación y fusión del suelo sin embargo otros lo admiten como un proceso periglacial en ausencia de congelación como solifluxión afectada por flujo de barro (Matsuoka, 2005). Estos movimientos han sido considerados bajo grandes neveros en otros espacios con grandes volúmenes de nieve (Kariya, 2002; Thorn y Hall, 2002). Esta provoca la saturación del suelo, el cual supera el límite plástico donde disminuye la fricción (Gutiérrez Elorza, 2001) y se produce la

pérdida de cohesión sobre materiales impermeables subyacentes (Van Asch et al., 1999; García Ruiz et al., 2015). Es considerado un proceso frecuente de baja intensidad en la Cordillera Cantábrica (González Trueba y Serrano, 2010a) a diferencia de otros procesos de alta intensidad tipo slushflows (Furdada et al. 1999).

Los valores de los sensores térmicos que se analizarán en el apartado 6.1.4.2 solo justifican la congelación estacional de suelo en profundidad por encima de los 1.950 m, sin embargo el volumen de suelo pronival desplazado en el Alto Pisuerga hace necesario concebir este proceso en la mayor parte de la cuenca como un tipo de soliflucción sin congelación restringido a momentos posteriores a las nevadas. Si esta fusión se desencadena con anterioridad a un episodio atmosférico de heladas en los fondos de valle la remoción del terreno saturado puede dar lugar a fenómenos de congelación diarios en superficie acelerando la producción de sedimentos. Además, se une la actividad de la fauna subterránea bajo el manto nival movilizándolo¹⁵.

Las formas solifluidales son múltiples en las laderas medias y bajas toda vez que se suceden episodios de intensa saturación por fusión nival. Es posible distinguir formas características de soliflucción afectada por flujo de barro (Matsuoka, 2005) o *slopewash* (Ballantyne, 2018) pero también otras más estructuradas similares a *solifluction sheets* o *turf banked terraces* (Ballantyne, 2018) (Figura 85) con pequeños desgarres.



Figura 85. Procesos solifluidales a baja altitud al Oeste de Polentinos en el instante de fusión nival.

¹⁵ La aparición de pequeños montículos de entre 20 y 25 cm de diámetro y la construcción de galerías en la parte superficial del suelo se produce por la actividad subterránea del *Chionomys nivalis* o topillo nival durante la permanencia del manto nival.

Otro de los efectos de la solifluxión es **el alineamiento de bloques**. Se aprecian en los espacios con litologías no consolidadas por encima de los 2.000 m (Figura 86; Figura 87). Se trata de un proceso provocado por el manto nival tadío que impide el crecimiento de vegetación y por lo tanto el desplazamiento de finos ladera abajo producido por la fusión nival es más efectivo (Hara y Thorn, 1982; Ballantyne, 2018) al que se puede unir la solifluxión.



Figura 86. Bloques alineados por solifluxión en la vertiente norte del circo de Valdecebollas. El de la izquierda parece haberse comportado también como un bloque arador.



Figura 87. Alineación de bloques en Peña Carazo

Superficies erosivas

La permanencia de la cubierta nival protege el suelo y no favorece el desarrollo de formas ligadas a la congelación del suelo como frost weathering o frost shattering. Sin embargo en espacios de crestas muy venteados donde la nieve no es estable estos procesos son claros ya que el espesor es menor. La ausencia de cubierta vegetal en combinación con litologías no consolidadas y la escorrentía superficial favorece el desarrollo de cárcavas y en sentido amplio la denudación del

sustrato. Todos estas formas se relacionan con la actividad del proceso de nivación (Ballantyne, 2018) (Figura 88) donde el empuje del manto nival es capaz de incidir el sustrato e incluso romper clastos (Carrera y Valcárcel, 2010). Esta acción nival puede incrementarse si ya existen depósitos periglaciares (Palacios y García Sánchez, 1997).



Figura 88. Imagen de la erosión producida por efecto de la nivación en la arista occidental del circo glaciar de Valdecebollas

A bajas altitudes se han apreciado zonas desprovistas de vegetación y depósitos superficiales con cárcavas hasta los 1.480 m (Figura 89) que deben responder a procesos de nivación prolongada con eventuales episodios de heladas. La permanencia del manto nival y su acción nival afecta también a resaltes calcáreos donde se han encontrado karst nival (Jennings, 1985).



Figura 89. Espacio con suelo desnudo y cárcavas en la cabecera del Lombatero, al norte de Santa María de Redondo

Los canales de aludes. La acumulación de nieve desencadena también aludes con capacidad morfogenética periglaciaria. Se han apreciado varios canales de aludes en los escarpes de Sierra Labra, en especial en el sector que va desde Peña Labra a Cueto Mañín (Figura 90). Estos se canalizan a través del paquete de calizas situado por debajo dejando depósitos longitudinales que llegan hasta alrededor de los 1.500 m de altitud. Su máximo desarrollo es de 200 m por lo que serían de pequeño desarrollo (González Trueba y Serrano, 2010a).



Figura 90. Canales de aludes en Sierra Labra bajo el pico Tres Mares

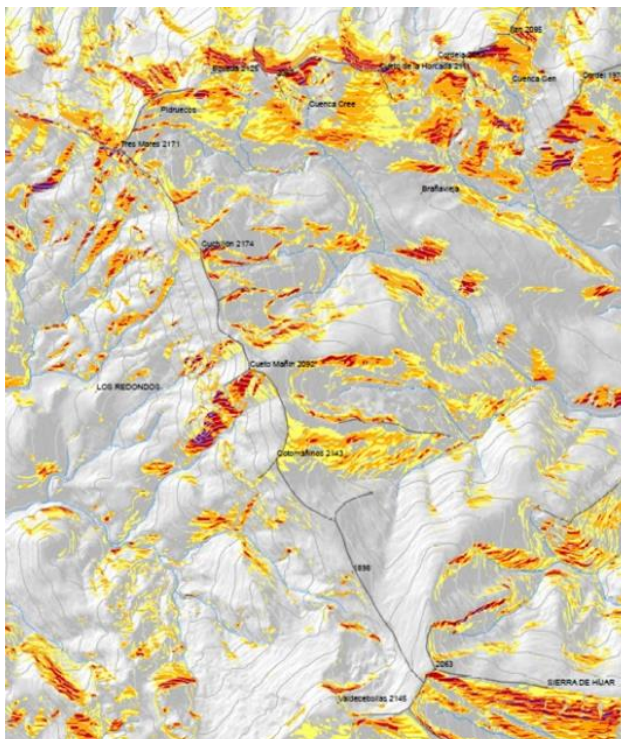


Figura 91. Riesgo potencial de aludes en la Sierra Labra y Alto Campoo (Serrano et al. 2018). En oscuro mayor riesgo.

Los aludes son actualmente un riesgo natural en la Cordillera Cantábrica (Figura 91) (Wozniak y Marquínez, 2004; Vada et al., 2012; Poblete et al., 2016; Serrano et al., 2016). En la Sierra Labra existe riesgo potencial muy alto de aludes (Figura 91) pero también en la garganta de la Hoz junto a Camasobres.

Adicionalmente en algunos inviernos se producen cascadas de hielo alimentadas por la fusión nival en los cantiles de conglomerados de Sierra Labra, en especial en las partes orientadas al Norte como en Valdecebollas.

4.6. El modelado fluvionival y antrópico de los fondos de valle

El estudio de los fondos de valle en el Alto Pisuegra implica el análisis de varios elementos indisociables por su interconexión. Estos son el nivel de terraza T8, los conos aluviales, los conos coluviales, las capturas fluviales y el dinamismo fluvial. A pesar de la convivencia de estos elementos, los valles más característicos tienen un fondo plano y es habitual que se asimilen como una derivada de los valles asimétricos (Gutiérrez Elorza, 2008, p522). En ellos el lecho se compone de depósitos heterométricos mal clasificados procedentes de las laderas y por sedimentos que han sufrido un cierto transporte longitudinal en un ambiente saturado debido a la fusión nival. Se llegan a desarrollar espesores de gran potencia, entre 1 y 3 m que sirven de conexión entre las laderas y el fondo de valle. Este espacio de conexión es importante a nivel sistémico conectando depósitos aluviales, coluviales y la formación de suelos produciendo una riqueza bioquímica y geoquímica que favorece la pedogénesis (Rohdenburg, 1989; Gerrard, 1992) y siendo un espacio preferente el análisis de las alteraciones humanas del medio físico (Wohl, 2015a; Pérez Lambán, et al., 2018).

4.6.1. El valle de Casavegas

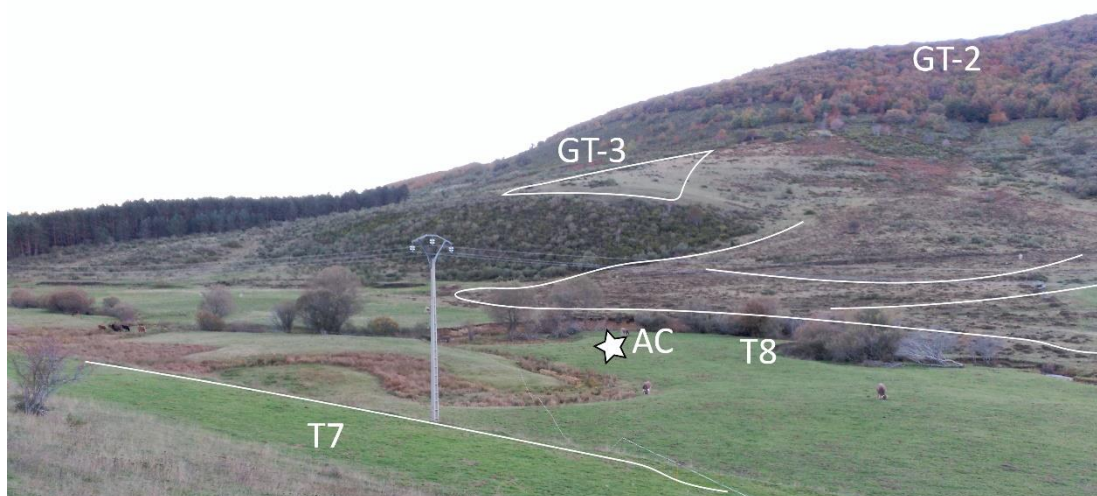


Figura 92. Valle de Casavegas con el río Hontanillas meandriforme en el fondo incidiendo sobre el cono coluvial de su margen derecha donde se encuentra el depósito estudiado (AC).

Para lograr una interpretación conjunta de todos estos elementos ha resultado muy útil el análisis litoestratigráfico de depósitos que los incluyan. En el valle de Casavegas, el depósito situado en el levée de la margen derecha del río Hontanillas (AC) permite un análisis conjunto de T8 y del relleno que recubre la terraza procedente de un cono coluvial (Figura 93, Figura 94).

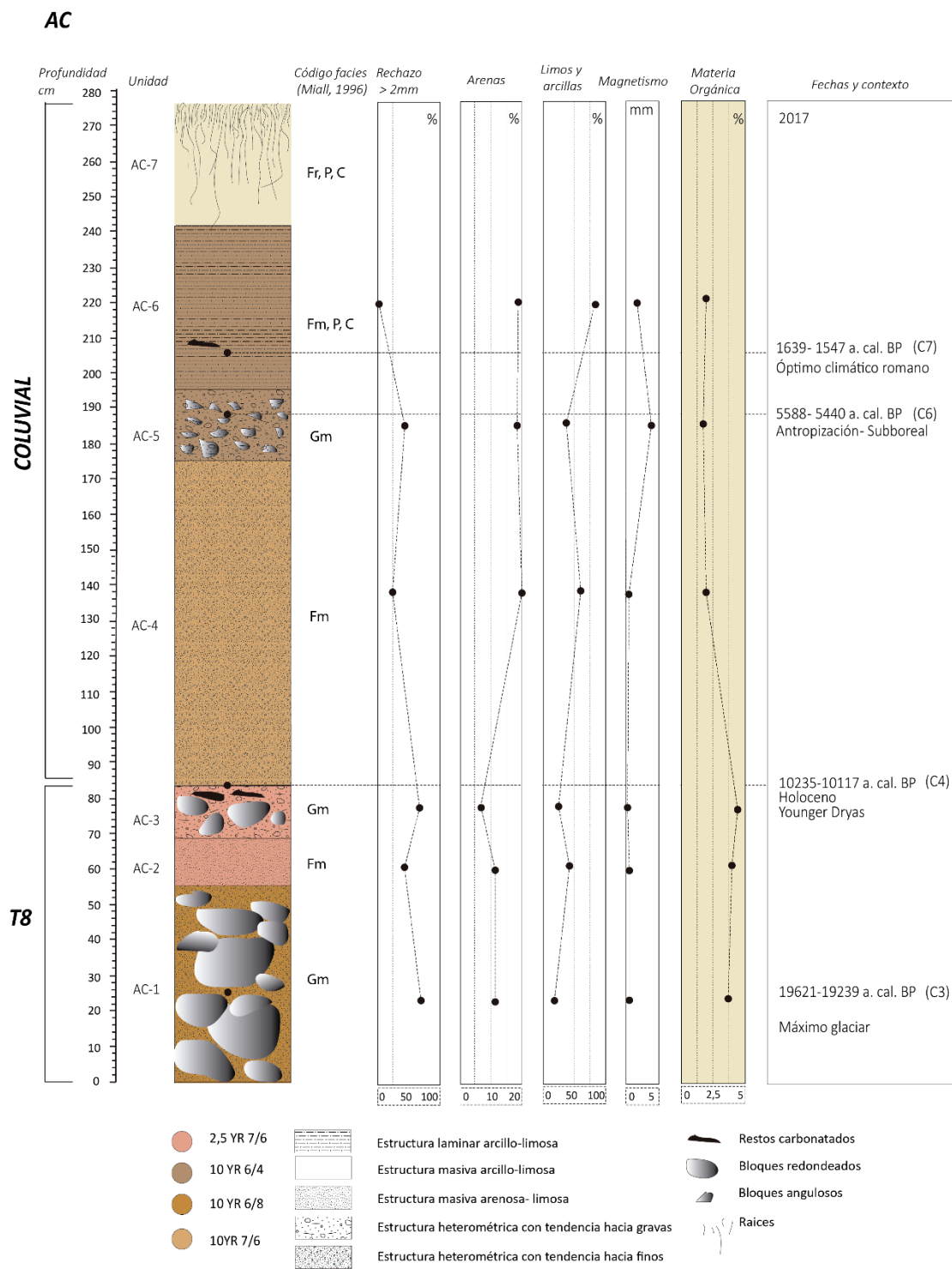


Figura 93. Perfil litoestratigráfico de Casavegas (AC)



Figura 94. Depósito fluvio-coluvial (AC) en el río Hontanillas, valle de Casavegas.

AC-1: Es un nivel compuesto por un 72% de gruesos. Estos son de gran calibre con bloques redondeados y subredondeados de hasta 60 cm de origen fluvial que exigen un flujo de hasta 6 m/s para desplazarse (Tabla 14). El resto del depósito serían arenas (11%) y limos y arcillas (17%). La posición de los bloques es planar sin apreciar imbricación pero definiendo una cierta estratificación. La fracción arenosa está muy clasificada con un 36% de arenas muy finas, un 25% de finas, un 19,5% de gruesas y un 18,5% de muy gruesas (Figura 96). La curva granulométrica de la fracción arenosa es sigmoideal e indica claramente el origen fluvio-torrencial del depósito (Figura 97). La datación 19.621-19.239 a. cal. BP indica que posiblemente este depósito pueda corresponder a una etapa cataglaciaria en la que ocurren grandes episodios torrenciales con existencia de glaciares. El color de la matriz arcillosa no indica evidencias frías y la proporción de materia orgánica de 3,75% es similar al resto de niveles por lo que el depósito puede atribuirse a un período de mejoría térmica. En ese instante se puede entender que el bosque de coníferas era predominante con herbáceas en las laderas altas (Ver: Cap. V. aptdo. 5.1.).

AC-2: Es un nivel compuesto por un 41% de materiales gruesos pero que no superan el calibre de cantos pequeños o gravas frente a un 11% de arenas y un 48% de limos y arcillas. Los gruesos son heterométricos, mal clasificados y heterogéneos en su desgaste con cantos y gravas subredondeadas en un 10% aproximadamente y subangulosas en el resto de los casos.

La fracción arenosa presenta arenas moderadamente bien clasificadas muy finas (67%) y finas (24%) del total de arenas. No obstante no están concentradas en la media por lo que se aprecia una cierta heterometría.

No se aprecia estructura y el flujo o flujos que dieron origen al depósito tuvieron escasa energía aunque algo superior a la de AC-4 y AC-6. Los depósitos responden a un comportamiento mixto por su heterometría posiblemente vinculado a un ambiente de fondo palustre fluvial de baja energía con intromisiones de ladera. Si bien la escasa producción de sedimentos indica una disponibilidad hídrica escasa, baja torrencialidad y una vegetación capaz de frenar la producción de sedimentos. El contenido en materia orgánica es del 3,75%. Los tonos rojizos luminosos y medianamente saturados 2,5YR 7/6 indica la presencia de hematita en condiciones aeróbicas cuya tonalidad suele ser de medios cálidos (Lynn y Pearson, 2000; USDA, online).

AC-3: Es un nivel con predominio de gruesos, un 68%, con bloques y cantos redondeados en su mayoría, pero también subangulosos, que alcanzan los 20 cm de diámetro (Figura 96). Estos necesitan un flujo de 0,42 m/s para su sedimentación y de 1,9 m/s para su transporte. Su disposición es planar y estratificada. El resto del depósito se compone de arenas (7%) y de limos y arcillas (25%). La fracción arenosa está bien clasificada y presenta una fuerte disimetría hacia finos donde las arenas finas y muy finas completan el 95% de la muestra. Estas indican una sedimentación lenta de tipo lacustre (Figura 97) que choca con los depósitos gruesos propios de un transporte de media-alta energía. Este comportamiento puede indicar un ambiente con clima contrastado en el que se combinan episodios de saturación nival, altas temperaturas dada la abundancia de hematita (2,5YR 7/6) y episodios torrenciales fluviales con algún aporte de ladera. Se ha datado este depósito en 10.235 – 10.117 a. cal. BP por lo que sería un período torrencial posterior a las formación de las morrenas tardiglaciares y que en Picos de Europa se ha interpretado como un período húmedo y cálido entre 11,600–8,700 cal. year BP (Moreno et al., 2011).

AC-4: Es un nivel masivo en el que predominan los finos con un 75%, de los cuales el 59% son limos y arcillas y el 16% arenas. Las arenas determinan una clara disimetría hacia muy finas (90 a 63 μm) muy concentrada en torno a la media que supone el 83% del total de arenas (Tabla 14 y Tabla 15). Dentro de los gruesos aparecen algunos dropstones que pueden indicar un cierto movimiento procedente de la ladera con flujos de barro de baja energía que sedimentaron a una velocidad máxima de 0,2 m/s (Tabla 14). El matiz cambia a 10YR 7/6 con un contenido mayor de amarillos con goetitha propia de ambientes templados (Lynn y Pearson, 2000; USDA, online).

El espesor relativo indica una mayor producción de sedimentos en la primera etapa del Holoceno que puede deberse a una mayor disponibilidad hídrica que la actual y mayor que la del final del Pleistoceno. La granulometría de arenas muy finas y bien clasificadas (Tabla 14 y Tabla 15) indica que la sedimentación se ha realizado en un ambiente de baja energía, presumiblemente por fusión

nival de carácter atlántico húmedo que pudo significar un avance de las caducifolias templadas (Ver: Cap. V. aptdo. 5.1.).

AC-5: Es un nivel con una presencia de gruesos del 44%. Estos son heterométricos, angulosos y subangulosos, siendo el centilo de 15 cm de diámetro. Estos gruesos tienen por lo tanto un origen claro de ladera. La matriz se compone de una combinación de arenas, un 20% y el resto son limos y arcillas. Su estructura es horizontal con bandas microrrítmicas. Dentro de la fracción arenosa son mayoritarias las arenas finas (Figura 96).

La respuesta magnética es desproporcionada respecto a los niveles inferiores. El color combina tonos rojos y amarillos (10YR 6/4). El amarillo puede advertir presencia de goethita, un mineral que se magnetiza tras reducción a la llama y el rojo de hematita que se magnetiza por calentamiento (Lynn y Pearson, 2000; USDA, online). Presenta niveles con carbones de un color oscuro. La materia orgánica sin embargo en porcentaje es de 3,68, muy similar al nivel AC-1 de época glaciár. Todos estos aspectos hacen posible que sea una respuesta a incendios, lo que marcaría el inicio de una cierta antropización en torno a 5.500 a. cal BP. Esta fecha coincide con el inicio de la antropización y modificación del paisaje en la cabecera del Ebro estudiada a través de edificios tobáceos (González Amuchástegi y Serrano, 2015).

La curva granulométrica (Figura 97) indica un carácter torrencial, obviamente diferente a AC-4 y AC-6. La velocidad de un flujo que con capacidad para mover el Centilo sería de 1,6 m/s (Tabla 14).

AC-6: Es un nivel compuesto por limos y arenas muy finas sin presencia de gruesos. Su estructura es en bandas horizontales microrrítmicas (mm) con algunas franjas más oscuras con restos carbonatados. La ausencia de gruesos y la sedimentación especialmente fina indica que la helada no ha tenido influencia alguna y también que el depósito se ha producido con muy baja energía en condiciones cuasilacustres. La observación de los episodios de fusión nival (Figura 95) que producen un encharcamiento total de los valles con menor pendiente justifica este tipo de relleno. La cronología de su depósito es eminentemente histórica teniendo en cuenta la datación 1639 - 1547 a. cal. BP situada a comienzos de este nivel. Es probable que este nivel se haya sedimentado durante toda la Alta Edad Media y parte de la Pequeña Edad de Hielo. Los movimientos lentos de ladera durante la fusión nival como se han descrito en el perfil de Polentinos (PL) ayudados por la ausencia de vegetación y el cultivo podrían haber ayudado a la llegada de arcillas de la ladera.



Figura 95. La fusión nival satura completamente los fondos de valle y es el factor más determinante de la dinámica actual. Arriba en el valle de Lores y abajo el de Camasobres tras las intensas nevadas en febrero de 2015 y 2018 respectivamente.

AC-7: Este nivel a techo se compone sobre todo de raíces. Forma el horizonte edáfico A. Se ha prescindido de realizar el análisis granulométrico por los problemas que genera la eliminación de tanta materia orgánica. La revegetación de la ladera en principio habría reducido la tasa de sedimentación en los últimos años por lo que la mayor parte de este horizonte debe haberse producido con anterioridad a mediados del siglo XX.

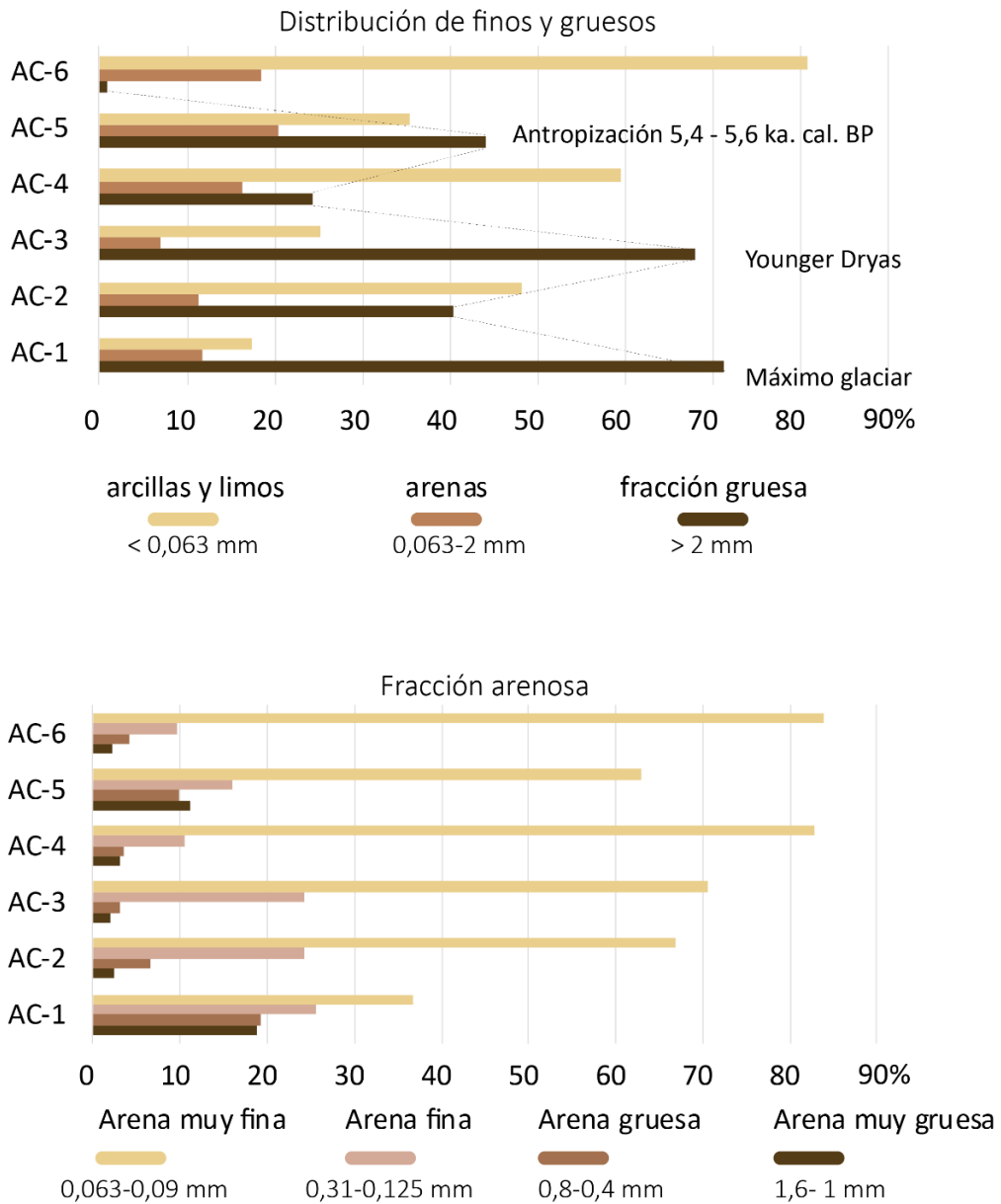


Figura 96. Granulometría del depósito del valle de Casavegas (AC)

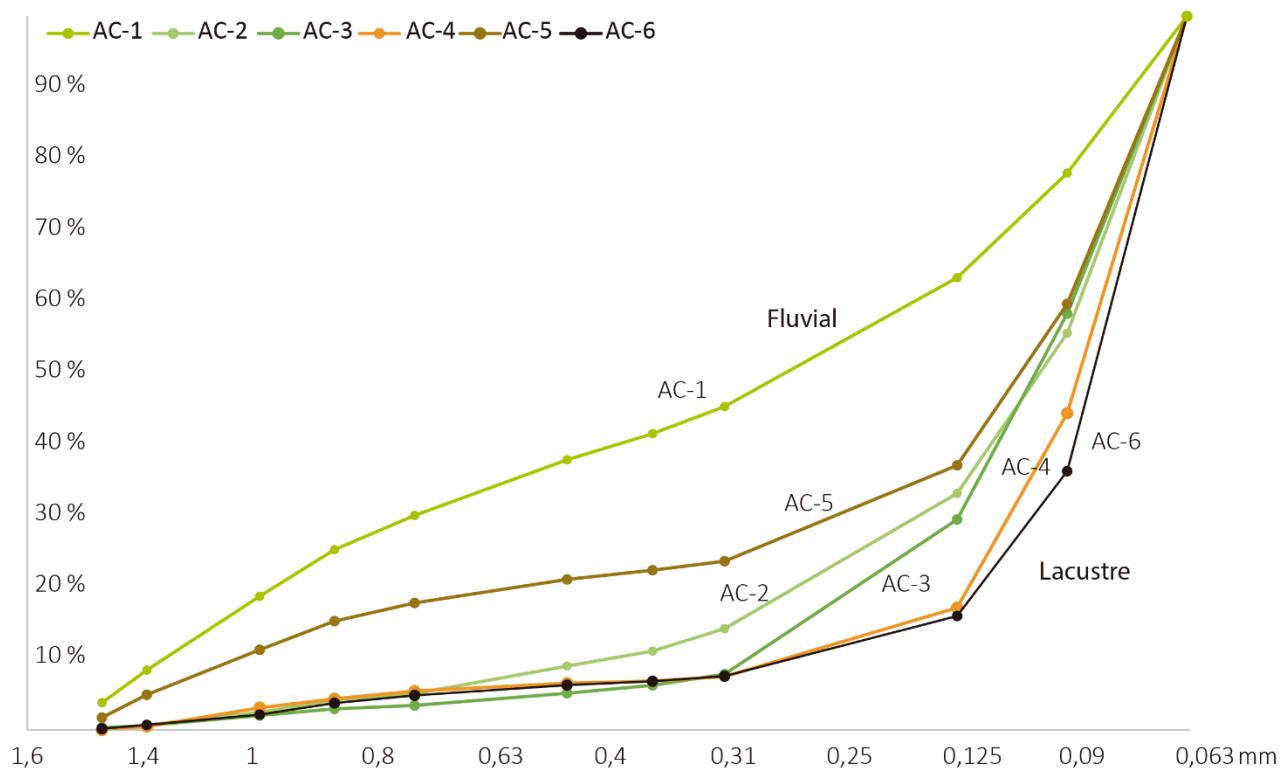


Figura 97. Curvas granulométricas perfil AC (Arroyo Casavegas)

CAPÍTULO IV. EL MODELADO TERCIARIO Y CUATERNARIO

Tabla 14. Variables estadísticas calculadas a partir de las muestras del depósito del río Hontanillas (valle de Casavegas)

Nivel	% < 63 μm	Color	Edad a. cal. BP	Velocidad [m/s] fracción arenosa ¹⁶		Velocidad [m/s] centilo		% Org. (LOI)	σ_i	Q50 (mm)	Mz	So	Ski	KG'	% fracción gruesa (>2mm)
				Sedim.	Erosión	Sedim.	Erosión								
AC-6	63,7	10YR 6/4	1639-1547	0,0055	0,2			3,68	0,68	0,08	3,45	1,07	1,23	0,0208	0,01
AC 5	40,3	10YR 6/4	5588-5440	0,012	0,2	0,3	1,6	3,25	1,52	0,09	2,52	1,28	-2,41	0,0198	0,44
AC 4	55,6	10YR 7/6		0,0055	0,2	0,2	0,9	3,46	0,74	0,08	3,45	1,07	1,23	0,0199	0,24
AC 3	41,7	2,5YR 7/6	10235-10117	0.007	0.2	0,42	1.9	4,44	0,69	0,09	3,24	1,12	0,61	0,0207	0,68
AC 2	44,4	2,5YR 7/6		0.0075	0.2	0.3	1.3	3,87	0,91	0,08	3,12	1,17	0,60	0,0217	0,40
AC 1	22,0	10YR 6/8	19621-19239	0.018	0,2	2	6	3,67	1,57	0,19	1,92	3,24	-1,40	0,0200	0,71

¹⁶ Las velocidades de erosión y sedimentación han sido obtenidas mediante el diagrama de Hjulstrom.

CAMBIO GLOBAL Y RESPUESTAS AMBIENTALES EN LA MONTAÑA CANTÁBRICA: EL ALTO PISUERGA

Tabla 15. Interpretación de los parámetros recogidos por sedimentología en el arroyo de Hontanillas (valle de Casavegas)

	σ_i y S_o	<i>Ski</i>	KG'	Tipo de curva	Energía	Posibles procesos	Fecha	Posible Medio Físico ¹⁷
AC6	Muy bien clasificado	Fuerte disimetría hacia finos	Extremadamente platicúrtica. Muy poco concentrada en la media	Hiperbólica	Prácticamente nula	Antropización del medio modificación de bosques, cultivos y pastos. Deforestación humana. Disminución de las nevadas y escasas crecidas.	1639-1547 BP / 311-403 AD *	Clima Mediterráneo-Oceánico. Bosques mixtos en recesión y alterados. Incremento de los matorrales y de las herbáceas.
AC5	Mal clasificado	Fuerte disimetría hacia gruesos	Platicúrtica, escasa concentración hacia la media	Sigmoidal	Medio	Inicio alteración de bosques, primeros cultivos, aumento de la competencia, incremento de la sedimentación, clima Subboreal con un repunte periglacial	5588-5440 BP *	Disminución de bosques mixtos, permanencia de los pinares y e incremento de las herbáceas. Alteración humana. Laderas movilizadas.
AC4	Bien a muy bien clasificado	Muy fuerte disimetría hacia finos	Extremadamente platicúrtica. Muy poco concentrada en la media	Hiperbólica	Bajo	Disponibilidad hídrica, saturación de laderas, alta pluviosidad sin grandes crecidas		Bosque mixto atlántico húmedo. Avance de los robledales y los avellanares en

¹⁷ La interpretación del medio físico se realiza con ayuda de los apartados 1.2.2.1 y 1.2.5.

CAPÍTULO IV. EL MODELADO TERCIARIO Y CUATERNARIO

	σ_i y S_o	S_{ki}	KG'	Tipo de curva	Energía	Posibles procesos	Fecha	Posible Medio Físico ¹⁷
								competencia con el pinar
AC3	Muy bien clasificado	Disimetría hacia finos	Concentrado alrededor de la media	Hiperbólica	Medio-Alto	Clima contrastado con episodios torrenciales combinados con sequías y altas temperaturas. Caudales escasos la mayor parte del año	10235-10117 BP *	Herbáceas en altura y permanencia de pinares en los valles
AC2	Moderadamente a bien clasificado	Fuerte disimetría hacia finos	Platicúrtica, escasa concentración hacia la media	Hiperbólica	Bajo	Ambiente de fondo fluvio-palustre con intromisiones de ladera y sin torrencialidad. Escasa producción de sedimentos		Avance altitudinal de bosques mixtos y pinares
AC1	Muy mal clasificado	Fuerte disimetría hacia gruesos	Ext. Leptocúrtica. Concentrada hacia la media	Sigmoidal	Muy alta	Grandes episodios torrenciales y desplazamiento de grandes bloques. Posible etapa anaglaciar	19621-19239BP *	Glaciares, bosques de coníferas en los valles y herbáceas en las partes altas

Conjunto de niveles

El análisis de la fracción gruesa distingue claramente la existencia de 2 períodos de gran competencia (AC1 y AC3) con bloques subredondeados, el primero de ellos muy superior y que forma el primer depósito por encima del sustrato. En estos dos niveles las dataciones de radiocarbono aproximan dos períodos de deglaciación; AC-1 se adscribe a lo que sería un período de deglaciación cercano al segundo impulso del Máximo Glaciar, equiparable a la etapa II de los glaciares de la cuenca (apartado 1.2.2.1) y el AC-3 coetáneo al Younger Dryas, y equiparable también a la fase terminal de morrenas o etapa III. El color Munsell de los estratos AC-2 y AC-3 difiere en cierta medida con el resto de los horizontes al producir una cantidad de amarillo en su fracción limo-arcillosa que podría responder a unas condiciones de menor humedad (Gale y Hoare, 1991).

El elevado rechazo del estrato AC-5 depositado según la datación a partir de la segunda mitad del Holoceno obedece a un repunte de la energía del flujo que lo ha depositado, posiblemente adscrito al Subboreal después de la fase de clima Oceánico del AC-4 y previa al período histórico y al desarrollo de suelos. Es un depósito compuesto mayoritariamente por gravas, escasez de finos y ausencia de cantos. Además, el calibre de la fracción arenosa es mayor que en el resto de los estratos a excepción del AC-1 y por lo tanto se entiende una deposición bajo unas condiciones más energéticas.

En cuanto al grado de clasificación, el estrato AC-5 también guarda semejanzas con el AC-1 al ser los únicos que están mal clasificados y que presentan una curva de carácter sigmoidal. En el caso de AC-1, muy mal clasificado que indica una deposición turbulenta. En el caso del AC-3 la clasificación es buena, disimétrica hacia arenas finas y muy concentrada en torno a la media, algo que contrasta con la presencia de cantos de tamaño decimétrico subredondeados.

Los estratos AC-2, AC-4 y AC-6 tienen un comportamiento similar, tanto en la fracción arenosa, como en el rechazo de gruesos y en la pérdida de limos y arcillas. Son claramente momentos de sedimentación tranquila disimétricos hacia finos y en general tienen un grado de clasificación muy bueno. Responden a un tipo de ambiente saturado que favorece la erosión laminar generada por la fusión nival (Figura 98) capaz de movilizar litologías deleznable como la fm. Ojosa. En el caso de AC-6, el gran contenido en arcillas y la ausencia de gruesos, indica una suavización del clima y una disminución de las nevadas que debió ocurrir entre la época final del período romano y la Alta Edad Media. A su vez favoreció también la pedogénesis.



Figura 98. Valle de Lores. La arroyada producida por la fusión nival genera un sedimento fino muy similar al generado en el nivel AC-6 del valle de Casavegas. En la imagen se aprecia como el área fuente es la formación Ojosa compuesta por deslizamientos de talud submarino y capas de carbón. Esta se sitúa por encima de la terraza T7 (+3-4m) del río Lores.

La incisión del depósito por el río se produce de forma simultánea a la deposición del relleno posterior a la terraza T8, por lo tanto holocena. A diferencia del modelo de evolución de los valles propuesto en Fuentes Carrionas por Pellitero (2013a, p. 815) aquí no se asocia a un período determinado la disección y se adelanta al comienzo del Holoceno el nivel más espeso de relleno de finos AC-4. El incremento de sedimentación amplificada por el ser humano se limitaría al nivel superior AC-6 iniciado con anterioridad a los (1639-1547 a. Cal. BP), lo que vincularía esta fase de relleno como en otros espacios a etapas romanas o prerromanas y no exclusivamente al desarrollo de la trashumancia a partir del siglo XIII, la principal causa de la deforestación. En la fase actual la lógica indica que se ha intensificado la pedogénesis tras el incremento vegetal y térmico. También domina el abandono de canales, la disminución de sinuosidad y el estrechamiento de cauces. En todo caso las primeras influencias manifestadas mediante incendios comenzarían en AC-5 que marcaría el inicio del Antropoceno (Wohl, 2013).

4.6.2. Los valles en el Alto Pisuerga

Si comparamos el depósito de Casavegas con otros perfiles de la cuenca (Figura 99) se pueden extraer una serie de patrones de ritmos deposicionales y características comunes que se produjeron a partir del relleno posterior al depósito de los materiales gruesos de fondo, comunes a todos los perfiles:

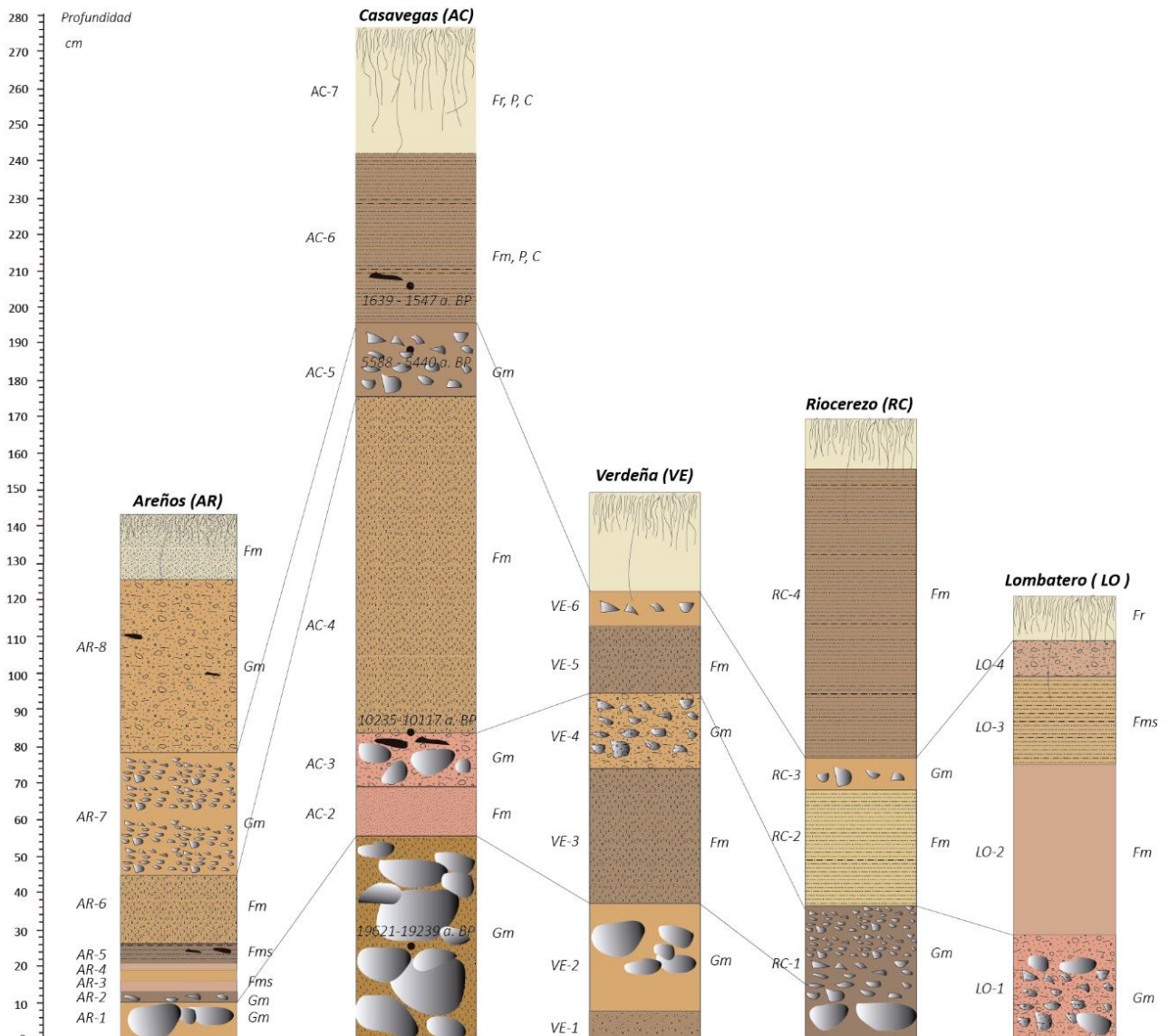


Figura 99. Perfiles de los diferentes fondos de valle

- a) Presencia en la base de los perfiles de **depósitos gruesos masivos con cantos y bloques de calibres muy superiores y superficie subredondeada** (AR1, AC1, VE2, RC1 y LO-1), y también en el río Pisuerga (Figura 100b). Este nivel correspondería a un depósito tipo braided con canales de crecida, migraciones de cauce y meandros abandonados presentes en todos los valles con mayor o menor calibre en función de la competencia. En el nivel AR-1 del perfil de Areños se procedió al análisis de la fracción gruesa sobre 50 cantos. Las dimensiones fueron de 11,8 x 6,2 cm ($\sigma=8,9$ y $\sigma=5,9$) con un índice de redondez de 0,5 cm y litologías variadas (lutitas, limolitas y pizarras, areniscas, cuarcitas, calizas y granitos). Es posible apreciar pequeños desniveles en la llanura de inundación que tienen relación con este dinamismo fluvial. Hasta ahora se ha señalado la llanura de inundación como un espacio nivelado, no obstante, en los valles de fondo plano con arroyos inadaptados están recorridos por infinidad de meandros y cursos abandonados fruto de un elevado dinamismo fluvial sobre toda la llanura de inundación con continuas migraciones. El elevado dinamismo que tuvieron los cauces durante el Pleistoceno en los fondos de valle más planos se puede comprobar por las huellas de desplazamientos de meandro, recortes de meandro, migraciones de cauces y migraciones de barras, así como fenómenos de avulsión de cauces tras la ruptura de diques con la formación de algunos canales de crecida (Figura 100, Figura 101).

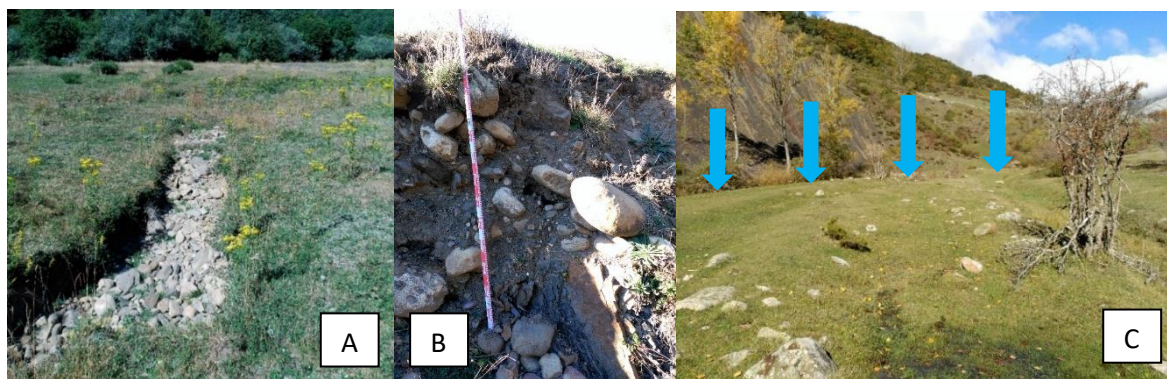


Figura 100. A) Depósitos gruesos en canales de crecida en la llanura aluvial del río Areños. B) Depósitos de fondo de la margen derecha del Pisuerga antes de llegar a Tremaya. C) Cabeceo del cauce en el arroyo de Prados (Redondo)

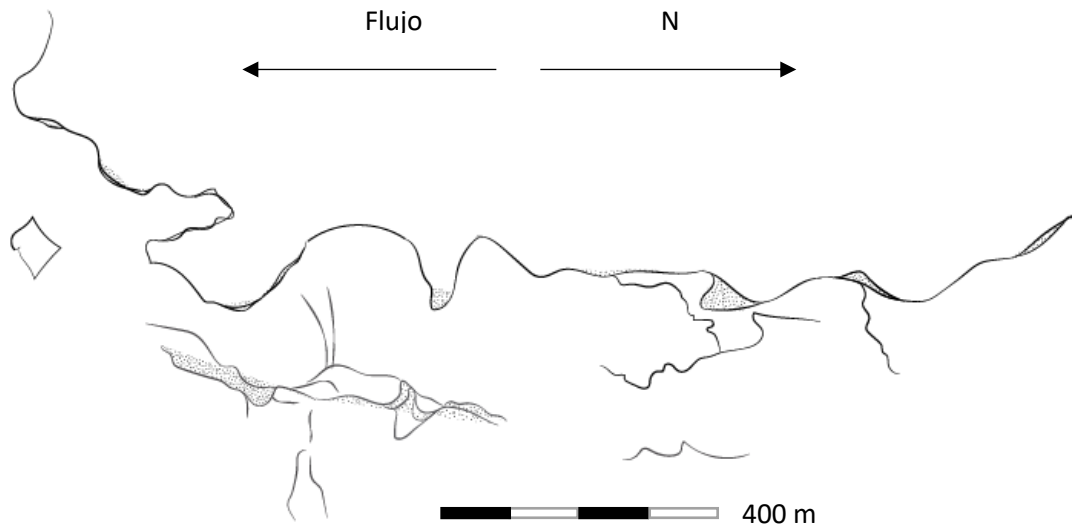
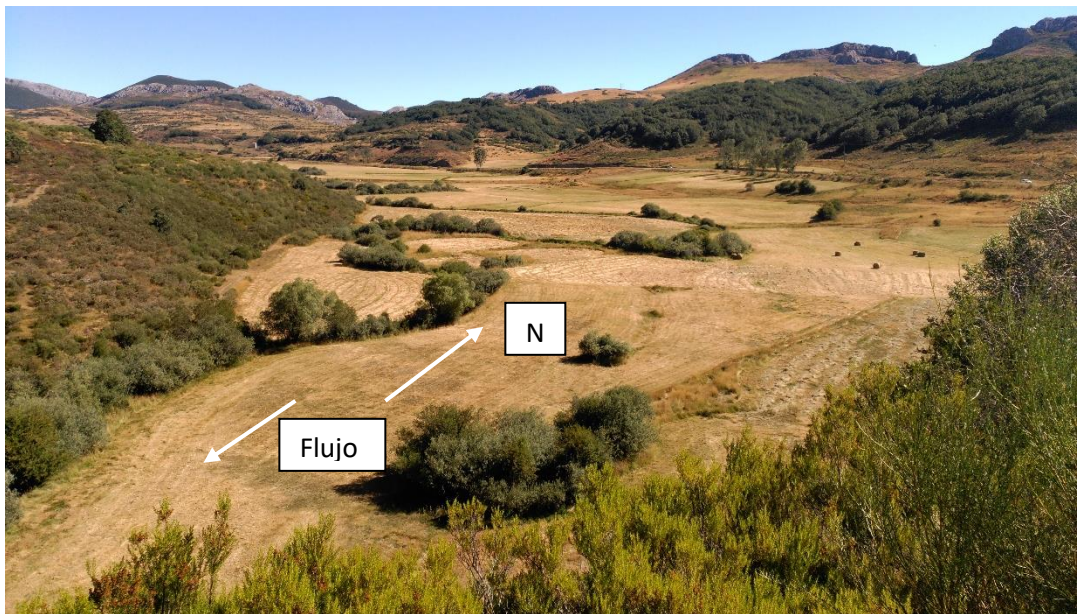


Figura 101. Huellas de canales de crecida y paleomeandros en el fondo de valle del río Areños, desde 1973 (vuelo interministerial) hasta 2018. Abajo una fotografía oblicua del mismo tramo de valle.



b) **Fase cálida pleistocena.** Escasez de depósitos entre los gruesos de fondo (AC-1) y los gruesos de menor tamaño (AC-3). Esto se aprecia en AR-2, RC-1 y LO-1. Aunque según las dataciones entre estos dos niveles estaría el mayor intervalo temporal (10 ka.) la producción de sedimentos es muy escasa. En RC-1 se puede ver con claridad como se produce una gradación de los bloques de fondo hacia cantos sin una fase de finos intermedia definida. Es menos clara pero también se aprecia esta gradación entre AR-1 y AR-2 y también íntegramente en LO-1. Se puede interpretar que el clima fue seco y las nevadas fueron escasas desde el final del LGM hasta el YD.

c) **Nivel con cantos y bloques que divide en dos el paquete de finos (AR-7, AC-5, VE-6, RC-3)** a excepción de LO-4 donde se sitúa a techo quizás por no haber recibido sedimentación al ser un depósito a 1.484 m (Figura 99). Esta situación se aprecia con claridad en el perfil de Verdeña (VE) donde se distinguen dos fases de alimentación de cantos y bloques alternante. Este patrón de dos fases de cantos alternantes también se ha apreciado en algunos puntos de la cuenca en un talud de la carretera entre Vañes y San Salvador (Figura 102). Parece claro que este nivel

intermedio se puede asociar al nivel AC-5 datado en 5.588 – 5.440 a. cal. BP. Esta fase de gruesos respondería a a un momento de repunte periglaciario que se puede asociar al período subboreal en el que se encuentran las primeras huellas de antropización como se ha descrito en el valle de Casavegas.



En el valle de Riocerezo (RC) esta fase (RC-3) esta fase está muy poco marcada dado que la captura de su cabecera

Figura 102. Talud de la CL-627 al sur de San Salvador. 42°57'41,51" N; 4°29'14,42" O

convirtió al curso fluvial en inadapado e incapaz de trasladar cantos de mayor tamaño, pero sí de acumular un gran volumen de finos por el aporte lateral en episodios de saturación, soliflucción o arroyada. En algunos puntos de este valle el depósito de fondo alcanza los 2 m.

- d) Por encima del nivel de gruesos intermedio se sitúa el **período histórico**. En este período se ha acelerado la sedimentación. A él corresponden **AR-8, AC-6** (1639-1547 a. cal. BP) y RC-4 que se sitúan en valles muy antropizados. La capacidad de movimiento lentos en masa desde las laderas a los valles se aceleró de forma generalizada. Por ejemplo en Polentinos se puede ejemplificar el dinamismo de las laderas (Figura 103). En la ladera contigua situada al sur de la localidad de Polentinos se pueden encontrar fragmentos de construcciones humanas como tejas o ladrillos a profundidades superiores a 0,5 m en el depósito de finos del perfil (PL). El análisis granulométrico de este depósito indica una distribución homogénea de texturas concentradas en la media con una tendencia hacia gruesos y moderada clasificación dentro de la fracción. Además la curva granulométrica muestra también un transporte indiferenciado de material de origen coluvial. Junto a las arenas se encuentran gravas angulosas que son el 44% del depósito. El lecho fluvial sobre el que se deposita la fracción fina de 105 cm se compone de bloques redondeados de hasta 25 cm de diámetro con una competencia muy superior a la actual. En la comparación de imágenes aéreas (Figura 103) vemos como este dinamismo en la ladera ha tenido influencia antrópica, la cuál ha desencadenado el movimiento de la ladera que la convirtió en inadecuada para el cultivo.

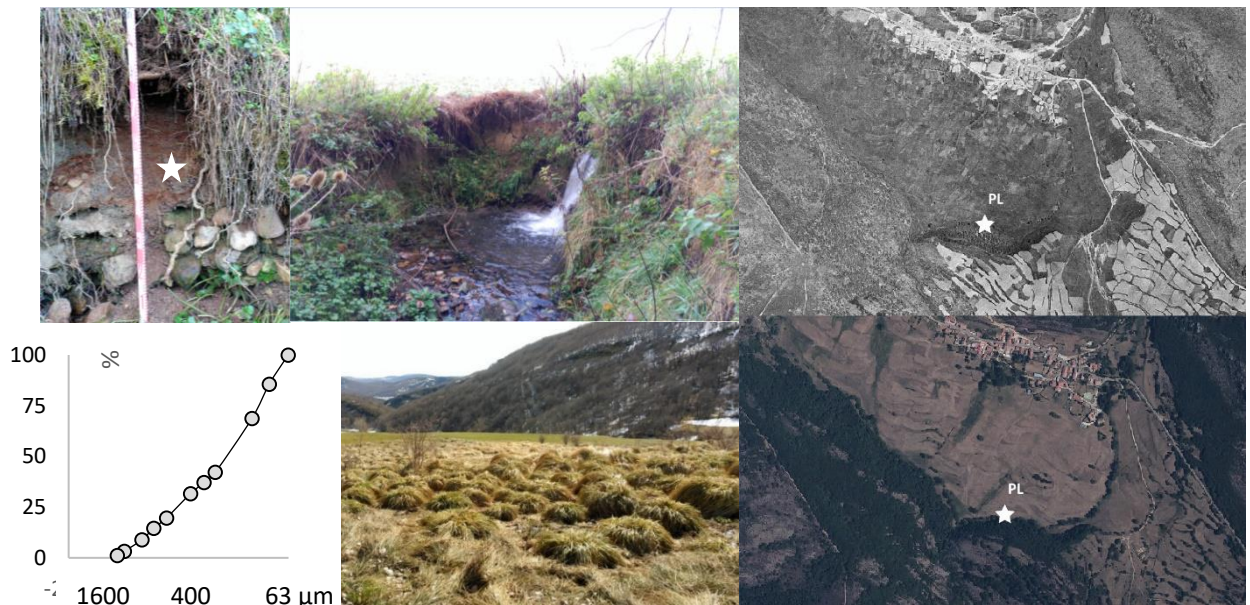


Figura 103. Curva granulométrica del perfil (PL) e imágenes de la ladera de Polentinos. El avance de los coluviones saturados de agua de la fusión nival en espacios muy antropizados se evidencia en Polentinos sobre el arroyo de la Dehesa. En la derecha se comparan las imágenes de 1957 y de 2017. En la imagen de 1957 se aprecian aún las huellas del parcelario ya abandonado por entonces debido al dinamismo de la ladera mientras otros espacios más estables y secos mantienen sus cultivos.

En otros puntos de la cuenca el desplazamiento de sedimentos provocado por el cultivo de cereal en bancales y pastos de siega de las partes bajas de la laderas no produjo cambios morfológicos y dinámicos tan perjudiciales, sin embargo si que se produjeron cambios relevantes en los perfiles de la ladera, e influyeron sobre las llanuras de inundación que han hecho que los niveles superiores de los perfiles sean mucho más espesos.

Históricamente la erosión acelerada ya fue considerada un problema, de hecho en la Edad Media el propio Alfonso X (1252-1284) promulgó primitivos métodos de conservación del arbolado en su código de “Las Siete Partidas” (Klein, 1936). Los incendios, la construcción de bancales de tierra, el ramoneo de brotes verdes y el pisoteo del humus la aceleraban. Esta intensa erosión de las laderas se mantuvo hasta el siglo XX. Nossin (1959) hace un llamamiento para reforestar e insta a los campesinos a modificar sus prácticas preocupado por la pérdida de suelos que entiende desastrosa. Recientemente algunos puntos han sido repoblados con pino silvestre (p.e. en el valle de Lores y Casavegas), lo que ha permitido estabilizar algunas laderas muy activas históricamente.

e) Actualidad.

Aunque el período posterior al abandono es escaso se aprecian cambios a través de los perfiles y de la observación de los cursos. Se pueden inducir dos procesos evidentes que requerirían una mayor profundización a posteriori:

En primer lugar un incremento de la pedogénesis a techo de los diferentes perfiles, en relación con la revegetación de márgenes y en segundo lugar cambios en la geometría de los cauces. En el valle de Areños (Figura 104) se aprecian ambos procesos. En la foto de 1957 era posible identificar depósitos de point bar y el índice de sinuosidad era de 1,7 mientras que en la foto actual el cauce está cubierto por vegetación riparia y el índice de sinuosidad ha descendido a 1,55 motivado por el abandono de meandros y el estrechamiento del cauce siguiendo la lógica de la morfología fluvial (Summerfield, 2014). La disminución de la sinuosidad se puede entender como consecuencia de un cambio combinado en las condiciones ambientales entre las que destacarían la escorrentía (capítulo VI), el grado de desconexión de laderas y cauces (García Ruiz et al., 2015), el sedimento aportado (capítulo VI) o la presencia de obstáculos a la escorrentía, bióticos (Flippin-Dudley, 1997; Wohl, 2014 a,b) o artificiales.

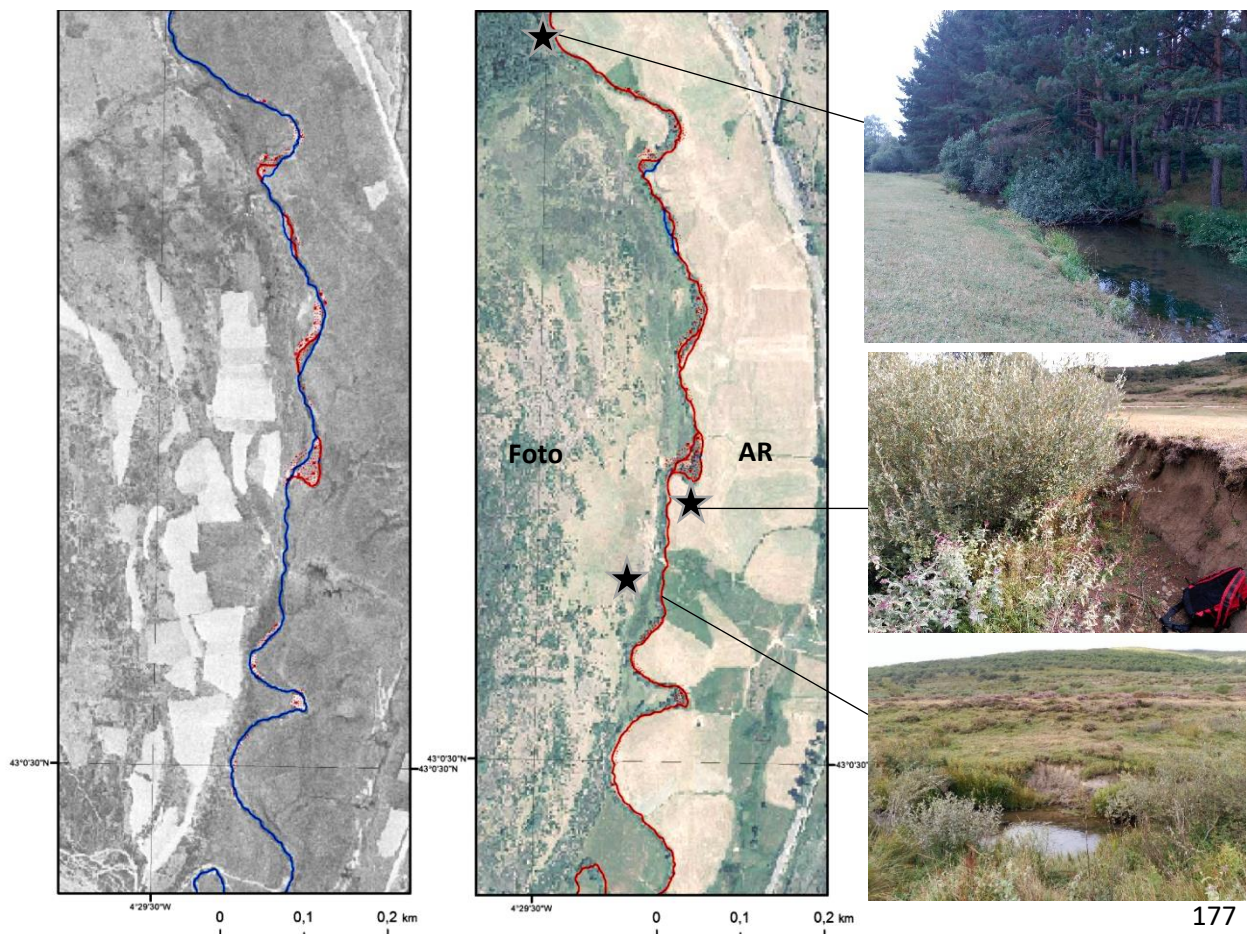


Figura 104. Comparación de los cursos en el tramo central del río Areños entre 1957 y 2014.

f) Resumen del modelado fluvial

Los valles como se ha podido comprobar responden a diferentes lógicas genéticas y evolutivas, entre las que están las de tipo estructural (aptdo. 2.2.), dinámico (aptdo. 4.1.), climático (aptdo. 4.1.2.) y yo añadido antrópicas (aptdos. 4.4.3.2. y 4.6) que permiten elaborar una clasificación conjunta. La interpretación conjunta de los valles debe ser poligénica y adaptada a los condicionantes en cada etapa, es decir que en un mismo período los valles de una misma cuenca se comportan de forma diferente dependiendo de la configuración de la red hidrográfica. Por esta razón en la actualidad es posible ver valles colmatados con arroyos inadaptados y con depósitos de mayor espesor — Casavegas, Riocerezo, Camasobres— y valles con predominio erosivo —Lebanza, Lores, tramo bajo del Pisuerga— con cauces competentes para evacuar depósitos y alcanzar su perfil de equilibrio. Estos cauces además son capaces de adaptarse al relieve estructural siguiendo líneas de fracturación.



Figura 105. Fondo de valle del Lazán en Camasobres

Tabla 16. Tipologías de valles y ejemplos

Valle	Adaptación a la estructura	Capturas	Terrazas	Agradación / disección	Perfil
Pisuega nacimiento	Anaclinal	Capturante	G-T2; G-T3; T8	Agradación hasta el Pleistoceno.	Equilibrio
Lombatero (LO)	Ortoclinal	Capturante	GT-2; T5; T7; T8	Disección	Knickpoints
Pisuega en Redondos	Anaclinal en líneas de falla	Capturante	G-T2; G-T3; G-T4; T5; T7; T8	Agradación pleistocena y disección posterior	Equilibrio
Pisuega después de Tremaya	Cataclinal	Capturante	T1; G-T2; G-T3; G-T4; T5; T6;	Disección	Perfil de equilibrio
Areños (AR)	Ortoclinal adaptado al plegamiento	Capturado. Inadaptado	G-T2; G-T3; T5; T7; T8	Agradación	Knickpoint
Lazán en Camasobres	Anaclinal en línea de falla	Capturado	G-T2; T5; T7; T8	Agradación	Plano
Casavegas (AC)	Ortoclinal adaptado al plegamiento	Capturado	G-T2; T7; T8	Agradación	Plano
Castillería	Ortoclinal	-	T1; G-T2; G-T3; T5; T7; T8	Disección	Equilibrio
Riocerezo (RC)	Ortoclinal y anaclinal	Capturado	G-T2; G-T3; T5; T8	Agradación	Plano
Lebanza	Ortoclinal	-	G-T2; G-T3; T5; T7;	Disección	Equilibrio
Lores	Ortoclinal	-	G-T2; G-T3; T5; T7;	Disección	Equilibrio

4.5. Síntesis del modelado en el Alto Pisuegra y mapa geomorfológico

Tabla 17. Reconstrucción hipotética de los procesos y formas en relación con la red hidrográfica hasta la actualidad en el Alto Pisuegra.

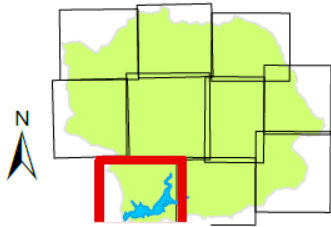
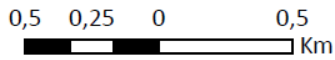
Terrazas/ Glacis	Niveles de arrasamiento o y/o estructurales	Terrazas según Nossin (1959)	Desnivel	Edad	Estadio isotópico	Formas fluviales Alto Pisuegra	Contexto: clima, glaciario, intervención humana y otros procesos
	N1					Erosión de las cumbres	El interior de Cuenca del Duero se rellena con la facies de las cuevas *(Gracia Prieto et al., 1990)
	N2			Mioceno		Erosión crestas Peñas Negras	La Cuenca del Duero queda colmatada (Superficie de los sinclinales colgados)
	N3	HP	+150			No se ha identificado	Apertura de la Cuenca del Duero al Atlántico y del norte de Burgos al Ebro
T1	N4	LH	+120			Terrazas antiguas de Castillería, nivel de arrasamiento en cabecera, hombreras	Nivel de los páramos detríticos de Boedo
<i>Descenso del nivel de base del NE de la Cuenca del Duero. Neotectónica (Figura 44). A partir de este momento todos los cambios de la red hidrográfica son de carácter climático</i>							
GT2	N5	HM	+50-55	850 ka		Glacis colgados a media ladera	Capturas simultáneas al descenso de nivel de base y acción de la erosión remontante
G-T3		MM	40	460 ka	MIS 12	Glacis-Terraza con depósitos fluviales gruesos a media ladera con pendientes suavizadas	Elevada competencia fluvial. Bloques GT-3. Hombreras, flancos de valle y conos aluviales colgados.
				400 ka	MIS 11		Glaciación. Hasta los 152 ka BP no se han encontrado espeleotemas
		LM	30	350 ka			
G-T4			15	120 ka	MIS 6	Glacis - terraza perceptible en la parte más alta de la lámina del embalse y al norte de Tremaya. Centilo de 30 cm de diámetro	Red hidrográfica con elevada competencia. Crecimiento de espeleotemas entre 150 -105 ka. BP en la Cueva del Cobre (Muñoz, 2008)
T5		HL	8-10	105 ka		Terraza con depósitos más gruesos de la cuenca del Alto Pisuegra. Centilo de 60 cm de diámetro.	Pilancones colgados en Río Cerezo
T6			6-7	105- 75ka		Terraza de menor entidad con gruesos de calibre inferior a los 10 cm.	No se encuentran espeleotemas en la cueva del Cobre entre 75 y 60 ka (Muñoz, 2008). Posible período de aridez
T7		Baja	3-5	40-30 ka	MIS 3-4	Terraza con gruesos y hombreras. Centilo de 40 cm. de diámetro en Requejada y valle de Lores	Crecimiento esporádico de espeleotemas entre 60 y 27 ka. BP (Muñoz, 2008) Morrenas externas en los glaciares de Lores (1.500 m) y del Sel de la Fuente (1700). S.G.1 LGM (Serrano et al., 2013, 2015a, 2017). 27 Ka. BP. Los espeleotemas dejan de crecer (Muñoz, 2008)

CAMBIO GLOBAL Y RESPUESTAS AMBIENTALES EN LA MONTAÑA CANTÁBRICA: EL ALTO PISUERGA

* (a)	T8	<1	20 ka -10 ka	MIS 2	Terraza fluvial con dos fases de relleno	Dos fases de avance glaciar. SG2. y SG3. Galerías sumergidas bajo hielo glaciar en el S.2. Indicios de permafrost. Soliflucción estratificada en Tres Mares (TM) y Peña Carazo (PC).
* (b)		Incisión sobre el sustrato	10- 5,4 ka		Abanicos coluviales	Clima templado y muy húmedo. Coluviones, agradación de valles y soliflucción intensa. Migración de cauces. No se produce crecimiento de espeleotemas hasta 6,5 ka después de la SG3 (Muñoz, 2008). Freático por encima del nivel actual.
* (c)	N6	Incisión sobre el sustrato	0	5,4-0 ka	MIS 1	Antropización, Incendios, deforestación, removilización de laderas, PEH. Modificación del paisaje en el Alto Ebro (González Amuchástegi y Serrano, 2015).
Contextualización de los depósitos confinados en las márgenes del arroyo de Hontanillas en el valle de Casavegas (AC)						
* (a)	T8	0 - 0,55	19621-19239 cal. BP *	MIS 2	Gruesos en el lecho con aporte coluvial, erosión en las márgenes. Terraza de acumulación común a toda la cuenca.	Morrenas intermedias y cubeta de sobreexcavación de Lores y morrenas del sumidero en el Sel de la Fuente. S.G.2. SG3. Circo de Valdecebollas (14-12 ka.) Rossi et al. (2018) sitúan el YD en la cueva de El Soplao (12.950 ± 140 a cal. BP y 11.620 ± 160 a cal. BP). Incremento de C13. Período de deslizamientos en las cumbres.
		0,55 – 0,7		YD (12-10,5 ka.)	Depósitos finos mixtos fluviales y coluviales. Período frío y seco. Equiparable a AC-2. Sedimentación fina y escasa.	
		0,7-0,85	10235- 10117 cal. BP *		Gruesos fluviales de menor tamaño AC-3	
* (b)	Abanico coluvial	0,85-1,75		Episodio 8.2	Sedimentación lenta de finos de ladera en ambiente saturado por fusión nival. Grandes volúmenes de relleno	Clima Atlántico. Movimientos de ladera, deslizamientos, soliflucción. A partir de 6,5 ka BP comienza el crecimiento de espeleotemas en la Cueva del Cobre (Muñoz, 2008). Freático por encima del nivel actual.
		1,75-1,95	5588-5440 cal. BP *		Intensificación depósitos coluviales con gruesos angulosos	Clima subboreal.
* (c)	Suelo	1,95 – 2,4	1639-1547 cal. BP / 311-403 AD *		Suelo. Horizonte B. Elaborado sobre depósito palustre con aportes de ladera.	Intervención humana. Deforestación y arroyada.
		2,4 – 2,75			Suelo. Horizonte A. Material aportado por arroyada	Óptimo climático medieval PEH 1845 – siglo XX Matorralización de la ladera próxima. Estrechamiento y revegetación del cauce
Datado: Radiocarbon Age BP. Cal. Dataset: intcall3.14c. % área encerrada: 95,4 (2 sigma) (Reimer et al., 2013). Queen’s University. Chrono Centre.						

**MAPA
GEOMORFOLÓGICO
(secciones)**





Alfonso Pisabarro ©

Page 1 of 10

referencia espacial:
ETRS 1989 UTM 30N

Antropico

- + Pozo minero
- - - Senda
- - - Caminos
- . - . Linea alta tension
- - - Linea eléctrica
- Carreteras
- Escombrera
- Ruinas
- Edificaciones
- Laderas con parcelas abandonadas

Estructuras lineales

- Falla
- - - Lineamiento estructural
- ▲ Cabalgamiento
- † Eje sinclinal

Fisiográfico

- Ruptura pendiente
- ||| Escarpe >20 m
- ▲ Escarpe > 50 m

Karstico

- Surgencias

Periglacial

- Soliflucción

- Suelos_organizados

- Pedrera

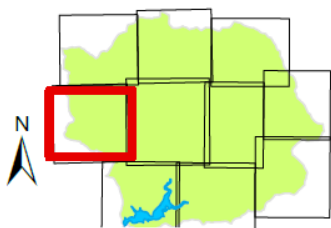
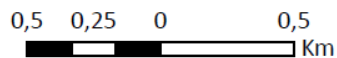
- Crestas afectadas por periglaciario

Ladera

- ∨ ~ Reptacion
- Deslizamiento
- Ladera regularizada
- Coluvión

Fluvial

- Rios
- Barrancos
- Escarpe de incisión fluvial
- Lecho menor
- Embalse
- Cono aluvial
- T1
- G-T2
- G-T3
- T8
- Fondo de valle
- ▲ Límite erosión remontante
- Ladera de incisión fluvial
- Cabecera torrencial



Alfonso Pisabarro ©

Page 2 of 10

referencia espacial:
ETRS 1989 UTM 30N

Antrópico

- + Pozo minero
- - - Senda
- - - Caminos
- Carreteras
- Edificaciones
- Laderas con parcelas abandonadas

Estructuras lineales

- Falla
- Anticlinal tumbado
- Cabalgamiento
- Eje anticlinal
- Eje sinclinal
- Sinclinal tumbado

Fisiográfico

- Ruptura pendiente
- + + - - Escarpe >5 m
- — — Escarpe >20 m
- — — — Escarpe > 50 m

Karstico

- ⊗ Cueva

Periglaciar

- Soliflucción
- Suelos_organizados
- Bloques dispersos
- Canal de aludes
- Ladera de bloques
- Cono de derrubios
- Pedrera
- Nicho de nivación
- Crestas afectadas por periglaciario

Ladera

- ~ V Reptacion
- Deslizamiento
- Rills
- Carcavas
- Ladera regularizada
- Laderas mixtas
- Coluvión

Glaciar

- Arista
- Circo glaciar

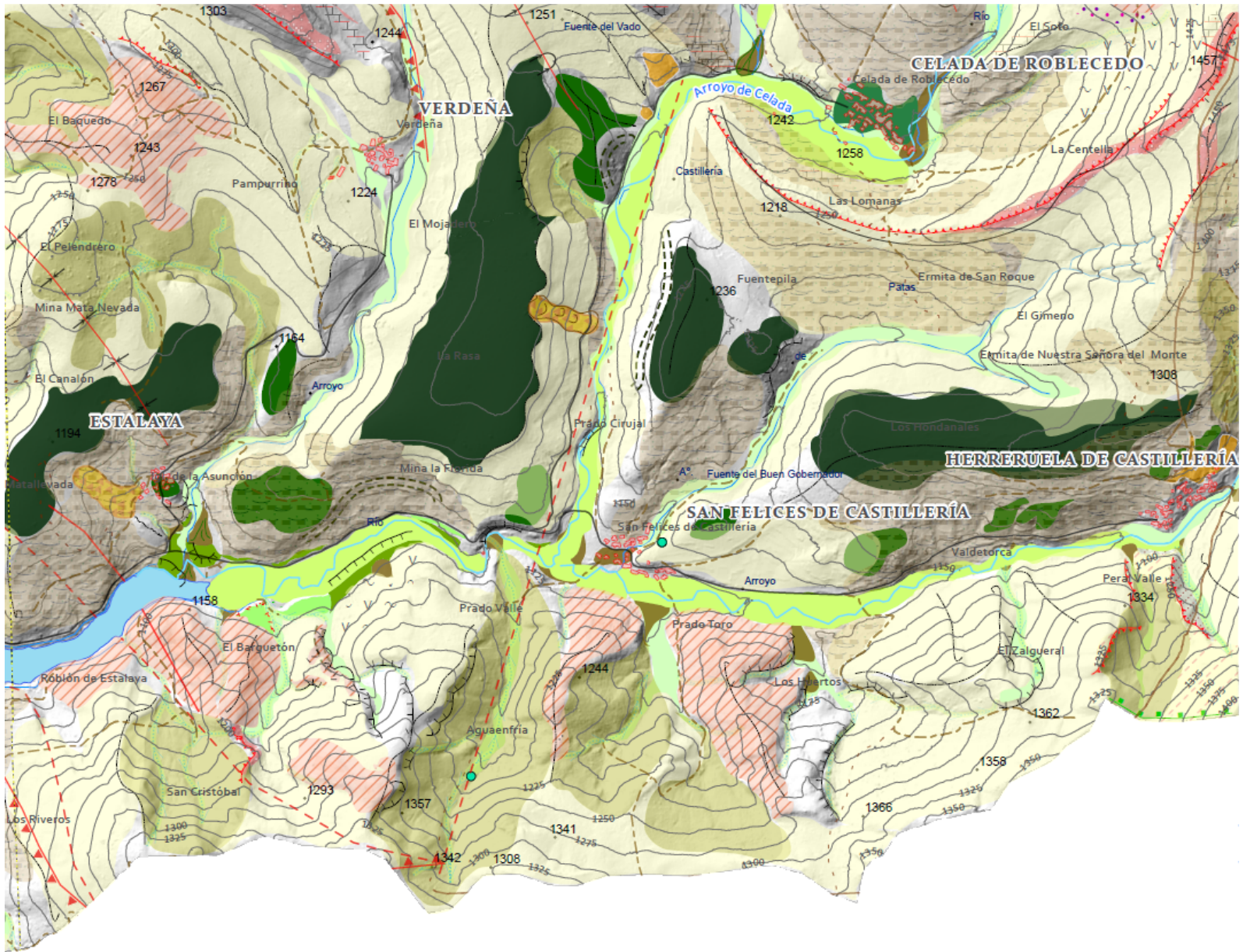
- ↔ Collado de difluencia
- Morrena
- Superficie de abrasión
- Depósitos proglaciares
- Cubeta de sobreexcavación

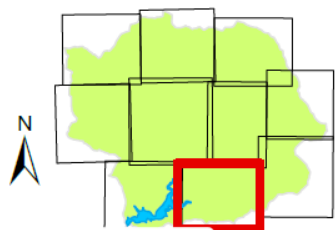
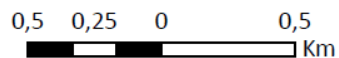
Etapas glaciares

- Superficie glaciar II
- Superficie glaciar I

Fluvial

- Rios
- Barrancos
- Escarpe de incisión fluvial
- Cono aluvial
- G-T2
- G-T3
- T8
- Fondo de valle
- Turbera
- Límite erosión remontante
- Ladera de incisión fluvial
- Cabecera torrencial





Alfonso Pisabarro ©

Page 3 of 10

referencia espacial:
ETRS 1989 UTM 30N

Antropico

- + Pozo minero
- - - Senda
- - - Caminos
- - - Via Pecuaría
- - - Línea alta tensión
- - - Línea eléctrica
- - - Carreteras
- Edificaciones
- Laderas con parcelas abandonadas

Estructuras lineales

- - - Falla
- - - Lineamiento estructural
- Anticlinal tumbado
- Cabalgamiento
- Eje sinclinal
- Sinclinal tumbado

Fisiográfico

- - - Ruptura pendiente
- - - Escarpe >5 m
- - - Escarpe >20 m
- - - Escarpe > 50 m

Karstico

- Surgencias

Periglaciario

- Soliflucción
- Suelos_organizados
- Bloques dispersos

- Crestas afectadas por periglaciario

Ladera

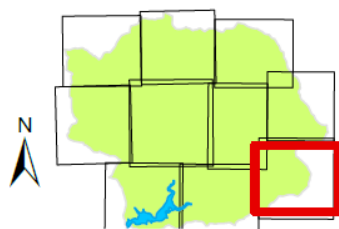
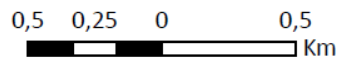
- Reptación
- Deslizamiento
- Carcavas
- Ladera regularizada
- Laderas mixtas
- Coluvión

Fluvial

- Ríos
- Barrancos
- Escarpe de incisión fluvial
- Paleocauces
- Embalse
- Cono aluvial
- T1
- G-T2
- G-T3
- T5
- T7
- T8
- Fondo de valle
- Límite erosión remontante
- Ladera de incisión fluvial
- Cabecera torrencial

Litologías consolidadas

- Crestas calcareas del Westfaliense



Alfonso Pisabarro ©

Page 4 of 10

referencia espacial:
ETRS 1989 UTM 30N

Antrópico

- + Pozo minero
- - - Senda
- - - Caminos
- - - Vía Pecuaría
- - - Línea alta tensión
- - - Línea eléctrica
- - - Carreteras
- Edificaciones
- Laderas con parcelas abandonadas

Estructuras lineales

- - - Falla
- - - Lineamiento estructural

Fisiográfico

- - - Ruptura pendiente
- + - - Escarpe >5 m
- | | | Escarpe >20 m
- + + + Escarpe > 50 m

Karstico

- Surgencias
- Dolinas
- Lapiaz

Periglaciario

- Soliflucción
- Suelos_organizados
- Bloques dispersos
- Pedrera
- Nicho de nivación
- Crestas afectadas por periglaciario

Ladera

- Reptacion

- Desprendimientos
- Deslizamiento
- Rills
- Carcavas
- Ladera regularizada
- Laderas mixtas
- Coluvión

Glaciar

- Arista
- Circo glaciar
- Morrena

Etapas glaciares

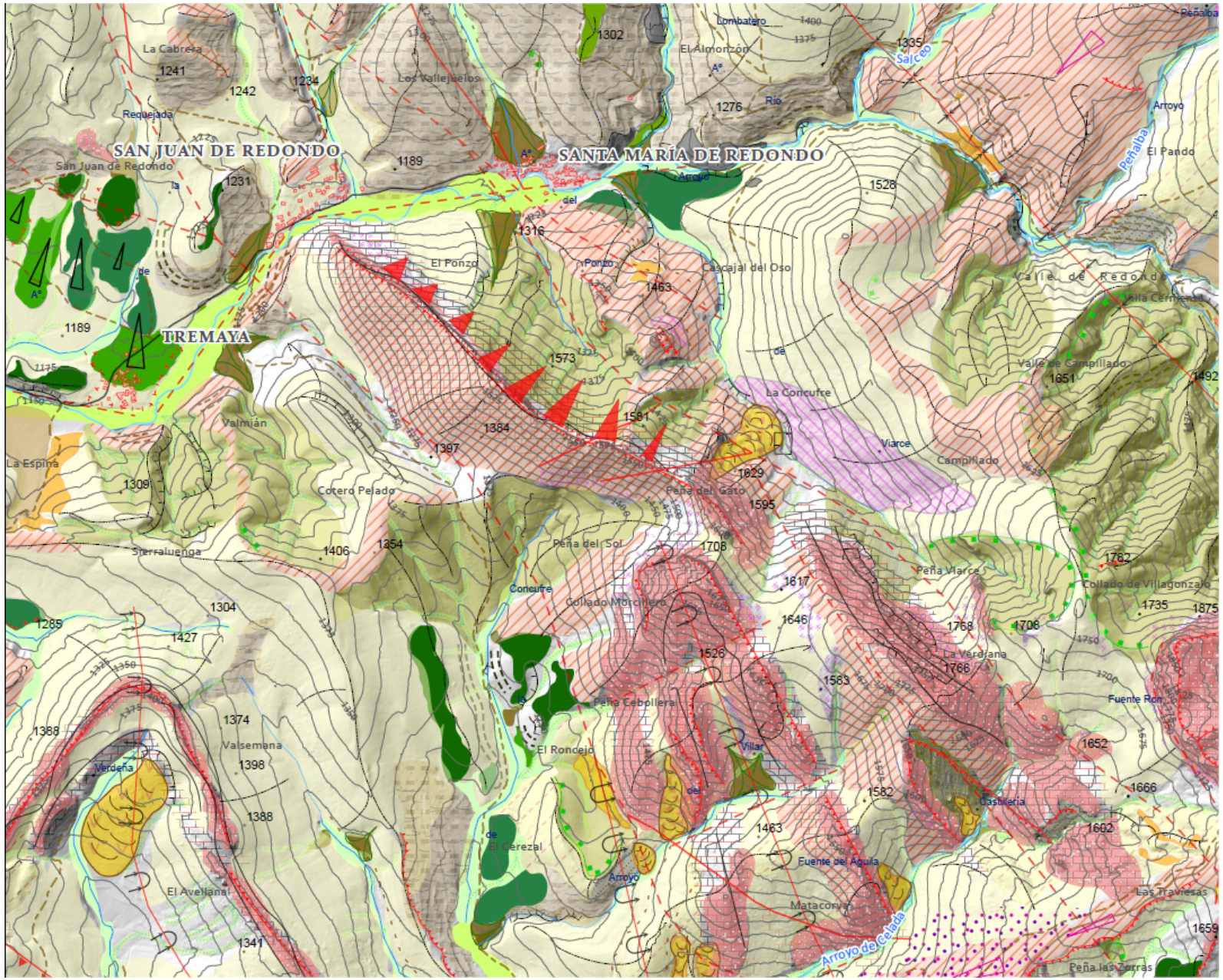
- Superficie glaciar I

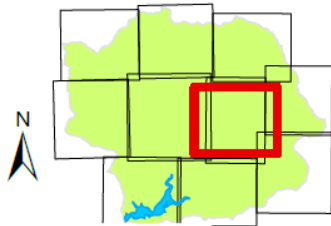
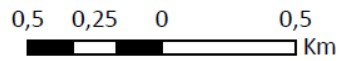
Fluvial

- Rios
- Barrancos
- Escarpe de incisión fluvial
- Cono aluvial
- T1
- G-T2
- G-T3
- T7
- T8
- Fondo de valle
- Límite erosión remontante
- Ladera de incisión fluvial
- Cabecera torrencial

Litologías consolidadas

- Crestas conglomerados Triasicos
- Crestas calcareas del Westfaliense





Alfonso Pisabarro ©

Page 5 of 10

referencia espacial:
ETRS 1989 UTM 30N

Antropico

- + Pozo minero
- - - Senda
- - - Caminos
- - - Vía Pecuaría
- Carreteras
- Escombrera
- Edificaciones
- Laderas con parcelas abandonadas

Estructuras lineales

- - - Falla
- - - Lineamiento estructural
- ⤴ Anticlinal tumbado
- ⤴ Cabalgamiento
- ⊥ Eje sinclinal
- ⤴ Sinclinal tumbado

Fisiográfico

- Ruptura pendiente
- + + + Escarpe >5 m
- ⊥⊥⊥ Escarpe >20 m
- + + + Escarpe > 50 m

Periglaciario

- Soliflucción
- Suelos_organizados
- Bloques dispersos
- Ladera de bloques
- Flujo de derrubios

*** Pedrera

■ Crestas afectadas por periglaciario

Ladera

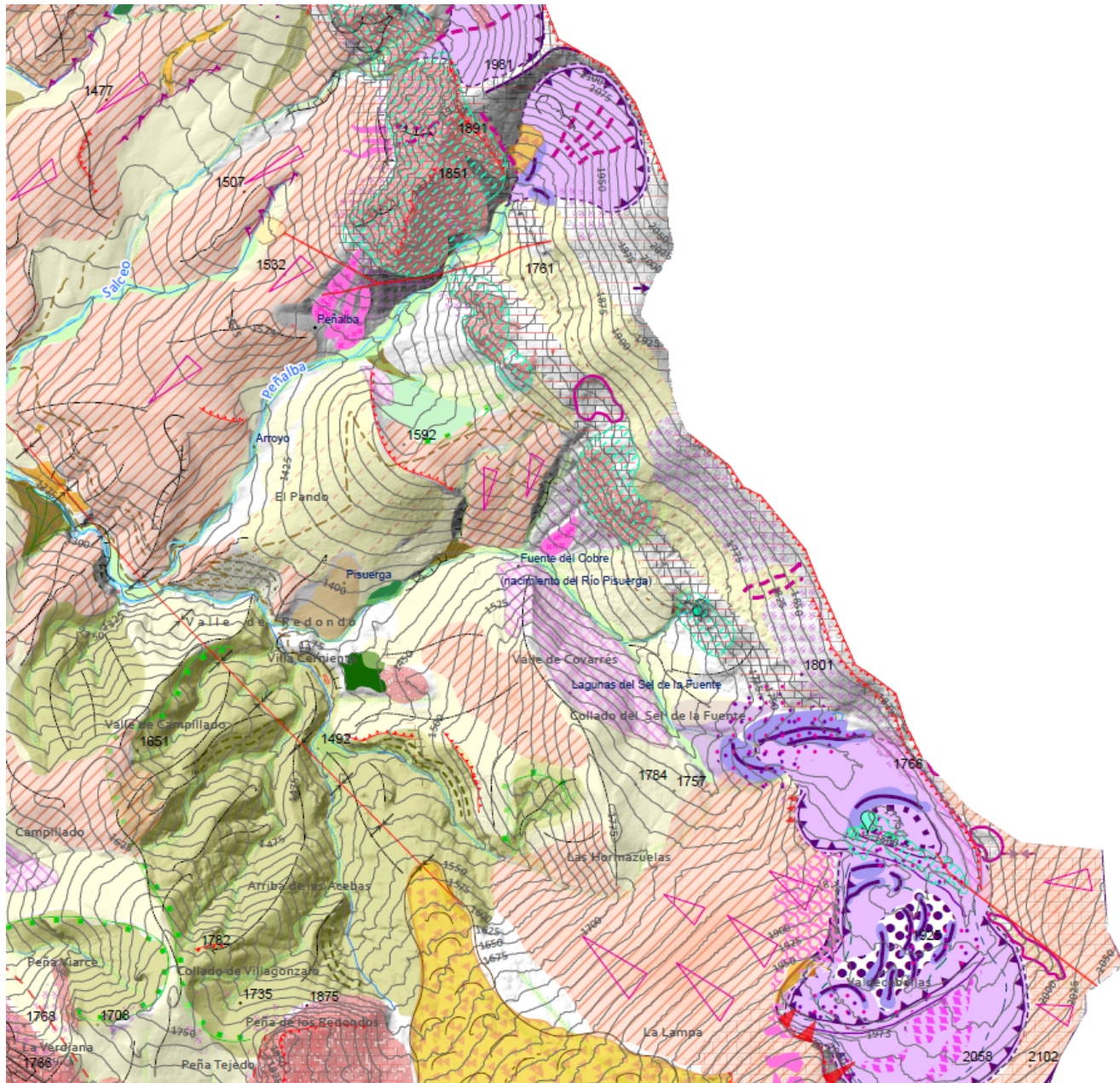
- Desprendimientos
- Deslizamiento
- Rills
- Abanico coluvial
- Carcavas
- Ladera regularizada
- Laderas mixtas
- Coluvión

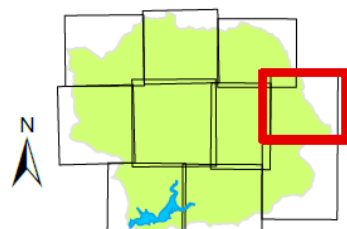
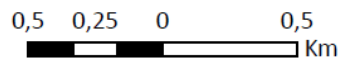
Fluvial

- Rios
- ⊥ Barrancos
- ⊥⊥⊥ Escarpe de incisión fluvial
- Cono aluvial
- G-T2
- G-T3
- T5
- T8
- Fondo de valle
- Relleno fluvio-coluvial
- Límite erosión remontante
- Ladera de incisión fluvial
- Cabecera torrencial

Litologías consolidadas

- ⊥⊥⊥ Crestas calcareas del Westfaliense





Alfonso Pisabarro ©

Page 6 of 10

referencia espacial:
ETRS 1989 UTM 30N

Antrópico

- + Pozo minero
- × Mina
- - - Senda
- - - Caminos
- Edificaciones

Estructuras lineales

- Falla
- - - Lineamiento estructural
- + Eje sinclinal

Fisiográfico

- Ruptura pendiente
- Escarpe >20 m
- Escarpe > 50 m

Karstico

- Surgencias
- ⊗ Cueva
- Dolinas
- Lapiaz

Periglaciar

- Solifluxión
- Suelos_organizados

- Bloques dispersos
- Canal de aludes
- Ladera de bloques
- Terracillas de solifluxión
- Flujo de derrubios
- Pedrera
- Nicho de nivación
- Crestas afectadas por periglaciarrismo

Ladera

- Deslizamiento
- Rills
- Abanico coluvial
- Carcavas
- Ladera regularizada
- Laderas mixtas
- Coluvión

Glaciar

- Arista
- Circo glaciar
- Collado de difluencia
- Umbral
- Morrena
- Superficie de abrasión

- Depósitos proglaciares
- Till
- Cubeta de sobreexcavación

Etapas glaciares

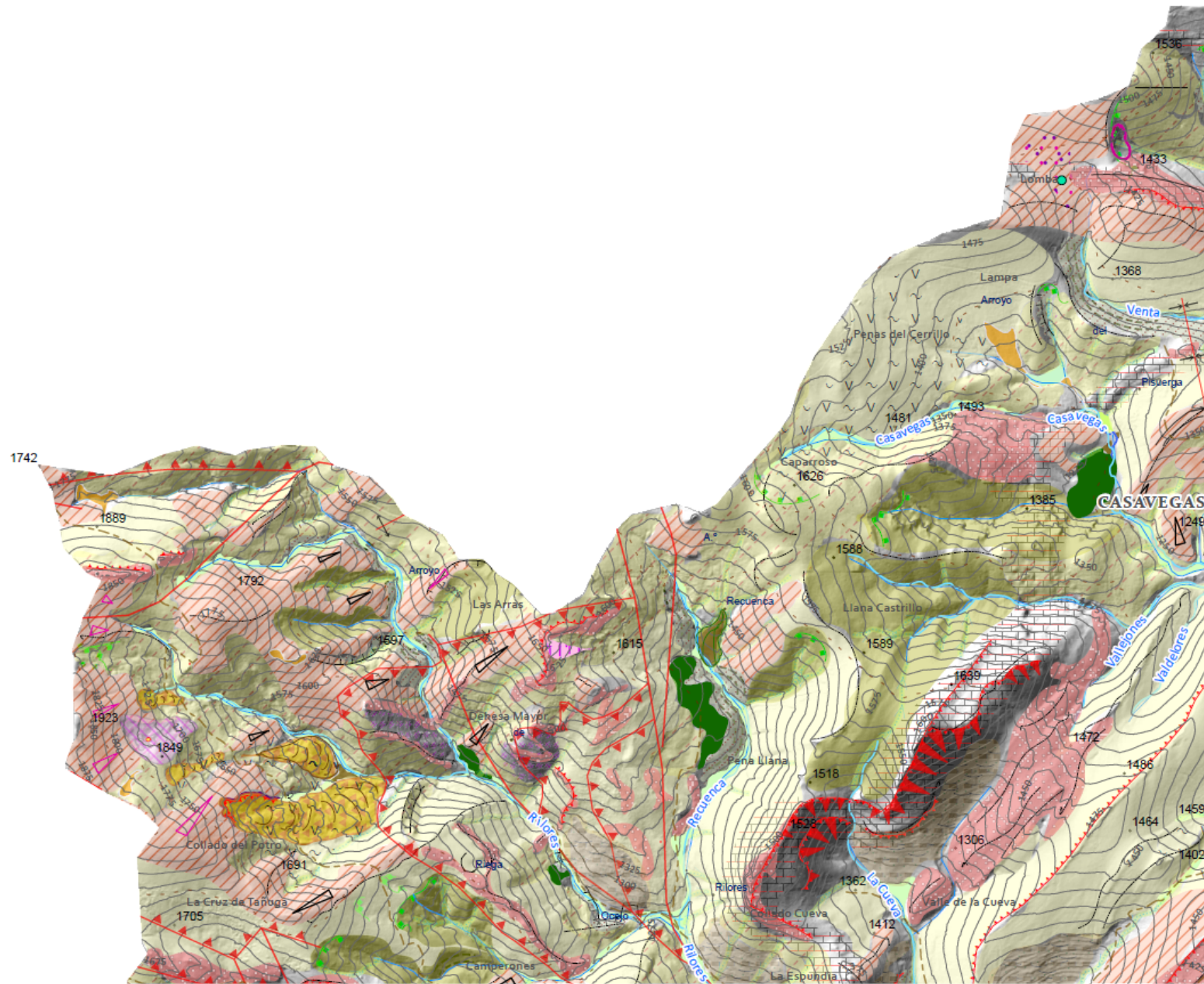
- Superficie glaciar III
- Superficie glaciar II
- Superficie glaciar I

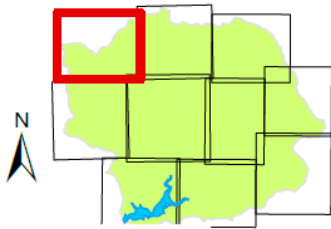
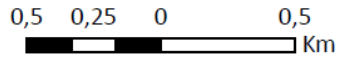
Fluvial

- Rios
- Barrancos
- Escarpe de incisión fluvial
- Cono aluvial
- G-T2
- G-T3
- Fondo de valle
- Relleno fluvio-coluvial
- Turbera
- Límite erosión remontante
- Ladera de incisión fluvial
- Cabecera torrencial

Litologías consolidadas

- Crestas conglomerados Triasicos
- Crestas calcareas del Westfaliense





Alfonso Pisabarro ©

Page 7 of 10

referencia espacial:
ETRS 1989 UTM 30N

Antropico

- + Pozo minero
- - - Senda
- - - Caminos
- Ruinas
- Edificaciones
- Laderas con parcelas abandonadas

Estructuras lineales

- Falla
- ▲ Cabalgamiento
- ⊕ Eje anticlinal
- ⊖ Eje sinclinal

Fisiográfico

- Ruptura pendiente
- ⊥ Escarpe >20 m
- ⊥ Escarpe > 50 m

Karstico

- Surgencias

Periglaciario

- Soliflucción
- Suelos_organizados
- Bloques dispersos
- Ladera de bloques
- Cono de derrubios
- Pedrera
- Nicho de nivación

- Crestas afectadas por periglaciario

Ladera

- ∇ Reptacion
- Deslizamiento
- Carcavas
- Ladera regularizada
- Laderas mixtas
- Coluición

Glaciar

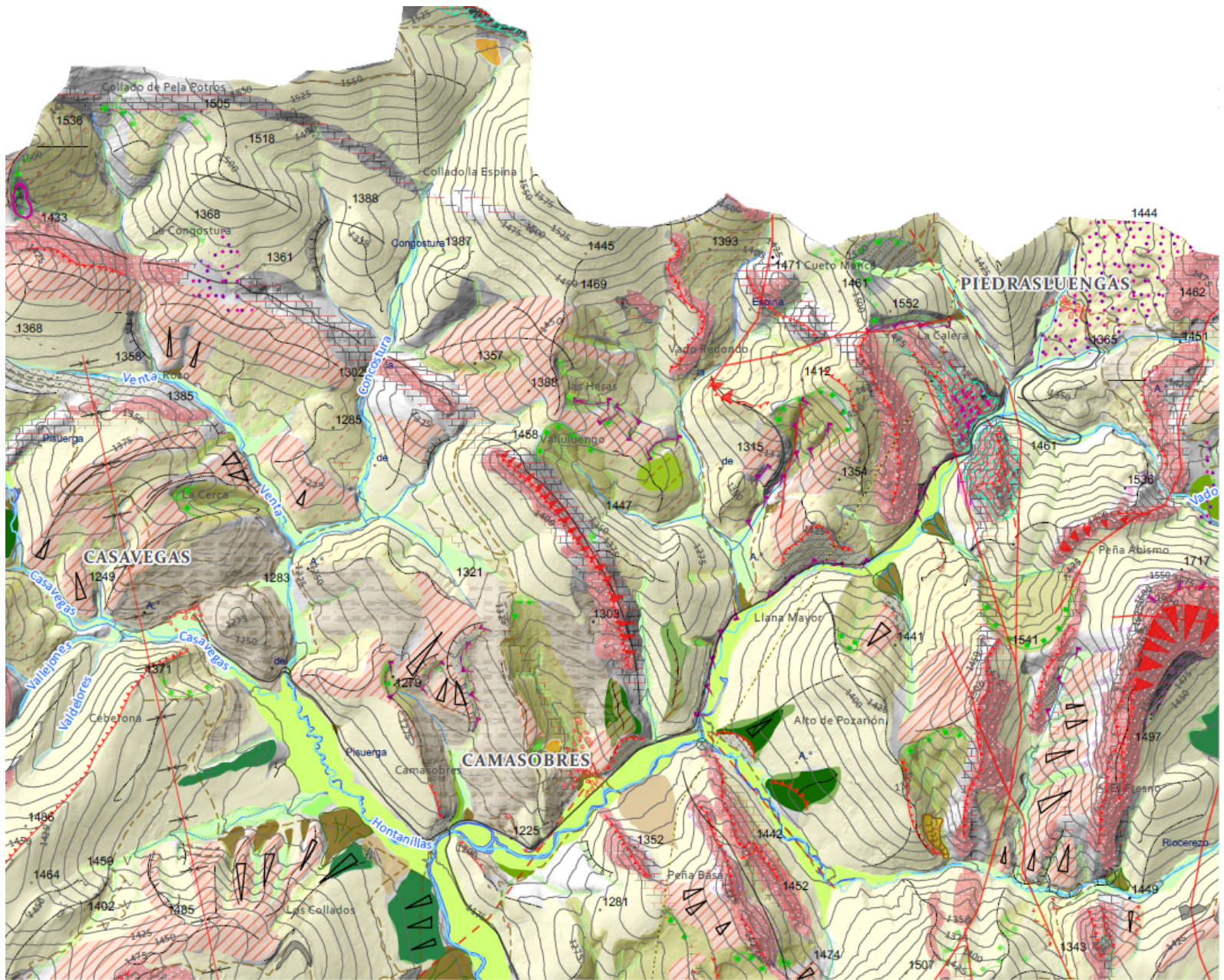
- Arista

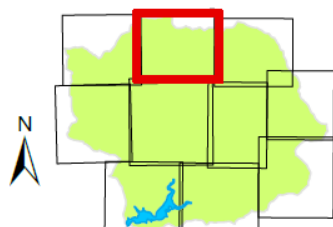
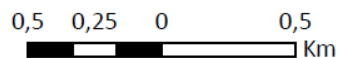
Fluvial

- Rios
- Barrancos
- Escarpe de incisión fluvial
- Lecho menor
- Paleocauces
- Cono aluvial
- G-T2
- T8
- Fondo de valle
- Relleno fluvio-coluvial
- Límite erosión remontante
- Ladera de incisión fluvial
- Cabecera torrencial

Litologías consolidadas

- Crestas calcareas del Westfaliense





Alfonso Pisabarro ©

Page 8 of 10

referencia espacial:
ETRS 1989 UTM 30N

Antrópico

- + Pozo minero
- - - Senda
- - - Caminos
- - - Línea alta tensión
- - - Línea eléctrica
- Carreteras
- Escombrera
- Edificaciones
- Laderas con parcelas abandonadas

Estructuras lineales

- - - Falla
- - - Lineamiento estructural
- + Eje sinclinal

Fisiográfico

- Ruptura pendiente
- + - - Escarpe >5 m
- - - Escarpe >20 m
- - - Escarpe > 50 m

Karstico

- ⊗ Cueva
- Lapiaz

Periglaciario

- Solifluxión
- Suelos_organizados
- Bloques dispersos
- Canal de aludes
- Ladera de bloques
- Cono de derrubios
- Pedrera
- Nicho de nivación

- Crestas afectadas por periglaciario

Ladera

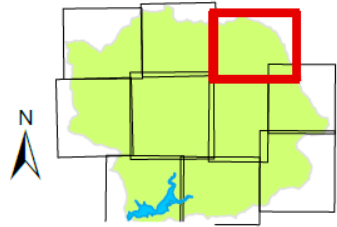
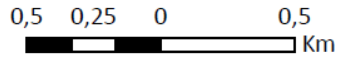
- Reptación
- Deslizamiento
- Abanico coluvial
- Carcavas
- Ladera regularizada
- Laderas mixtas
- Coluvión

Fluvial

- Ríos
- Rápidos
- Barrancos
- Escarpe de incisión fluvial
- Lecho menor
- Paleocauces
- Cono aluvial
- G-T2
- G-T3
- T5
- T7
- T8
- Fondo de valle
- Relleno fluvio-coluvial
- Límite erosión remontante
- Ladera de incisión fluvial
- Cabecera torrencial

Litologías consolidadas

- Crestas calcáreas del Namuriense
- Crestas calcáreas del Westfaliense



Alfonso Pisabarro ©

Page 9 of 10

referencia espacial:
ETRS 1989 UTM 30N

Antropico

- + Pozo minero
- Caminos
- Línea alta tensión
- Línea eléctrica
- Carreteras
- Escombrera
- Ruinas
- Edificaciones
- Laderas con parcelas abandonadas

Estructuras lineales

- Falla
- Eje sinclinal

Fisiográfico

- Ruptura pendiente
- + - - - Escarpe >5 m
- - - - Escarpe >20 m
- - - - Escarpe > 50 m

Karstico

- Surgencias
- Lapiaz

Periglaciar

- Solifluxión

- Suelos_organizados
- Bloques dispersos
- Canal de aludes
- Ladera de bloques
- Terracillas de solifluxión
- Flujo de derrubios
- Cono de derrubios
- Pedrera
- Crestas afectadas por periglaciarismo

Ladera

- Desprendimientos
- Deslizamiento
- Rills
- Carcavas
- Ladera regularizada
- Laderas mixtas
- Coluvión

Glaciar

- Arista
- ▲ Circo glaciar
- Dirección glaciar
- Umbral
- Morrena

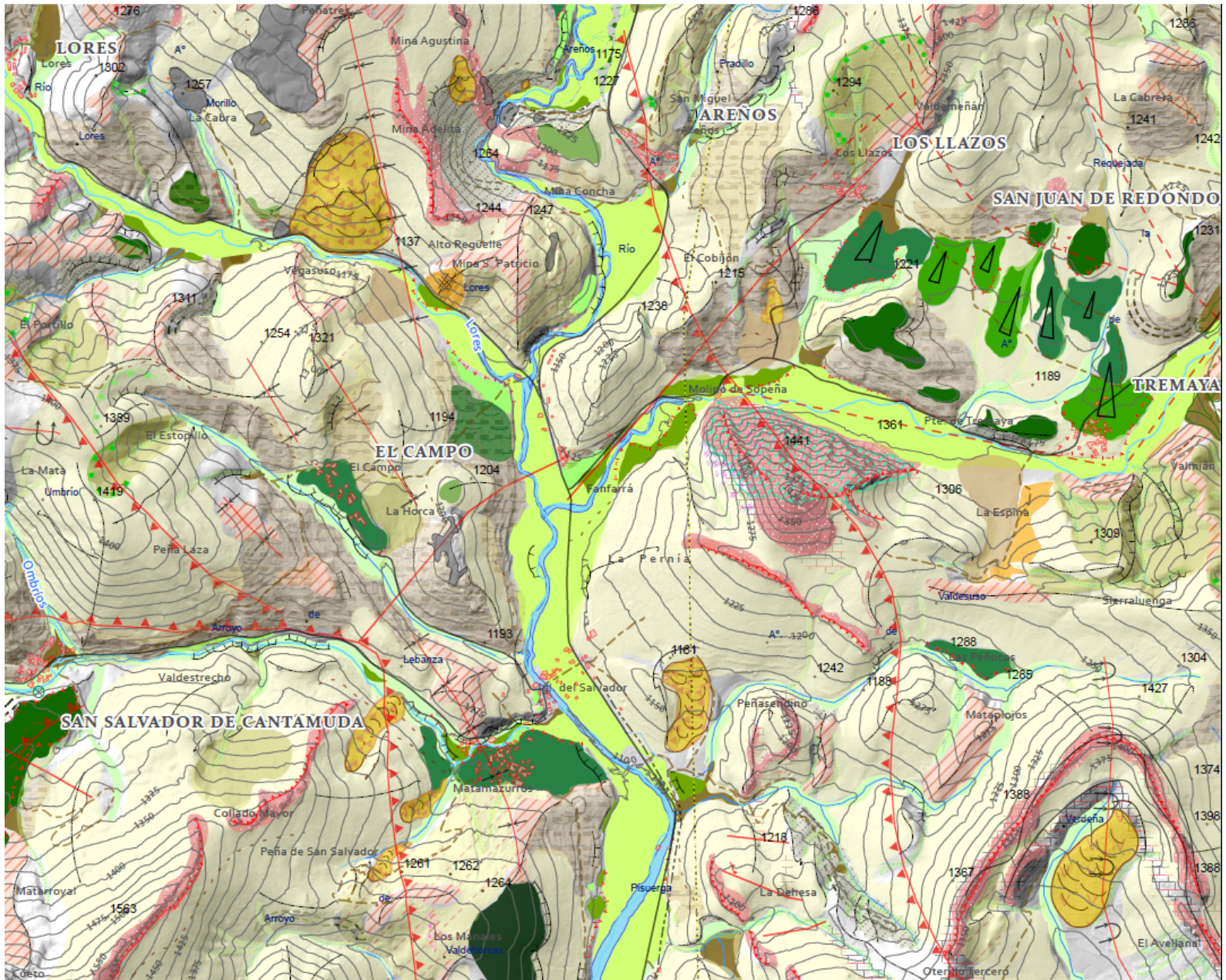
- Superficie de abrasión

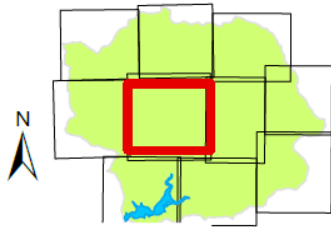
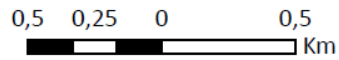
Etapas glaciares

- Superficie glaciar I

Fluvial

- Ríos
 - Rápidos
 - Barrancos
 - Escarpe de incisión fluvial
 - Paleocauces
 - Cono aluvial
 - G-T2
 - G-T3
 - T5
 - T7
 - Fondo de valle
 - Relleno fluvio-coluvial
 - Turbera
 - Límite erosión remontante
 - Ladera de incisión fluvial
 - Cabecera torrencial
- ### Litologias consolidadas
- Crestas conglomerados Triasicos
 - Crestas calcareas del Westfaliense





Alfonso Pisabarro ©

Page 10 of 10

referencia espacial:
ETRS 1989 UTM 30N

Antrópico

- + Pozo minero
- - - Senda
- - - Caminos
- - - Línea alta tensión
- - - Línea eléctrica
- Carreteras
- Escombrera
- Charca contaminada
- Edificaciones
- Laderas con parcelas abandonadas

Estructuras lineales

- Falla
- - - Lineamiento estructural
- ⤴ Anticlinal tumbado
- ⤴ Cabalgamiento
- ⊕ Eje sinclinal
- ⤵ Sinclinal tumbado

Fisiográfico

- Ruptura pendiente
- + + + Escarpe >5 m
- ⊥⊥⊥ Escarpe >20 m
- ⋈⋈⋈ Escarpe > 50 m

Karstico

- ⊗ Cueva
- ⊡ Lapiaz

Periglaciario

- Soliflucción
- Suelos_organizados

- Terracillas de soliflucción
- Pedrera
- Crestas afectadas por periglaciario

Ladera

- Desprendimientos
- Deslizamiento
- Abanico coluvial
- Carcavas
- Ladera regularizada
- Laderas mixtas
- Coluvión

Fluvial

- Ríos
- ⊡ Barrancos
- ⊡⊡⊡ Escarpe de incisión fluvial
- Lecho menor
- Paleocauces
- Cono aluvial
- T1
- G-T2
- G-T3
- T5
- T7
- T8
- Fondo de valle
- Límite erosión remontante
- Ladera de incisión fluvial
- Cabecera torrencial

Litologías consolidadas

- ⊡ Crestas calcareas del Westfaliense

CAP. V. LA ADAPTACIÓN DEL SER HUMANO AL MEDIO FÍSICO Y SU CAPACIDAD PARA GENERAR CAMBIOS

El Alto Pisuerga tiene una altitud mínima de 1000 m dificultando la supervivencia en un entorno con copiosas nevadas, frío, húmedo, con un mal desarrollo de la agricultura, y un riesgo constante a las enfermedades. A pesar de ello, en comparación con el macizo de Fuentes Carrionas, la mayor amplitud de los valles llevó al asentamiento de más población y a la construcción de un número mayor de pueblos y barrios ante la escasez del entorno inmediato. Esto implicó formar una compleja organización territorial y la colectivización de los recursos naturales que ha ido modelando el paisaje. La incidencia sobre el espacio de la especie humana la vemos en la modificación de la cubierta vegetal, de la red hidrográfica e incluso del relieve.

Las primeras huellas humanas en la zona son previas al LGM, yacimiento Epiacheliense (115.000 – 75.000 BP)¹⁸ en Campoo de Suso (Gutiérrez Morillo y Serrano, 1998, 2006). No obstante, rápidamente la glaciación obligó a estos individuos, entonces neandertales, a descender hacia lugares más abrigados cercanos a la costa, e.g. cueva del Castillo en Cantabria y en la cueva de Sidrón en Asturias (Garralda, 2005) con huellas en el Auriñaciense 30-40 ka (Garralda, 2005; Serrano et al., 2015a). Estos espacios bajos más agradables entre los que estaría la Liébana o el tramo bajo del Nansa debieron cubrirse de especies criófilas de los géneros *pinus* y *betula* en este período (Uzquiano, 2018). Después de este período hasta el Holoceno desaparecen las huellas con nieves perpetuas, que en Alto Campoo se sitúan sobre los 1.400 m. (Serrano y Gutiérrez, 2000) por debajo de las cuales tuvo que haber una presencia de grandes mamíferos (Ezquerro, 2011).

Sostiene Diamond (2012) en su afamado libro Colapso que la desaparición de muchas civilizaciones ha sido debida a la mala gestión del medio en el que viven; de la misma manera otras lograron persistir durante siglos en el umbral de la misma gracias a una gestión adecuada del bosque en situaciones graves de deforestación o realizando un aprovechamiento racional del agua y de los alimentos de la naturaleza.

¹⁸ El período 115.000 – 75.000 BP encaja con el período de relativa aridez y escasa competencia de los ríos manifestado a través de la terraza T6 y la ausencia de espeleotemas en Cueva del Cobre.

5.1. El Holoceno

El Holoceno supone un cambio drástico en las condiciones ambientales respecto al Pleistoceno. Se produce un incremento progresivo de temperaturas especialmente intenso desde los 11.500 hasta los 9.000 BP en la Cordillera Cantábrica (Serrano et al., 2015b; Rodríguez Rodríguez et al., 2017). Esto implica un cambio drástico en la flora, en la hidrología, en los procesos geomorfológicos y también en la aparición del hombre con capacidad para modificar su medio. Aún quedaría mucho para que se asentaran pobladores en el Alto Pisuega pero durante el Magdalenense (12.800 – 10.000 BP) se inicia una diversificación de recursos y ambientes (Ezquerro, 2011). Durante el Dryas el frío había hecho aumentar la proporción del polen no arbolado, en su mayoría especies herbáceas fundamentalmente del género Graminiae. Se aprecia muy bien el dominio de artemisas y poaceas en un estudio polínico al norte de Fuentes Carrionas (Menéndez Amor y Florschütz, 1963) llegando a representar el 70% de los pólenes. El arbolado debía de situarse en los fondos de los valles agrupado en formaciones compuestas por especies criófilas de los géneros Pinus y Betula.

Tabla 18. Variación de las especies dominantes desde el Último Máximo Glaciar (Figura 106)

Dryas	Boreal	Atlántico	Sub Boreal	Atlántico-Mediterráneo
Estépicas	Pinus, Betula	Corylus, bosque mixto, Pinus	Fagus, bosque mixto	Fagus, Quercus

El rápido ascenso de temperatura posterior al Dryas da paso a un clima Boreal que permitió un aumento rápido de géneros propios del bosque mixto, en su mayoría del género Quercus, que empezaron a competir con los pinares. Este clima menos frío, sin llegar a ser aún Oceánico, debió favorecer el avance del género Corylus (avellanos) durante un breve período, hasta los 6.000 BP (Mariscal, 1983). Después ha sido siempre testimonial. En el Alto Pisuega, también se puede detectar este cambio ya que comienzan a crecer espeleotemas en la Cueva del Cobre, después de haberse detenido al final del Pleistoceno. Muñoz (2008) interpreta que esta detención está relacionada con el glaciar del Sel de la Fuente. Esta se puede deber bien porque el nivel freático pudo estar muy elevado y permanecer la cueva saturada, bien porque el agua fría precipita menos o bien por un posible bloqueo del sumidero que sería muy dudoso ya que en los glaciares templados existe circulación subglaciar (Fountain y Walder, 1998). También se detecta un descenso en la torrencialidad y la capacidad de transporte de los ríos, arroyos y barrancos en los depósitos AC de la terraza T8 analizada en el valle de Casavegas.

CAMBIO GLOBAL Y RESPUESTAS AMBIENTALES EN LA MONTAÑA CANTÁBRICA: EL ALTO PISUERGA

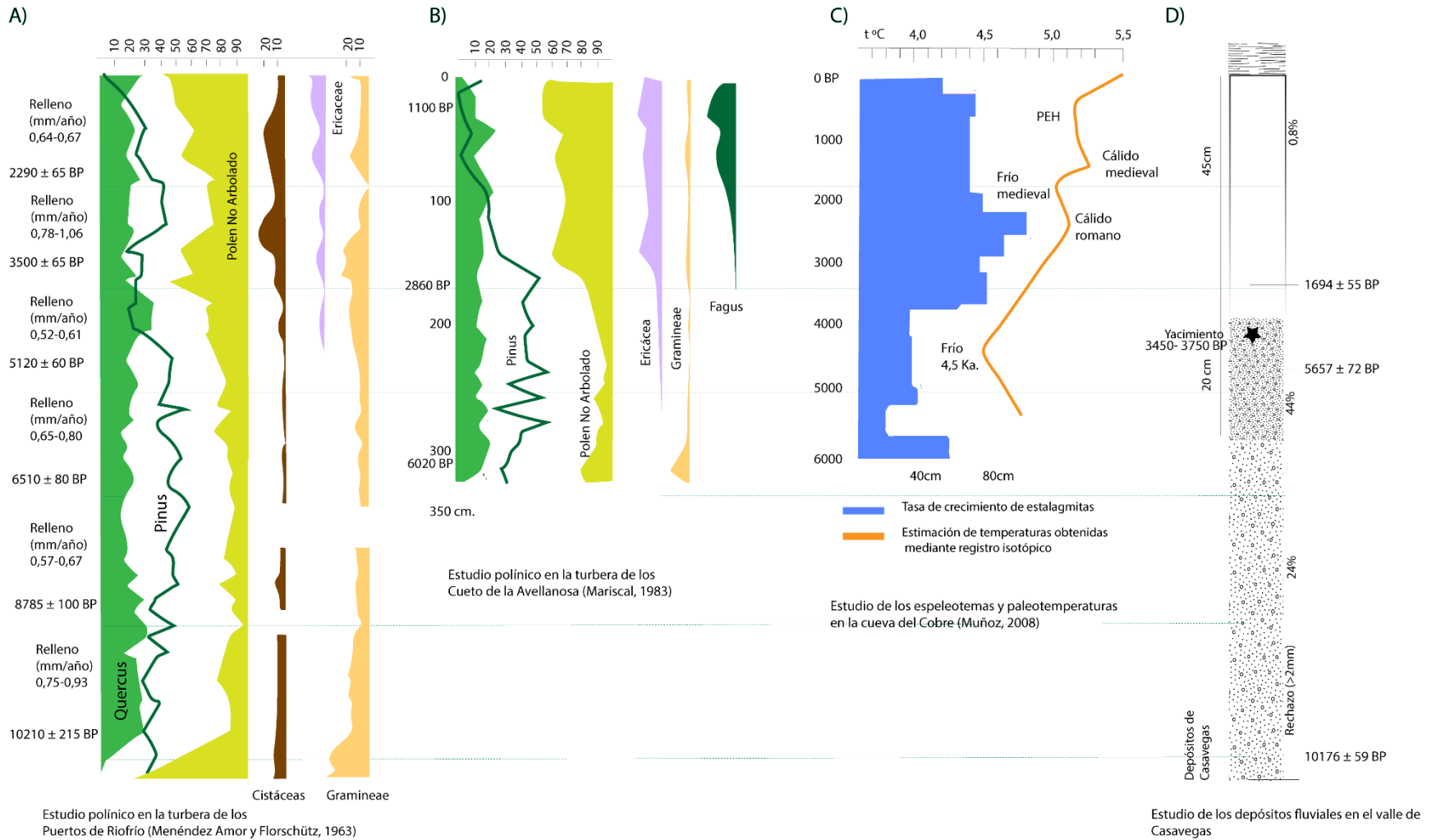


Figura 106. Comparación de los diferentes indicadores indirectos del Holoceno en el entorno del Alto Pisuerga. A) Estudio palinológico de la turbera de los Puertos de Riofrío (Fuentes Carrionas) (Menéndez Amor y Florschütz, 1963). B) Estudio palinológico de la turbera del Cueto de la Avellanosa (Polaciones) (Mariscal, 1983). C) Estudio de los espeleotemas y paleotemperaturas en la cueva del Cobre (Muñoz, 2008). D) Depósitos fluviales en el valle de Casavegas

CAPÍTULO V. LA ADAPTACIÓN DEL SER HUMANO AL MEDIO FÍSICO

El pinar se mantiene hegemónico entre los 8.000 y 4.500 a BP (Menéndez Amor y Florschütz, 1963; Mariscal, 1983) a pesar del progresivo cambio hacia un clima cada vez más suave en el que el bosque mixto se desarrolla hasta la llegada de los primeros asentamientos Neolíticos. En el centro de Europa se ha establecido el máximo desarrollo forestal entre los 8.200 y los 6.000 a BP y el comienzo de la agricultura Neolítica en torno a los 6.000 a. BP con un desarrollo importante durante la Edad del Bronce (Woodbridge et al., 2018). A 1.250 m en una zona de pastos en Peña Oviedo (Camaleño) se han descubierto yacimientos donde han sido capaces de realizar dataciones de cereal (5.195 ± 25 a B.P.), situando el comienzo de la economía de producción a partir del 5.500 a B.P. (Diez Castillo, 1992). La agricultura en otras zonas como Sanabria comenzaría en los 2.000 a BP con algún rastro incluso anterior en torno a los 3.000 - 3.500 BP, fecha coincidente con el incremento de las ericáceas (Allen et al., 1996).

En el depósito de Casavegas (Tabla 14) se han encontrado indicios de uso del fuego desde comienzos del Neolítico. Se advierte en la fracción arenosa un elevado contenido de minerales magnetizados (Tabla 19) que se incrementa exponencialmente a partir de los perfiles AC-5 y AC-6, los depósitos más jóvenes a partir de los 5.600-5.400 a B.P. La evidencia de incendios en el Neolítico cercanos a estas fechas ha sido confirmada en turberas de Cantabria, por Carracedo et al. (2018) en el Cueto de la Avellanosa, el Sertal y la Molina.

Tabla 19. Respuesta magnética del sedimento en el perfil de Casavegas

Horizonte	Sedimento magnetizado (mm)	Datación calibrada
AC-6	2,00	1639-1547 cal. a BP
AC-5	4,00	5588-5440 cal. a BP
AC-4	0,25	
AC-3	0,25	10235- 10117 cal. a BP
AC-2	0,5	
AC-1	0,5	19621-19239 cal. a BP

Se ha encontrado relación entre los pastos y posibles megalitos o asentamientos temporales en Brañosera (Aja Sánchez et al., 1999) y se han hallado culturas del arte esquemático propio del calcolítico en la cueva del Burro (Alcalde del Río et al., 1911; Mínguez et al., 1985; Estébanez y Gómez, 2010). Ya en el período más lejano de la Edad de Bronce se tienen nuevas evidencias de enterramientos individuales poco estudiados en el Vado de Celada de Robledo aprovechando algunos filones de cobre (Delibes y Fernández Miranda, 1981) que en la cuenca del Duero se fechan entre los 3.750 y 3.450 años a B.P. (Jimeno, 1988). Esta edad de Bronce (3.800-2.600 a BP) supone el aumento de los desplazamientos (Ezquerro, 2011). Por cercanía este espacio pudo estar

recorrido por varios grupos prerromanos como son los Vellicos (procedentes de Monte Cildá), los Tamánicos (procedentes de Velilla) o los Coriacos (procedentes Alto Campo).

Tabla 20. Cuadro crono antropológico. Adaptado de Delgado Huertos et al. (1996)

Edad BP	Edades	Etapas	Provincia de Palencia	Zona de Cervera
450	Hierro	Segunda edad del Hierro	Palenzuela, Monte Bernorio, Monte Cildá	Santibáñez de Resoba
1700	Bronce	Primer hierro Bronce final Medio Antiguo	Carrión-Cimeros Saldaña-Paredes de Nava-Pedrosa Castro de los Barahones La Huelga Cueva Tino (Mave)	Rabanal de las llantas Cueva de la Cueva Peña Cucubillo
3000	Calcolítico	Vaso campaniforme Los Millares	Palencia, Carrión, Saldaña Los Doce Cantos (Herrera)	Celada de Roblecado
5500	Neolítico	Fenómeno megalítico	Túmulo de la Velilla (Osorno)	Posibles megalitos en cuenca Cree
6700	Epipaleolítico			
8200	Paleolítico			

Durante el Calcolítico \approx 3.000 a BP, la intervención sobre el paisaje es evidente por el incremento de los pólenes no arbolados tanto en la turbera de Polaciones como en la de Riofrío (Figura 106), entre los que destacan las cistáceas, que es el único de los pólenes que parece no responder a las variaciones climáticas a diferencia de la artemisa, las ericáceas o sobre todo las gramíneas.

Después de estos primeros asentamientos del Neolítico el pinar parece recuperarse durante un período de 1000 años mientras el polen procedente de géneros no arbolados cae del 50 al 25% en el caso de Riofrío (A) y se mantiene bajo en la Avellanosa (B) (Figura 106). Además se trata de un período sin huellas arqueológicas. Estos datos parecen indicar que se produjo un cierto abandono del Alto Pisuerga producido por un repunte del frío, de tipo subboreal.

¿Por qué las sociedades de la edad de los metales redujeron la intensidad de la transformación de los bosques o abandonaron la zona que habían habitado y puesto en explotación sus ancestros del calcolítico? ¿Tal vez por las intensas lluvias como vemos en el registro de crecimiento de

espeleotemas? Buena parte de los cambios repentinos en el clima en Europa Occidental han tenido mucho que ver con la disminución o crecimiento del índice NAO (North Atlantic Oscillation). Un alto índice de NAO significa una mayor penetración de los vientos del Oeste debido a que el Anticiclón de las Azores y la Baja de Islandia se encuentran alineados de forma meridiana. En el caso contrario, un índice bajo permite la penetración de los vientos del Noreste con la llegada de aire muy frío (Fagan, 2000).

Una vez superado este período donde el género *Pinus* había avanzado y el *Quercus* se había mantenido estable, la intensificación del aprovechamiento de los bosques llevó a un descenso paulatino del género *Pinus* a favor de la superficie no arbolada y del matorral, significativamente de *Cistaceae*. 2.860 a BP es la fecha en la que se produce el incremento brusco de los pólenes de ericáceas en la turbera del Cueto de la Avellanosa (Uznayo, Cantabria), pero también del descenso del conjunto de pólenes arbóreos y el incremento de los pólenes no arbóreos (Mariscal, 1983). Lo mismo se ve en la de Menéndez Amor y Florschütz (1963). Muñoz Sobrino et al. (1997) adelantan este inicio de la deforestación a los 3.000 a BP, un hecho que contrasta el avance del género *Fagus*, perceptible en torno a esa fecha en la turbera de Uznayo, que crece hasta el 30% en 1.100 a BP, y cuya presencia se ha mantenido en la actualidad.

En sentido contrario el pinar ha ido desapareciendo progresivamente en el Alto Pisuerga. Este hecho se mantiene hasta la llegada del período romano cuando los pinares inician su definitiva desaparición relacionada con la acción humana (Rubiales et al., 2008).

5.2. El período histórico

5.2.1. Desde el período romano hasta el comienzo de la PEH

En el período histórico y hasta que comenzaron los registros meteorológicos modernos, hay numerosas referencias indirectas al tiempo y a situaciones atmosféricas prolongadas. Normalmente proceden de cartas, archivos, catastros y libros y nos pueden acercar a las condiciones de vida de esos momentos, así como a eventos con posible incidencia sobre el medio físico. Estas referencias suelen tenerse en las ciudades, lejos de la cabecera, lo cual dificulta en cierta forma el análisis de los procesos en el medio físico que se podían producir en las montañas.

Hay algunas referencias de una cierta romanización en el contexto de las guerras cántabras (26-19 a.C) con un posible paso romano en la hipotética ruta romana entre Julióbriga y Velilla que pasaba desde Piedrasluengas a la Horca de Lores (Gutiérrez Pérez, 2016). Se habla de la aparición de algunas cerámicas en la cumbre de Peña Tremaya (Pérez Mier, 1934) donde pudo haber una atalaya al igual que en Peña Abismo. También en 2015 fueron encontradas en las sierras Albas, en el collado de Vistrió, algunas trazas de asentamientos romanos (Hierro et al., 2014) que pudieron estar cerca del buscado Mons Vindio (Gutiérrez Pérez, 2016). Bowles (1789, p. 382) menciona que al poniente de Reinosa pudieron encontrarse monedas romanas. En Valsadornín, a escasos kilómetros al sur del valle de Castillería se encontraron numerosas monedas también (Gutiérrez Pérez, 2016).

Al comienzo de este período las temperaturas se habían incrementado (Figura 106) coincidiendo con el máximo térmico relativo de la época romana. Los espeleotemas de la cueva del Cobre (Muñoz, 2008) parecen indicar un crecimiento máximo absoluto en este período. Este clima suavizado y más húmedo pudo ayudar al desarrollo de los hayedos y de los robledales que sustituirán a los pinares. Además estas especies ofrecían posibilidades alimenticias mejores. La sedimentación durante este período se incrementa en volumen pero disminuye en su textura lo que indicaría una tendencia hacia un clima templado en el que la arroyada incrementada por la deforestación hizo desplazarse los materiales de ladera hacia el fondo de los valles incrementando la pedogénesis.

CAPÍTULO V. LA ADAPTACIÓN DEL SER HUMANO AL MEDIO FÍSICO

Tabla 21. Referencias climáticas y hechos históricos documentadas hasta el S-XIII

Año	Mínimos térmicos	Historia del Alto Pisuerga	Otros hechos históricos
0 -247	Periodo moderadamente cálido romano		Presencia del imperio romano en la Península Ibérica.
247± xxx	Datación Casavegas, depósitos de ladera muy finos, poca capacidad de transporte, edafogénesis		Período de profunda crisis en el imperio Romano. El poder central es perdido en manos de las legiones galas en el Occidente del imperio.
350 – 600	Período frío de las edades oscuras		
600 - 700	Comienzo del período cálido altomedieval		
700-750	Período frío		722. Batalla de Covadonga
		824. Carta Puebla de Brañosa (Alfonso II)	
		916. Repoblación del Alto Pisuerga por	
750- 1000	Apogeo del período cálido altomedieval	Rodrigo de Castilla (Alcalde, 1981)	
		932. Los Condes de Peñas Negras, Alfonso y Justa fundan la Abadía de Lebanza.	
		950. La abadía vende tierras (Libro Becerro de las Behetrías)	
1000-1100			Con la unión de Castilla y León por Alfonso VI la zona pierde interés estratégico.
1100-1150	Mínimo de Oort		Se reconstruye la abadía con una iglesia mozárabe
1171			
1181			Se nombra la iglesia de Areños en un documento de Alfonso VIII (Alcalde, 1981)
1181-1250		Pico de actividad solar medieval	1188. El rey Alfonso IX convoca las primeras cortes de Europa en León. Desaparece el condado y se habla de Merindad de Liébana y Pernía.

El asentamiento definitivo en el sector se debió iniciar entre los siglos IX y X con la Carta Puebla de Brañosa (Ruesga, 2012) vinculado a la Reconquista iniciada por Alfonso I¹⁹. Los habitantes pudieron llegar a rondar en La Pernía los 200 habitantes a mediados del S. X (García Guinea, 1990). La expansión de población de la época de construcción de las iglesias románicas, hasta el siglo XII²⁰

¹⁹ En el 932 se tiene constancia de la construcción de la Abadía de Lebanza por Alfonso y Justa.

²⁰ La colegiata de San Salvador otorgada a finales del siglo XII al obispo Raimundo y la existencia de dos pueblos desaparecidos que se mencionaban en ese siglo debió suponer el máximo de población medieval en la cuenca. En el siglo XII se mencionan las localidades de San Julián (entre Lores y El Campo) y San Martín, al norte de Santa María de Redondo (Martínez Díez, 1981; García Guinea, 1990; Ruesga, 2012).

debió llevar aparejada una intensa deforestación por medio de los incendios, recurrentes en la Cordillera Cantábrica a lo largo de la historia. El desarrollo de especies de matorral de cistáceas asociadas a los incendios aparecen en estudios polínicos en torno a los 1000 a BP en la Cordillera Cantábrica (Jalut et al., 2010; Ezquerro, 2011). En general, los incendios fueron motivados por las necesidades de creación de nuevos pastos para una sociedad eminentemente ganadera en un espacio de montaña húmeda difícil de transitar y donde la vegetación crece muy rápido (Ezquerro y Rey, 2011).

Los diferentes estudios indican que, en Europa Occidental, hasta el siglo XII las condiciones climáticas fueron agradables en general, pero el mínimo de Oort entre 1100-1150 iniciaría un período marcado por la reducción de las temperaturas vinculado a una reducción de la radiación solar (Fagan, 2009). Sin embargo en la península Ibérica no se tienen suficientes evidencias. De hecho las temperaturas obtenidas en la Cueva del Cobre indican que durante la Baja Edad Media se dieron temperaturas altas (Figura 106) que según las referencias históricas ocurrieron avanzada ya la primera fase de la PEH, en los siglos XV y XVI.

5.2.2. De la aparición de la Mesta (1273) al Mínimo de Spörer (1460-1540)

Esta sociedad ganadera, que ya utilizaba los pastos en altura, además recibía presiones exógenas que lo alimentaban como la trashumancia y su poderosa estructura, el fuero de la Mesta instaurado entre 1273 y 1276. El interés por las regiones forestales guió su progresiva desaparición para el aprovechamiento de pastos crecidos en primavera tras la quema anual en otoño por parte de los ganaderos trashumantes (Klein, 1936). El uso del fuego permitía abrir claros para el pasto convirtiéndolo en una herramienta cultural de gestión del territorio del mismo modo que ha sucedido en otras montañas peninsulares (Badía et al., 2014). Incluso el método de clareo y asentamiento en el valle del Pisuerga dio origen al topónimo “Los Redondos”. El impacto sobre el medio físico es clave para entender algunos de los mayores cambios ambientales y paisajísticos como la transformación de amplios sectores en landas, matorrales o monte bajo degradado (Bertrand y Bertrand, 1972a, 1986a; Bertrand, 1984). Los incendios eran capaces de aislar pequeños rodales de vegetación refugiados del fuego en vaguadas de umbría. También tuvo que provocar necesariamente procesos geomorfológicos más erosivos y canchales donde se adapta bien el *Quercus petraea* (Gil Sanchez et al., 2007). La expansión del *Quercus pyrenaica* también es favorecida al ser más resilientes a este fenómeno que el resto de los robles (Tárrega et al., 2011).

Se han documentado actividades de roza desde el siglo XIV en la Cordillera Cantábrica, tanto que la reducción de la superficie forestal llevó a ser un objeto de preocupación para la monarquía en el siglo XVI, derivando en ordenanzas municipales enfocadas a frenar la deforestación (Ramos Santos, 2012). Se estima que durante este período se perdieron un 50-75% de bosques en Europa (Pereira y Navarro, 2015). En los Pirineos se ha investigado que esta deforestación se dio a partir del siglo XVI, ya que la gestión de los montes en el período (1297-1565) era mucho más compleja, extrayendo carbones y malezas, de lo que fue después, mucho más dedicada a la ganadería (Camarero, 2002). La conflictividad por el acceso a los pastos en el Alto Pisuerga se sucedió durante los siglos XVI, XVII y XVIII, pero hubo épocas de mayor tensión que otras. Según la Real Audiencia y Chancillería de Valladolid se ejecutaron numerosos pleitos litigados a partir de finales del siglo XV. El primero fue en 1489 entre Herrerueta y San Cebrián de Mudá por el aprovechamiento de pastos que acabó en trifulca entre ambos concejos, litigada en 1491. Entre 1553-1565 hubo tres litigios²¹,

²¹ 1553. La Mesta contra el monasterio de Lebanza por el robo de ganado y penas a los pastores. 1561. El Concejo de Celada contra Redondo. 1565. Cervera, Arbejal, Vañes y Polentinos reclaman pastos en Pineda al Concejo de la Mesta. Fuente: Real Audiencia y Chancillería de Valladolid a través de <http://pares.mcu.es/>

entre 1623 y 1629 otros tres²², entre 1676 y 1677, otros dos,²³; entre 1735 y 1736²⁴ otros dos, entre 1759 y 1775 otros 3. El uso de estos pastos en altura también llevó a la construcción de cabañas y majadas cuyas plantas son perceptibles en muchos puntos como en las sierras Albas, en el sel de la Fuente, circo de Valdecebollas, etc. En puntos más bajos se encontraban los invernales donde se almacenaba el heno y se recogía el ganado en la estación fría.

En el siglo XIII se estiman 1600 habitantes (Ruesga, 2012), un momento de elevada presión demográfica y ganadera para la fecha. Se puede entender que una vez avanza la Reconquista la población pudo descender y algunos asentamientos citados antes se abandonaron posiblemente por estar a una altitud superior al resto de núcleos (Figura 107). En el siglo XIV había hasta 54 pueblos en el área palentina de la Cordillera según el Libro Becerro de las Behetrías (Martínez Díez, 1981) que debieron de tener una intensa comunicación con Liébana. En 1497 las localidades del Alto Pisuerga formaban los Abadengos de la Merindad y Behetrías de Pernía²⁵. A finales del siglo XV y a comienzos del XVI fue cuando tuvo un mayor impacto el frío asociado al mínimo de Spörer alternando con períodos de gran sequía.

²² 1623. Verdeña y Estalaya suplican pastos y agua a Cervera. En 1625 Redondo reclama pastos a Celada y en 1629 al revés.

²³ 1676. Cervera contra Polentinos. 1677 Lores contra El Campo.

²⁴ En 1735 un vecino de Estalaya acaba preso por cortar unos robles en Rabanal y en 1736 Herreruela presenta un pleito contra San Felices.

²⁵ Fuente: Registro del Sello de Corte de agosto de 1497. Comisión al corregidor de Carrión para que entienda sobre la reclamación de los lugares de Estalaya, Areños, San Salvador, La Lastra, Polentinos, El Campo, Camasobres, Casavegas, Variés y otros de los abadengos de la merindad y behetrías de Pernía, a los que Alvar Díaz de Saldaña les cobró ciertos maravedís por gestionar una reducción en sus alcabalas y no lo ha cumplido: <http://pares.mcu.es/>

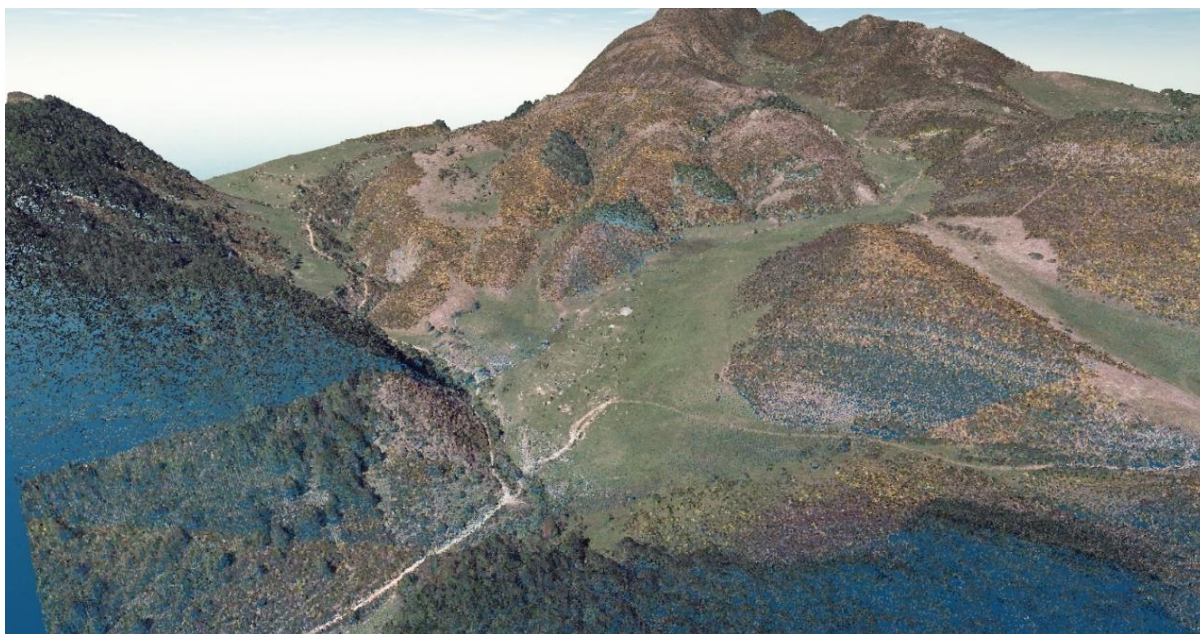


Figura 107. Posible emplazamiento del pueblo abandonado junto al Ribero Pintado, al norte de Santa María de Redondo

La prioridad que en estos espacios se dio al uso de la tierra sobre los derechos de propiedad ha propiciado un uso mucho más extensivo²⁶. Esta política ya había sido practicada, e.g. Fuero juzgo visigodo, dando acceso sin restricciones a las tierras abiertas, pertenecieran o no a la corona, pueblos o particulares al menos 2 días sin consentimiento del propietario e incluso con el derecho a cortar árboles, unas cláusulas que fueron incluidas en el fuero de la Mesta que prohibía cercar comunales, obstruir cañadas e impedir el paso a los baldíos (Klein, 1936). Ante esta situación, las ordenanzas locales²⁷ crearon dehesas/divisas/defesas en algunos lugares para frenar el pasto de la trashumancia levantando cercados, algo que no ocurrió en la cuenca donde solo servían para apacentar al ganado de tracción y la recogida de la hoja entre otras actividades populares ya que no hay noticia de conflictividad por los pastos de la trashumancia.

²⁶ Se definían los comunales en las Partidas (1256-1265) como “...siendo para el bien común, de los pobres tanto como de los ricos. No se abrían a los rebaños no residentes sin permiso de los vecinos, y ningún particular podría obtener título alguno de posesión aunque las calles de la ciudad lindasen con dehesas o ejidos comunales” (Klein, 1936).

²⁷ Fuero real de 1255 que trató de afianzar el poder local.

Tabla 22. Principales eventos climáticos e históricos entre 1250 y 1550.

Año	Mínimos térmicos	PEH – Europa-España (Fagan, 2009; Alberola 2014)	Otros hechos históricos
1250-1298	Mínimo de Wolf	1258. Gran ola de frío producida por la gran erupción volcánica	
1298-1353		Período muy lluvioso 1298-1353.	
1347		1347. Peste. Período cálido y húmedo	
1350-1500	Comienzo de la PEH. Mínimo de Spörer	El frío S-XIV hizo que el bacalao se fuera a aguas más cálidas y escaseó en Islandia y Noruega	
1321-1336		Periodo muy seco (“monde plein”)	
1399-1403		Precipitaciones extraordinarias	
1419-1489		Robles en Inglaterra hablan de primaveras frías. Período con condiciones muy tormentosas y cambios imprevisibles	
1421-1439		Período de OAN+.	
1469		Se abandonan los últimos viñedos en Inglaterra	
1480-1490	Anomalía fría. 0,6 y 1°C en invierno, 0,25 y 0,7 en otoño		
1503		El Ebro se congela en Tortosa. 1 feb 1500 inundaciones en La Bañeza	1492. Unión de Castilla y Aragón. Descubrimiento de América, conquista de Granada.
1504-1506		Sequía en Castilla. Esgueva seco en verano.	Epidemias en 1504. Año estéril en las cosechas
1506		El Tormes se congela. El Ebro se congela en Tortosa.	
1504-1540		Periodo de sequías en Castilla	
1513-1530	Descenso de 1,5 °C en verano		
1515-1530			
1518		Verano tórrido en Castilla (Font, 1988)	Ordenanzas de Aguilar. Prohibición de cortar o traer leña a la villa
1521			Batalla de Villalar
1527-1529		Inundaciones del Pisuerga en Valladolid	
1529-1539		El Tajo se congela 3 veces. Años muy fríos.	
1539-1540		Gran sequía en Castilla	Año estéril para las cosechas, plaga de langosta, hambre
1540-1559		Recuperación térmica	

5.2.3. La bonanza térmica de alrededor del siglo de Oro

Entre el siglo XVI y XVII es posible que se dieran las mejores condiciones térmicas de la PEH. Se sucedieron hasta tres máximos relativos de temperaturas con muchas referencias sobre calor y sequías. Hay varias referencias al Pisuerga por sus inundaciones a su paso por Valladolid, la más catastrófica fue en 1636 con 150 muertes, pero le precedieron las de 1527-29, 1597, 1603, 1626, 1635 (Font, 1988). Es un período en todo caso muy irregular con alternancia de períodos muy fríos con sequías e inundaciones indistintamente, en correlación con la oscilación del Atlántico Norte. Los desequilibrios estacionales han sido comunes también. Las principales reseñas en este período y en el resto tienen que ver con episodios especialmente fríos con OAN (-). Estos suelen tener situaciones atmosféricas de retrógrados y coladas de aire polar marino en situaciones de nevada y aire siberiano en situaciones de grandes heladas. En este período se desarrollaron nuevas industrias como la cantería de muelas de molino ya a finales del S-XVI (Basterra, 2003) y la presión por los recursos no fue demasiado elevada. La caza fue recurrente también para los nobles y señores, especialmente la de osos²⁸.

Tabla 23. Principales sucesos climáticos e históricos entre 1550 y 1650

	Dendrocronología (Saz, 2003)	PEH España (Alberola, 2014)	Contexto histórico
1545			
1550-1552	Incremento de 0,3 y 0,6°C en invierno y otoño	Aumento consumo leña sistema central	
1553-1557		Inviernos suaves	1554. El Lazarillo de Tormes
1560			
1565-1580	Descensos de 0,5 y 1°C en verano. Se percibe en todos los trimestres	1561-80. Sequía (Bennasar, 1983) 72/73. Invierno extremo en Castilla. Retrógrado con frío siberiano, nevadas en el Mediterráneo y ríos helados	1575-1576. Gran avance del hielo en los glaciares de Chamonix (Fagan, 2009)
1573-1576		Pérdida de cosechas en Asturias, nieve y tempestades.	
1580-1590		1581. Ebro helado en Aragón 1586. Mucha nieve en Castilla	1588. Hundimiento armada invencible
1590	Bonanza térmica entre 0,2 y 0,6 °C en primavera y verano	El Ebro se vuelve a helar en Tortosa	
1597		Gran crecida del Pisuerga en Valladolid	
1598			1598. Epidemia de peste en Asturias
1599		Sequía veraniega en Valladolid, 3 meses sin llover	

²⁸ 1549. Los señores de Redondos culpan a los vecinos de Camasobres y Piedrasluengas de no dar de comer a los monteros del Conde de Siruela en su caza de oso.

CAMBIO GLOBAL Y RESPUESTAS AMBIENTALES EN LA MONTAÑA CANTÁBRICA: EL ALTO PISUERGA

1601-1605		1601-1605 Verano tórrido en la meseta. Algunos veranos podridos a comienzos de siglo.	1600. Erupción del Huaynaputina
1604		Grandes nevadas en Andalucía y gran sequía en Castilla en verano	1605. Se publica Don Quijote de La Mancha
1608		1608. Frio extremo en Castilla y gran nevada en Burgos	
1615		1616 y 19 son los inviernos más fríos del siglo	
1620	Bonanza térmica entre 0,2 y 0,6 °C en primavera y verano	1617. Any del diluvi. Oriente de España	1621. Sucesión de Felipe III a Felipe IV
1623-1624		Se congela el río Turia en Valencia	
1626		En febrero inundaciones del Pisuerga, Tormes y Duero. El Tormes se cobra un centenar de muertes y 1500 viviendas fueron arrasadas.	La vida del Buscón de Fco. Quevedo
1628-1630			Pueblos cercanos a Chamonix pierden parte de sus tierras por el avance del glaciár
1633		1633 verano caluroso en Galicia. Font	
		1635-37 tórrido en Tarragona. Font	
1635		1636. riadas en Castilla, 150 muertes y 800 edificios destruidos en Valladolid (grandes temporales de lluvia y nieve en toda España	1636. Inundaciones en Valladolid del Esgueva y el Pisuerga (Pérez-Samper)
1640-1645		40/41 Helada en abril en Sevilla 42/43 Abundantes nevadas en la meseta	1639. Velázquez pinta la Rendición de Breda

5.2.4. El mínimo de Maunder (1645-1715) y el siglo XVIII

La mayor acumulación de referencias extremas de eventos vinculados a las heladas y nevadas se producen entre la segunda mitad del siglo XVII y la totalidad del siglo XVIII. El carácter pluvio-nival del río parece indicar que los inviernos de 1692, 1708-1709, 1713-1714 fueron especialmente nevados (Alberola, 2014). El mínimo de Maunder debió ser por lo tanto un período proclive a la erosión de las laderas unida a la deforestación propia de estos momentos. El frío y las desgracias se mantuvieron durante todo el siglo XVIII y tuvieron un repunte en los 80 y 90 con la pulsación fría que registró el barón de Maldá. Sabemos que hay glaciares que se generan y avanzan en la PEH en Picos de Europa y Pirineos alcanzando el máximo a finales del siglo XVIII, como respuesta al frío durante estos dos siglos (González Trueba et al. 2008; Serrano y Martín Moreno, 2018). Sabemos que en 1736 el Pisuega se desborda, en 1739 el Pisuega llega a congelarse a su paso por Valladolid, que en 1788 el Esgueva destroza Valladolid, que la mortalidad en el valle de Redondos en el Alto Pisuega se incrementó a final de siglo. Los indicadores dendrocronológicos indican entre 1670 y 1719 para el Noroeste de la Península responden a un descenso de entre 0,25 y 1,25°C (Saz, 2003). Durante este período se repiten heladas, riadas y nevadas constantes y sucesivas que se unían a las epidemias de peste del final del siglo XVII. Hay referencias de que en este período hay en La Pernía unas 1.400 personas (Ruesga, 2012) y la lucha por los recursos en los siglos XVII y XVIII debió de ser dura coincidiendo con los peores años de la PEH si atendemos a la elevada conflictividad social (Perez Celada, 2005; Ramos Santos, 2012).

Tabla 24. Principales eventos climáticos e históricos entre 1645 y 1800

	PEH España (Alberola, 2014)	PEH Europa (Fagan, 2009)	Contexto histórico
1645			1647-1652 Peste en España 1648. Paz de Westfalia
1650	51 las vendimias se retrasan a partir del 5 de octubre en Valladolid (Bennasar)		
1655	57/58 Gélido invierno (Bennasar)		1659. Tratado de Pirineos
1665	67. Rogativa pro-pluvia en Asturias		1665. Muerte de Felipe IV
1670	71/79 periodo más frío del siglo en Aragón		
1675			1678-1781. Peste.
1680	80/81 Ebro helado en Aragón		1683-1685. Peste. 1681. Muere Calderón de la Barca, último del siglo de oro.

1685-1690	85, 87,89 y 90. Rogativas pro-pluvia en Asturias	1687-1692. Inviernos fríos terribles. Los viñedos se retrasan en Inglaterra.	
1690		Mayor incremento del C14 del período (Anomalía de Vries)	
1692	1692. Gran riada del Pisuerga y el Esgueva en Enero	A finales del siglo XVIII persisten vientos fríos del NW con OAN-	
1694	Mayor helada de la historia del Ebro (Témpanos flotando y gruesa capa de hielo en Tortosa) 3 días. Enero de 1694 nevadas en Sevilla y Córdoba.		
1695		Muy lluvioso en España	
1697	Tajo helado; Mallorca nevada, hielo en el mar		Máxima extensión glaciar PEH en Sierra Nevada
1695-1698	En Valladolid se destruyen las cosechas de uva en octubre. Los inviernos de este periodo son muy fríos, con grandes heladas y nieves		
1698-1708			1702. Guerra de Secesión
1708-1809	Invierno más cruel de los conocidos en España (Padre Feijoo, Cartas eruditas y curiosas) Desastre económico y humano. 1709.Enero. Se desbordan Esla y Duero en Zamora y Benavente	Invierno muy duro en Europa Occidental, el mar se llegó a helar.	
1710-1711	Las lluvias veraniegas destruyen cosechas en Galicia		
1713	Extraordinaria nevada en Camasobres de 12 varas, ≈ 10 m (16 febrero-29 abril)		
1716-1719	Invierno muy duro	El Támesis se congela	
*1719-1725	Veranos más calurosos del siglo, sequías en Castilla a partir de los años 20		(1695-1745. Avance de los glaciares en Picos)
1725-1729	Inviernos gélidos en el Mediterráneo	1725. El verano parece invierno	Los glaciares acumulan espesor y avanzan
1729	Rogativas pro <i>serenitate</i> en Zamora por las lluvias		
1734	Riada del Eresma		
1736	Inundación en Valladolid		
1739	Pisuerga helado completamente en Valladolid el 17 enero (Rico, 1857).		

CAPÍTULO V. LA ADAPTACIÓN DEL SER HUMANO AL MEDIO FÍSICO

	Ese otoño riadas en Valladolid, Zamora y Benavente.		
1740- 1741	El Duero en Oporto, tuvo su récord. 1741. la sequía es brutal en octubre incluso en Asturias.	(1740-1741) Invierno de la matanza de Irlanda. Se congelan las patatas	
1745	Período inestable e irregular con grandes nevadas, lluvias, calor en invierno, frío en primavera (1751) 1747. cargadísimo de nieve. 1748 una vara de nieve en Madrid		Máximo glaciar en la península Ibérica

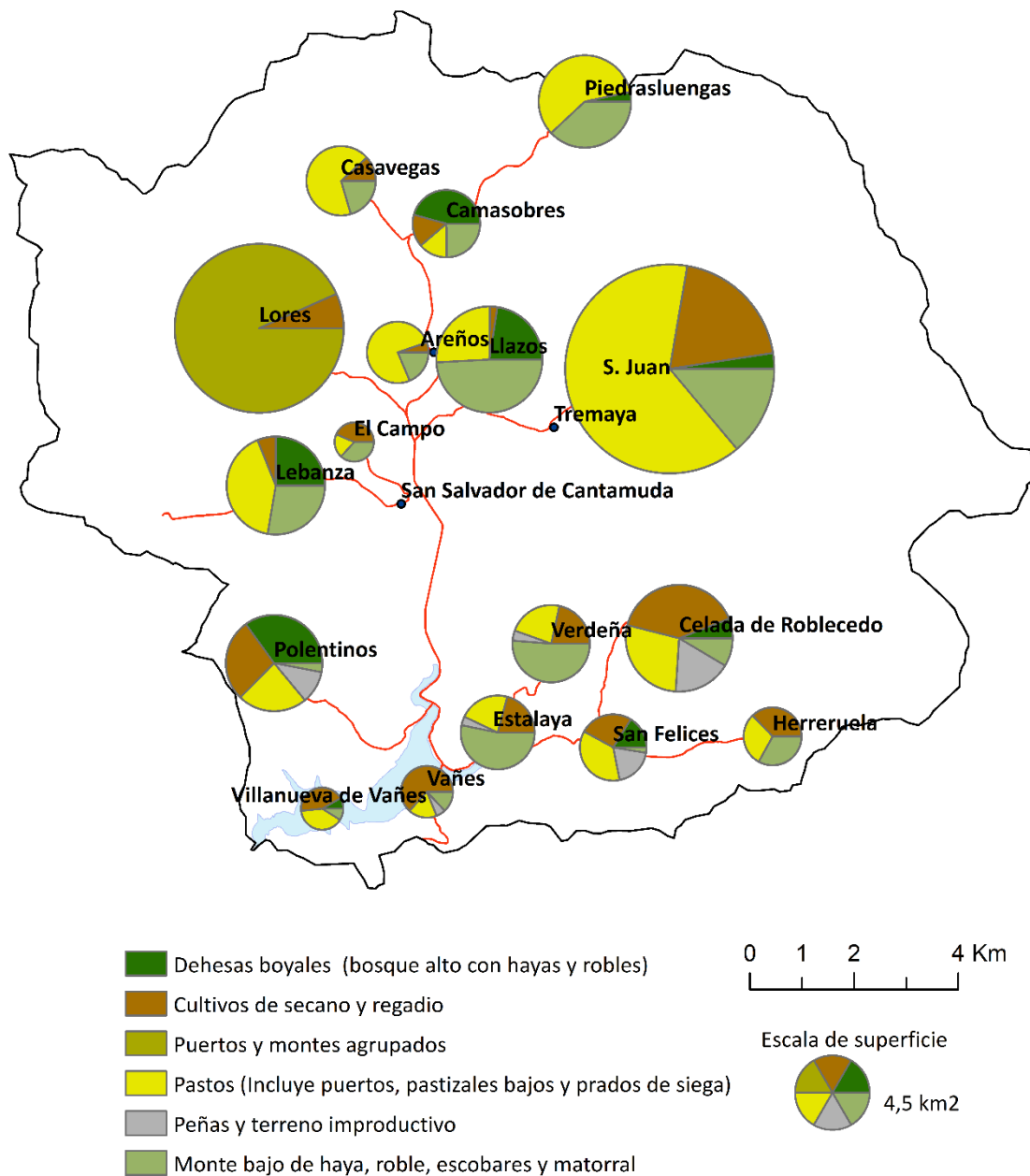


Figura 108. Mapa de la superficie de cubiertas elaborada mediante las respuestas generales del catastro de Ensenada para cada localidad. No se incluyen porcentajes para San Salvador de Cantamuda porque no obtuvieron respuesta de superficie. Los Llazos y Tremaya formaban una unidad al igual que San Juan y St^a M^a de Redondo.

Tabla 25. Estimación de las superficies obtenidas de las respuestas generales del Catastro de Ensenada

CAPÍTULO V. LA ADAPTACIÓN DEL SER HUMANO AL MEDIO FÍSICO

1749	Estimación km²	Ponderación a la superficie	%
Pastos	92,29	116,93	50,04
Monte	40,42	51,21	21,92
Dehesa	14,90	18,88	8,08
Cultivos	31,72	40,19	17,20
Peñas	5,08	6,44	2,75
TOTAL	184,41	233,66	

En 1749 con la publicación del Catastro de Ensenada tenemos una buena referencia de la situación de la cuenca. Las cubiertas se han podido reconstruir y aunque las respuestas no son homologables se pueden ver tendencias. Está claro que los pastos eran mayoritarios y llegaron a cubrir la mitad de la superficie (Tabla 25), ocupando la mayor parte los puertos. La cubierta de bosque y matorral es quizás la superficie estimada menos sólida porque se incluyen las dos cubiertas dentro del monte y se prescinde de los bosques correspondientes a las dehesas. El conjunto de monte y dehesa sumaba agrupado un porcentaje cercano al 30%. Estas dehesas y los montes que tenían nombre permitieron la creación de bosques maduros tal y como los conocemos actualmente²⁹. Los cultivos alcanzaban aproximadamente un 17% lo que sería su tope máximo aproximadamente, un orden de magnitud similar al previo al éxodo rural del siglo XX. Los siglos XVII y XVIII recibieron la mayor presión trashumante (Bertrand, 1984).

La segunda mitad del siglo XVIII, después de salir del mínimo de Maunder, vino marcada en sus últimas décadas por la Pulsación Maldá, que supuso un descenso de hasta 0,7°C en veranos y otoños. Las referencias a eventos fríos en la Península son numerosas. En la última década del siglo tuvo que incrementarse aún más el frío y las nieves pues en 1797 Herrerueta litiga contra San Felices por no retirar los hielos y la nieve del camino y en 1799 se trata de reconstruir un molino de Villanueva de Vañes y Polentinos. Al frío y a la sucesión de grandes nevadas durante el máximo glaciar de la PEH (

²⁹ No parece que se utilizaran árboles en esta cuenca para los barcos de la marina, lo que si es cierto es que con el decreto de 1748 de Fernando VI, este sector estaba dentro de las 25 leguas de la costa que podía utilizar la marina. De hecho se realizaron recomendaciones para la conservación de los montes de la villa de Cervera. Instrucción para la cría, conservación, plantíos y cortas de los montes de la villa de Cervera de Pisuerga (Palencia) y su jurisdicción.

Tabla 26) se pudieron suceder más problemas en forma de epidemias y guerras que elevaron la mortalidad. Garrido y Torres (1984) atestiguan para el valle de Redondos unos periodos de elevada mortalidad en los quinquenios 1750-1754, 1765-1769, 1790-1794, y de una baja mortalidad en el periodo 1755-1759 que coincidió con una baja natalidad. Asimismo se sufrió una escasez de hijos por matrimonio durante este período, inferior a los 3 descendientes, posiblemente relacionada con las malas cosechas, ausencia de varones y a la sobremortalidad.

Esta crisis económica y social vivida en España a finales del siglo XVIII y comienzos del XIX pudo facilitar el cambio en las relaciones sociales de las comunidades rurales y entre los vecinos, pasando a tener una prioridad los intereses particulares sobre las relaciones económicas que generaron conflictos entre ganaderos, agricultores y carboneros por la corta de leña, e.g. Estalaya y Rabanal en 1735; por los pastos e.g. Estalaya y Herreruela entre 1772-1775. La preservación del bosque favorecía el aprovechamiento de la leña y hojas, y además permitía ingresos a las Haciendas locales a partir de la venta de madera.

CAPÍTULO V. LA ADAPTACIÓN DEL SER HUMANO AL MEDIO FÍSICO

Tabla 26. Eventos climáticos y socioeconómicos de la segunda mitad del siglo XVIII

	Dendrocronología (Saz, 2003)	PEH España (Alberola, 2014)	PEH Europa (Fagan, 2009)	Contexto histórico
1757-1790. Máximo glaciario de la PEH en la P. Ibérica	1750	1752. hielo y nieve en Levante. 1753. Verano extremadamente cálido con sequía. 1754 también muy frío. 1752. hielo y nieve en Levante. 1753. Verano extremadamente cálido con sequía. 1754 también muy		1749. Censo de Ensenada. Arroyos congelados en La Pernía buena parte del año. Pisones o molinos de invierno. Los molinos solo funcionan 3 meses por culpa de la nieve. 1753. Se inicia la construcción del Canal de Castilla con Fernando VI y el Marqués de la Ensenada. 1750-54 aumentos precios del trigo, motines y conflictividad.
	1757-1758	57/58Cruel invierno, Madrid cubierta de hielo en invierno y ha muerto mucha gente, también gélido en Valladolid (Bennasar)		Plagas de langosta. 54,55,56 y 57 (Bowles, 1789)
	1760-1770	1764. Carlos III indica un dedo de hielo en septiembre. 1766. El Ebro se congela en Tortosa y el verano es muy frío en el norte de España. Ausencia de veranos cálidos en este periodo		1762-65. Crisis de subsistencias y gran mortalidad. 1766. Motín de Esquilache. El pueblo reclama pan. 1769. Censo del Conde de Aranda
	1777-1779		1777. Riada en Salamanca. 1779 sequedad extrema en Castilla	
	1780-1790	Anomalía fría con descensos de 0,3 y 0,7°C en otoños y veranos. Coincide con evidencias frías en Cataluña (Pulsación Maldá)	85, 87,89 y 90. Rogativas pro-pluvia en Asturias. Las últimas décadas del S-XVIII fueron trastornadas y generó penurias con otoños lluviosos, inviernos extremos y primaveras nivosas. Calor en verano. 1787-1789 periodo con tormentas, granizo, nevadas, inundaciones. 1787 estuvo lleno de calamidades. 1788 Ebro congelado en Tortosa. En 1789 la gente protesta por la falta de pan en Valladolid. 1788. frío y lluvioso, inundaciones en Zamora y Tordesillas, el Esgueva destroza Valladolid. Años desastrosos (crisis universal) fiebres tercianas, plagas, nieves.	1782-1783. El frío y la humedad destruyen la cosecha de cereales 1783-1784. Ebro congelado. Nieblas persistentes en invierno y primavera de 1784 1788. Comercio de hielo en el Mediterráneo. 1789. Ebro congelado en su desembocadura 15 días seguidos

1790-1800	Cierta recuperación térmica en la última década, pero continúan hasta final de siglo los fenómenos extremos. 94 y 96 tormentas de granizo en Burgos	Crisis demográficas de final de siglo. Guerra contra Francia 1793-95, contra Inglaterra (1796-1802), (1807-1808). 1808-1814 guerra de la independencia, hambruna en 1811 a 1812
-----------	---	---

5.2.5. El siglo XIX y mitad del XX. El final de la PEH y la llegada de la minería

Mediados del siglo XIX fue el momento en el que se dio por terminada la Pequeña Edad de Hielo una vez acabara el pulso frío en Europa del Mínimo de Dalton. Al mismo tiempo se producían cambios relevantes sobre el medio físico como fue el inicio de la actividad minera. La cuenca había soportado a comienzos de siglo (Miñano, 1826) densidades poblacionales de hasta 15 hab/km², aun así, esta zona nunca llegó a alcanzar algunos umbrales considerados para otras montañas pastoreadas por debajo de los 3.500 m de 25 hab/km² (Huddleston et al., 2003). La diversificación de actividades presumiblemente redujo el impacto del sobrepastoreo y detuvo la ampliación de pastos a costa de los bosques. De hecho, en 1848, Madoz (1850) ya hablaba de que solo restaban un tercio de las cabezas de ganado de lo que habían sido antes. El siglo XIX estuvo marcado por la epidemia de cólera de 1834. No sabemos la trascendencia de este hecho con exactitud, sin embargo, en el censo de Madoz (1850), la población del área de estudio quedó muy mermada si entendemos que el recuento de almas se corresponde al total de la población. Estas se reducen en casi un tercio el recuento de población de Miñano (1826). Además este hecho coincide con la pulsación final de la PEH que produjo intensas nevadas en la década de los años 30.

Tabla 27. Eventos climáticos y socioeconómicos sucedidos en el siglo XIX y mitad del XX

	Dendrocronología (Saz, 2003)	PEH España (Alberola, 2014)	PEH Europa (Fagan, 2009)	Alto Pisuerga	Contexto histórico
1800		Hasta 1809 inviernos suaves y veranos cálidos. 1801 riadas y granizadas mezcladas con sequías. 1804 avenida en el Órbigo.			A comienzos del XIX hubo un pequeño avance que dejó complejos morrénicos y retoques en Pirineos y Sierra Nevada
1805	Período cálido, superior en 0,3 y 0,7°C	1803 año del hambre, malas cosechas entre 1802-1805 y crisis brutal			
1810		1809-1819 década fría.			
1815-1830		Sequías 1815-1817. en 1817. 1821 y 1829. Crecida en el Pisuerga	(1815-1819 huida masiva de Europa a EE. UU., hambre)		1815. Erupción del volcán Tambora. Año sin verano (1816). 1823. Por la falta de dinero, el rey Fernando VII privatiza la construcción del Canal

CAMBIO GLOBAL Y RESPUESTAS AMBIENTALES EN LA MONTAÑA CANTÁBRICA: EL ALTO PISUERGA

1830-1840	Pulsación final de la PEH. 0,2 y 0,6°C	Entre 1820-1860 (Oscilación final) Intensos fríos entre 1831 y 1840. Nevadas y precipitaciones extraordinarias entre 1838-1848. Hubo un descenso de las sequías	8 inviernos suaves. A final del 1839, la OAN disminuyó bruscamente y el frío fue brutal 1844-51 Gran hambruna irlandesa por hongo en las patatas	La abadía y sus tierras privatizadas. 1838. Los carlistas atraviesan La Pernía huyendo del ejército de Espartero. Madoz: Nieve en todos los meses del año en Redondos	1836. Desamortización de Mendizabal. 1849. Finaliza la construcción del Canal de Castilla.
1850-1855					
1855-1870	Período cálido 0,2 y 0,4°C		1855 se invierte el OAN y el hielo avanza hasta las costas de Islandia, vuelven los vientos del oeste y se atempera Europa. Período de retroceso glaciar sostenido 1850-1870 Los 20 años de mayor expansión agrícola 1868. Verano muy cálido 1860. Inundaciones terribles.	1860. Proyecto de ferrocarril minero. Línea de la Pernía con ramal de Camasobres (51km). Ha de servirse de fuerza animal. (Gaceta de los caminos de hierro) 1867. Precipitaciones medias anuales en las zonas de montaña de Palencia entre los 650 y los 1045 mm (Villalba, 1867).	
1870-1885			1879. Ola de frío similar a la década de 1690		1883. Erupción del Krakatoa
1885-1900		85, 87,89 y 90. Rogativas pro-pluvia en Asturias	1895. Témpanos en el Támesis	1888. Nevona en Asturias Grandes nevadas en 1901, 1911, 1935, 1945 y la mayor en 1956 con diez días con heladas terribles. (La Vanguardia) 1921-1930	1898. Pérdida de Cuba
1900-1955					

Una vez terminada la PEH, a partir de mitad de siglo, llegarían cambios notables en la sociedad. Comienzan a producirse desamortizaciones y la introducción de algunas especies vegetales en algunos puntos de la Montaña Palentina (Ramos Santos, 2012) que no parecen haber afectado tanto al Alto Pisuerga. Esto produjo en algunos puntos una gran transformación de las cubiertas reduciendo al mínimo histórico las masas forestales. Se produce también un cambio de relación del campesino con el monte. Se incrementa la complejidad de su estructura y aprovechamientos al variar las cortas de leña y se abandona la industria del lino y la lana que había desarrollado un siglo atrás en varios pisonillos (Ensenada, 1749). El tejido del lino se realizaba sobre todo en Celada de Robledo hasta que llegó su decadencia con la aparición de la venta ambulante (Ruesga, 2012).

En paralelo comenzó a fijarse la estructura de los Montes de Utilidad Pública (MUP) mediante el catálogo de montes exceptuados de la desamortización iniciado con el RD22/1862 (MAPA, 1991) y finalizado en 1901 (MAPA, 1993) con el catálogo definitivo. La relación de montes públicos que figuraba entonces aún perdura en el alto Pisuerga sin modificaciones sustanciales. En 1859, se reflejaban 252 montes exceptuados de desamortización propiedad de los pueblos, excepto uno en Lebanza que pertenecía al estado (Gómez Sal et al., 1994).

En el interior de los montes públicos se encontraban los bosques maduros de la cuenca que se han conservado hasta la actualidad. Estos permanecieron intactos ya que fueron una fuente de recursos preciada y disputada durante los períodos de mayor presión demográfica (Ramos Santos, 2012). La mayoría de estos espacios compuestos por robledales mixtos y hayedos solían formar espacios adhesionados que sirvieron de referencia para las divisiones de los diferentes montes exceptuados de desamortización.

Los puertos hasta el siglo XIX habían formado parte del concepto administrativo *bienes de propios* (patrimonio concejil o comunal), arrendando estos concejos las tierras a los ganados foráneos. Sin embargo, a partir del S-XIX los montes pasaron a ser gestionados por el estado y en la actualidad por la Junta de Castilla y León que saca los pastos de puertos y sobrantes a subasta bajo la categoría de MUP Montes de Utilidad Pública (Gómez Sal et al., 1994). Los ingresos se reparten entre la mejora del monte e ingresos a los pueblos directamente o través de las juntas vecinales.

Además parte de la población comenzó a trabajar en la explotación de minerales que constituyó un nuevo y drástico cambio sobre el paisaje y el medio físico en los puntos con formaciones de origen. Ha destacado la minería energética con la extracción de carbón de tipo antracita en el interior de los tres sinclinales que arman la parte carbonífera de la cuenca (fms. Ojosa, Barruelo y Brañósera). En general en capas nunca superiores a los dos metros de espesor y muy verticales. Convivió

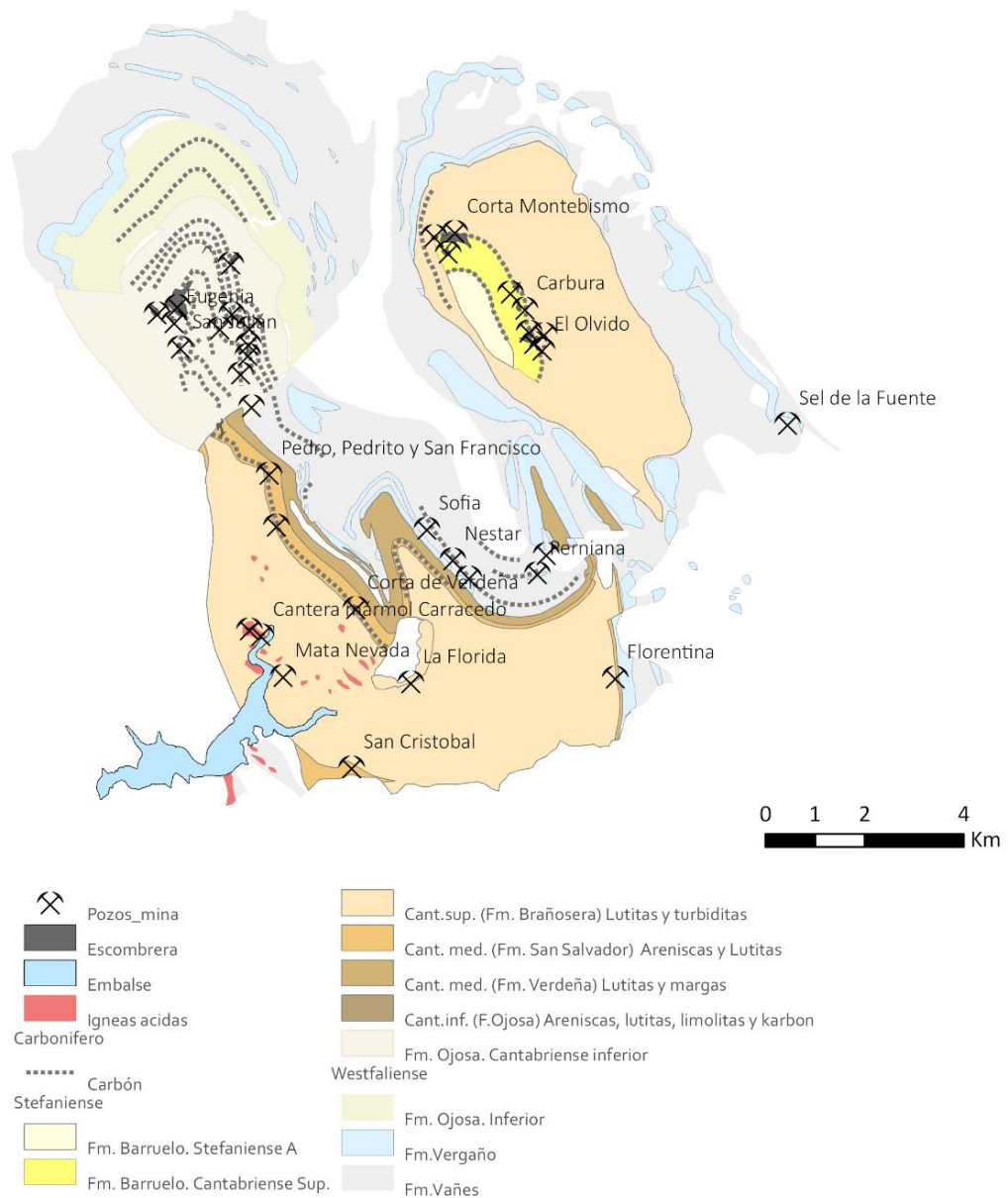


Figura 109. Pozos y restos mineros más recientes y su contexto geológico

también la minería metalífera en el Sel de la Fuente y la explotación de pequeñas intrusiones ígneas en la desembocadura de la cuenca. Oriol (1876) encuentra en la Mina de Carracedo y en la línea San Salvador-Estalaya, rocas intrusivas que permitían la extracción de arsénico y cobre.

También referencia la mina del Pando del Sel de la Fuente con extracción de zinc y plomo, que se abandonan en 1876. Se realizaron calicatas y algunas galerías en los filones del circo de Covarrés en busca de blenda acaramelada con bajo contenido metalífero (ZnS), típica en las zonas de Áliva en Picos de Europa (Hernández Pacheco, 1944; Jordá, 2016).



Figura 110. Labores de calicata en las minas del Sel de la Fuente. A la derecha imagen tomada de Hernández Pacheco (1940)

A pesar de esta longeva y diversa relación con la minería en el Alto Pisuerga la rentabilidad siempre estuvo en cuestión y se pasó por fases de auge con la proliferación de prospecciones y pertenencias y retrocesos por las dificultades de transporte, elevada cantidad de estériles (p.e. flanco norte del sinclinal de Redondo que propició el cierre de la mina M^a Carmen) y los elevados buzamientos (Cuevas y Maestro, 2016). Estos condicionantes que impedían un desarrollo lógico de las minas y la pequeña dimensión de las empresas concesionarias provocaban que se abandonaran y se pidieran concesiones constantemente en la mayoría de las ocasiones sin llegar a explotarlas (Cuevas y Maestro, 2016). La ausencia de ferrocarril trató de solucionarse sin éxito a través del proyecto de 1859.

La primera mitad del siglo XX estuvo marcada por varias transformaciones después de que la población alcanzara su máximo absoluto en el cambio de siglo:

- a) **El auge de la minería.** Durante el siglo XX se tuvieron los períodos de mayor actividad minera asociados a fenómenos externos a la cuenca como el incremento de los precios o cuestiones regulatorias como ocurrió con las cuencas mineras leonesas (Cortizo Álvarez, 1977) con un hecho diferencial que fue el difícil acceso al transporte por ferrocarril. Los períodos de auge referidos fueron la Primera Guerra Mundial, la Autarquía franquista, la Crisis del Petróleo y la apertura de la central térmica de Velilla. En el período autárquico surgen nuevas empresas como Sanfesa, Antracitas del Pisuegra, Mina Eugenia y la Vasco-Cantábrica (1948-1974, minas Eugenia y Agustina en el sinclinal de Casavegas) que proporcionaron antracitas para consumo nacional, y que pronto dejaron de ser rentables. La central de Velilla reactivó la compra de carbón perniano de los sinclinales de Casavegas y Redondo a las empresas Minero Palentina y Antracitas de Montebismo respectivamente. El declive final se produjo a finales de los 90 y en 2004 UMINSA cerraba la última mina del valle de los Redondos.



Figura 111. Izquierda, mina Vasco-Cantábrica. Fuente: Malacate. Derecha restos en el valle de Lores.

Los impactos fueron diversos sobre el medio físico y evidentes a simple vista (Figura 111), e.g. desarrollo de los matorrales (Torroba et al., 2013), modificación del relieve, migración lateral ríos (Knighton, 1998), contaminación de metales pesados, etc.

- b) **Las infraestructuras.** Simultáneamente, el desarrollo industrial de las ciudades y la intensificación de los regadíos aguas abajo, exigió la construcción del embalse de La Requejada. Su objetivo era servir de regulador en el Plan Carrión-Pisuerga del I Plan de Desarrollo de la Dirección General de Obras Hidráulicas. El embalse de la Requejada es el resultado de un proyecto presentado el 20 de abril de 1920 por el ingeniero jefe Juan F. Moreno Augustin. El proyecto fue modificado en 1929 para cambiar las cargas y en 1933 para elevar el cierre 4 m. En 1928 se realiza el proyecto para hacer la variante de la carretera. Se cerró aprovechando la falla que deja al este los conglomerados de la fm. Curavacas y al oeste, formaciones cuarcíticas buzando 30º hacia el Sur. Finalmente fue rellenado en las navidades de 1940, expulsando de forma sorpresiva a los habitantes de Vañes y de Villanueva de Vañes de sus casas y puesto en explotación inmediatamente. El embalse posee una capacidad de 66 hm³ y drena una superficie real de 233 km². Las carreteras y las líneas de alta tensión son el resto de las infraestructuras de mayor impacto.

Este tipo de infraestructuras tienen la capacidad de desorganizar el espacio como indica García Ruiz (2013) eliminando lugares centrales articuladores, e.g. conexión de los valles del Pisuerga, Castillería y Polentinos y la pérdida de servicios asociados. La desaparición de dos localidades históricas de conexión con Arbejal, la pérdida de pastos y suelos fértiles y llanos así como la pérdida por aislamiento de pastos de calidad muy lejanos para Polentinos. Se pierde de esta forma la vocación ganadera de la montaña y se imposibilita también el aprovechamiento de los pastos de zonas no inundadas. La construcción del pantano de Requejada supuso también una contracción en la ya menguante población en beneficio de los regadíos del ramal norte del Canal de Castilla. En 1920 el proyecto de la presa señalaba lo siguiente: “...exigían la expropiación de poblados que aun cuando no muy importantes, habían de dar lugar a las dificultades de orden social y administrativo.” (Moreno Augustín, 1920). La tragedia para las familias asociada al embalse llegó en el caso de Villanueva de Vañes en la Nochebuena de 1934 cuando se cerraron de forma repentina las compuertas.



Figura 112. Construcción de la variante de la carretera nacional a su paso por el puente sobre el futuro embalse. Fuente: Imágenes cedidas por la Confederación Hidrográfica del Duero.

5.2.6. La organización tradicional del Alto Pisuerga

El sistema de uso del suelo en el Alto Pisuerga hasta mediados del siglo XX seguía una organización altitudinal que iba desde los huertos, cultivos y prados de siega particulares en los fondos de valle hasta los pastos en las partes más altas, denominados seles o puertos (Plaza, 2011). La tierra se dividía jurídicamente en tres partes. El casco de población con viviendas, huertos y cercados; las tierras de cultivo y los prados que eran de propiedad particular reglamentada ya que una vez recogidas las cosechas se apacentaba en común los ganados de todos los vecinos, y por último los pastizales, montes y dehesas que eran de propiedad y aprovechamiento comunal cuya extensión superaba los dos tercios del territorio.

El espacio de uso comunal se compone de los puertos aprovechados históricamente por las ovejas merinas procedentes de la trashumancia, frecuentemente mediante arriendo, del monte alto (escobares y matorral incluido) y bajo, y también por las dehesas boyales, bosques maduros donde descansan y pacen las vacas. Esta distribución ha pervivido desde la Edad Media, donde se sentaron las bases del uso del suelo. Este reparto mezclaba un equilibrio complejo que parece ser que lograron soportar entre los intereses de los vecinos y las influencias externas de la trashumancia y de su poderoso Concejo de la Mesta desde los primeros *fueros* gracias al control de los concejos las Juntas Vecinales mediante ordenanzas como las de Lores y San Salvador de Cantamuda que incluían labores comunes³⁰ (Ruesga, 2012).

- a) **Los cultivos:** Los valles del Alto Pisuerga se caracterizan por una extensión de las llanuras aluviales mayor que la del sector occidental de la Montaña Palentina. En ellas se cultivó lino o linaza fundamentalmente a mediados del siglo XVIII y anteriormente (Ensenada, 1749; Ramos Santos, 2012) aunque se practicaron otros cultivos de regadío en los lugares donde estaban menos encharcados en épocas de mayor necesidad. Se puede comprobar en el catastro de Ensenada (1749) como las fanegas de linaza se utilizan como unidad de medida lo que indicaría una tradición en su cultivo. También aparece destacado el lino en algunas anotaciones de áreas próximas por viajeros como Bowles (1789). En el catastro los cultivos aparecían clasificados en categorías, de primera a tercera, tanto para el seco como el

³⁰ Labores comunes: corta de madera, el reparto de leña y hojas, turnos de cuidado de ganado, viajes a la sierra, asistencia a los pobres, toque de campana, cría de mastines, enterrar reses muertas, organizar las vecerías (turnos de cargos municipales), auxilio en la construcción de casas, concesión de huebras (porción de tierra que ara un par de bueyes en un día) (Ruesga, 2012).

regadío. Desglosadas aparte de los cultivos de regadío se mencionan las huertas. Estas ocupan poca superficie y se sitúan junto a los arroyos alrededor de los pueblos donde se recogían judías y patatas y se plantaban algunos frutales. Sobre las laderas más cercanas a los pueblos y valles se sembraban cultivos de secano, generalmente aterrazados divididos en calidades y de mayor o menor complejidad en función del relieve y a su vez mezclados con prados de secano también divididos en calidades. En general eran centeno, lino, alguna cebada y avena que se trillaban en común en las eras de los pueblos (Ensenada, 1749). Su construcción hay que situarla en el intervalo que va desde los siglos XI al XVIII, posiblemente asociada a los momentos de mayor presión demográfica y mayor erosión por sobrepastoreo.

- b) **Dehesas:** Se conocen habitualmente como *dehesas boyales*. Lo que en la actualidad vemos como bosques maduros de hayas y las especies de roble Q. Robur y Q. Petrae que se encuentran en la cercanía de las localidades fueron usados en lo que podríamos denominar dehesas boyales o como aparece manuscrito “boiales” aptas para el descanso y pasto de las reses utilizadas para trabajar los cultivos, e.g. dehesa de El Campo, donde el ganado aprovecha en verano los pastos de los claros del bosque comunal (Ruesga, 2012).

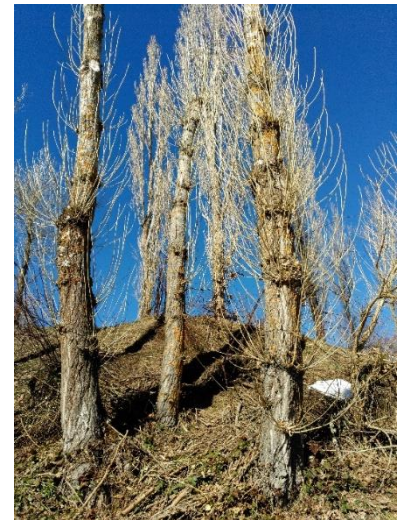


Figura 113. Chopos trasmochados para la producción de ramaje y hoja, El Campo.

En estas dehesas o asociados a los caminos y en los alrededores de los pueblos se localizaban árboles aislados trasmochados con diferentes funciones como la sombra, la producción de varas o la producción masiva de hojas para el ramoneo del ganado (Merino, 2017). Se practicaba sobre los chopos, *populus trémula* y *nigra* y hoy podemos ver restos de esas labores en el entorno de la abadía de Lebanza y en la subida hacia El Campo.

- c) **Los prados de siega.** Dado que los pastos no pueden aprovecharse todo el año, se debía hacer acopio de hierba en el verano en los prados de siega de los valles en la última semana de julio. Esta se transportaba en carros, una práctica que en la actualidad se hace mediante empacado.
- d) **El monte:** Ocupa los lugares más inaccesibles y lejanos. Estaba sujeto a ordenanzas muy restrictivas y permitía el aprovisionamiento de leña, hoja y frutos para el alimento invernal del ganado. Este se compone de ejemplares jóvenes de haya y roble en zonas agrestes, y

también de escobares y matorrales que también se utilizaban para hacer carbón (Bowles, 1789). Los bosques más antiguos de haya y roble fueron fijados por su producción y protegidos por los concejos frente a la roturación de la ganadería trashumante (Ramos Santos, 2012). En algunos pueblos, las peñas y terrenos improductivos se incorporan a la superficie de monte. Para algunos pueblos el monte incluía las peñas pero también era referido en el Catastro de Ensenada como terreno improductivo.

- e) **Los pastos en altura:** Los grandes pastizales comunes situados en su mayoría en altura eran para el pasto del ganado merino trashumante. En este sentido destacan Lores, Redondos, y Piedrasluengas que acumulan una gran superficie dedicada a ello y que en la actualidad ha pasado a albergar el ganado vacuno y caballar. En Piedrasluengas, las dificultades topoclimáticas no eran aptas para los cultivos y toda su superficie se ha dedicado históricamente a la ganadería. Buena parte de los pastos se arrendaban a terceros e incluso el valle de Pineda fue un ejemplo de convivencia donde hasta 25 concejos de Palencia y 17 lugares de la Liébana tenían derecho a pasto (Ramos Santos, 2012). La explotación del monte se refleja en Verdeña, donde del monte privativo de uso (recordar Ordenanzas) se repartían un pie de roble y 6 carros (4 de hoja seca y 2 de leña) o en Celada 12 carros (6 de leña y 6 de hojas) (Ramos Santos, 2012).



Figura 114. Cabaña de pastores en la Majada del Sel de la Fuente. Hernández-Pacheco, 1944

Este reparto altitudinal del uso y aprovechamiento del suelo unido al sistema de propiedad tradicional en el Alto Pisuega (Figura 115) ha permanecido más o menos estable desde la Baja Edad Media hasta el colapso del sistema en el siglo XX, no obstante, las huellas sobre el medio físico aún

CAMBIO GLOBAL Y RESPUESTAS AMBIENTALES EN LA MONTAÑA CANTÁBRICA: EL ALTO PISUERGA

permanecen. Las principales diferencias del sistema tradicional con el sistema actual a la vista de la figura son los cambios administrativos, los cambios de cubiertas vegetales, el cese de la extracción de minerales, el tipo e impacto de la ganadería, la distancia de los desplazamientos y el volumen de excedentes.

SISTEMA TRADICIONAL							
		USOS DE SUELO	PROCESOS MEDIO	BENEFICIO	CONSTRUCCIONES	AGENTES EXTERNOS	DESPLAZAMIENTOS CERCANOS
2.200 m	ALTA MONTAÑA	Crestas rocosas	Trashumancia	Ovino	Cabañas	Real C. Mesta	Cuidado de ganado
1.900 m		Prados alpinos	Cantería Incendios		Majadas	Empresas mineras	Trasterminencia
1.600 m	LADERAS ALTAS	Monte bajo	Nevadas	Renta	Caminos	Obispado	Explotación del monte
		Colmenas	Soliflucción	Carne de caza	Fuentes	Señores	Minas de Barruelo, Orbó y S.Cebrián
1.300 m	LADERAS BAJAS	Robledales	Caza	Leña, cepos...	Cañadas	Ejército	DESPLAZAMIENTOS LEJANOS
		Hayedos	Erosión		Sendas	Gobernador civil	
		Minas de carbón	Reptación	Sueldos mina	Abadía	AGENTES Y ADMINISTRACIÓN INTERNA	Pleitos Ferias y mercados
		Dehesas boiales	Ramoneo	Ventas	Cementerio		Concejo vecinal
1.000 m	FONDOS DE VALLE	Cultivos secano	Pastoreo	Carne autoconsumo	Iglesia	Parroquias	EXCEDENTES
		Pueblos y eras	Aterrazamiento	Hayucos y bellotas	Molinos	Alcaldes	
		Cultivos regadío	Siega	Lino	Regueros	Caciques	
		Huertas	Sedimentación	Hojas	Vados	Guardia civil	Ganado
		Prados de siega	Saturación valles	Sombra reses Venta ambulante	Puentes	Maestros Médicos Jueces de paz	Rentas trashumancia Venta ambulante

SISTEMA ACTUAL							
		USOS DE SUELO	PROCESOS MEDIO	BENEFICIO	CONSTRUCCIONES	AGENTES EXTERNOS	DESPLAZAMIENTOS CERCANOS
2.200 m	ALTA MONTAÑA	Crestas rocosas	Nevadas	Pensiones	Majadas	Parque Natural	Cuidado de ganado
1.900 m		Prados alpinos	Soliflucción		Sendas	Transportistas	Instituto
1.600 m	LADERAS ALTAS	Monte bajo	Ganadería extensiva vacuno y equino	Carne vaca y caballo para la venta	Caminos	Obispado	Abastecimiento
		Colmenas	Matorralización	PAC	Equipamientos	Turistas	Ocio
1.300 m	LADERAS BAJAS	Robledales	Densificación de vegetación	Restauración	Cercados	Propietarios vacacionales	DESPLAZAMIENTOS LEJANOS
		Hayedos	Turismo	Ingresos otras actividades	Paneles informativos	Junta Castilla y León	
		Pueblos	Desplazamientos a motor		Aparcamientos	Política Agraria Común	Ocio Burocracia Hospital Formación - Trabajo
1.000 m	FONDOS DE VALLE	Huertas	Empacado	Sueldos trabajadores públicos	Iglesias	AGENTES Y ADMINISTRACIÓN INTERNA	EXCEDENTES
		Prados del fondo de valle	Saturación valles	Rentas	Naves		
		Embalse	Estrechamiento de cauces		Viviendas	Guardas del Parque	Carne
					Puentes	Guardia civil	Capitales
					Carreteras	Alcaldes pedáneos	Energía
					Presa	Pequeños empresarios	
						Ayuntamientos	
						Pensionistas	

Figura 115. Uso del suelo, organización social del espacio y procesos de transformación en el Alto Pisuerga

5.3. Los cambios en el uso del suelo tras el éxodo rural

5.3.1. Los años 50

La ruptura con el sistema de uso y explotación tradicional del territorio se manifestó a partir mediados de los 50, momento en el que comienzan a abandonarse las primeras tierras y pastos. Hasta entonces la economía de subsistencia posterior a la guerra había obligado a cultivar y a aprovechar todo el terreno disponible (Figura 116).

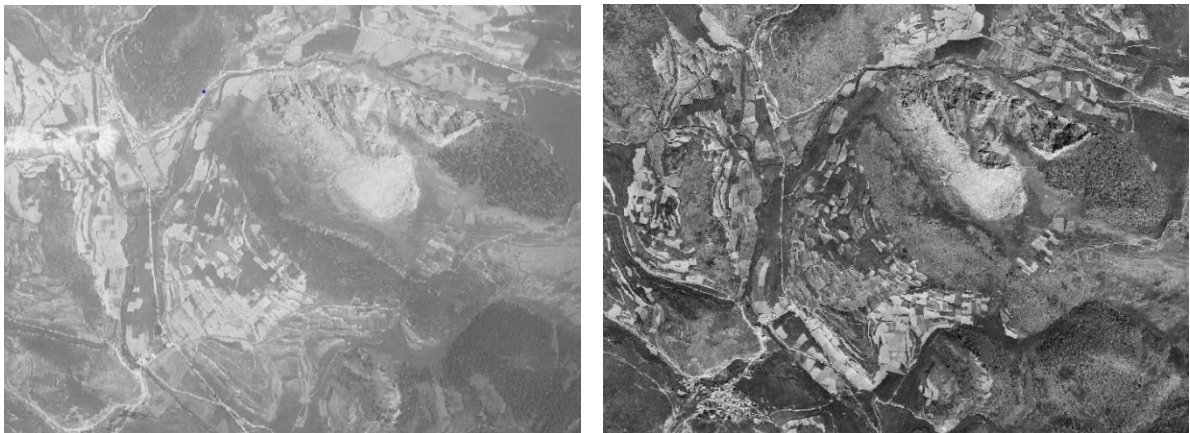


Figura 116. Comparativa de las fotografías aéreas de los vuelos americanos A y B en el sector central de la cuenca (1945 y 1955)

Los cultivos ocupaban todas las partes accesibles y cercanas a los pueblos y contiguas a los principales caminos y representaban aproximadamente un 9,3% del área total de la cuenca. Aprovechaban las menores pendientes pero a pesar de ello la pendiente media de las laderas en las que situaban era de $12,3^\circ$ e incluso algunas de las mismas llegaban a superar los 20° . La altitud media era de 1.221 m., una altitud en la que el desarrollo vegetativo es complicado y obligaba a plantar cereales de bajo rendimiento más resistentes, como el centeno. El umbral altitudinal máximo fueron los 1.504 m distribuidos en un desnivel superior a los 426 m aunque la desviación estándar indica que la mayoría de los cultivos no superaban los 1.300 m (Tabla 28).

CAPÍTULO V. LA ADAPTACIÓN DEL SER HUMANO AL MEDIO FÍSICO

Tabla 28. Características fisiográficas de las cubiertas en el año 1957

1957	Área (Has.)	Área (Km²)	%	Altitud mínima	Altitud máxima	Intervalo altitud	Altitud media	d.st.(σ)	Pendiente media	d.st.(σ)
Bosques	4.278,2	42,8	18,31	1078,0	1714,9	593,0	1341,3	66,7	16,7	6,6
Matorral	2128,0	21,3	9,1	1077,8	2122,6	1044,8	1462,2	180,8	19,9	8,0
Pastos	12505,5	125,1	53,5	1029,3	2173,0	1143,8	1392,6	227,6	17,2	9,1
Cultivos	2162,2	21,6	9,3	1077,7	1503,8	426,1	1221,1	66,7	12,3	7,0
Suelo sin vegetación	1001,4	10,0	4,3	1192,7	2143,5	950,8	1572,2	214,0	25,9	10,5
<i>Hayedos</i>	1414,7	14,1	6,1	1156,0	1714,9	558,8	1401,4	83,3	22,1	8,2
<i>Robledal Q. pyrenaica</i>	1517,5	15,2	6,5	1078,0	1579,0	501,0	1269,2	86,0	16,0	6,8
<i>Robledal Q. robur</i>	569,3	5,7	2,4	1091,8	1596,7	504,9	1326,1	98,7	20,2	6,1
<i>Bosque Mixto</i>	773,8	7,7	3,3	1078,0	1671,0	593,0	1326,4	97,1	17,4	7,3
<i>Bosque de Ribera</i>	1,5	0,0	0,0	1096,0	1107,2	11,2	1100,7	2,2	3,2	3,5
<i>Abedular</i>	1,4	0,0	0,0	1574,3	1685,0	110,8	1624,3	33,0	21,5	7,3

Las praderas y pastizales ocupaban más del 53% de la superficie y se distribuían desde los fondos de valle que estaban demasiado encharcados para los cultivos y se utilizaban para la siega hasta los collados más altos (2173 m.) donde llegaban las ovejas y las cabras de la trashumancia. Esto hace que la pendiente media superara los 17°.

Los bosques ocupaban algo más del 18% de la superficie y en general eran bosques maduros y bien cuidados, la mayoría de los cuales eran aprovechados como dehesas. En las laderas de umbría de los valles más encajados se encontraban los bosques de hayas bajo crestas calcáreas generalmente. Las pendientes medias eran superiores a los 8° y tenían una altitud media de 1.400 m. con un umbral superior de 1715 m. Los robledales en general no alcanzaban más de los 1600 m. de altitud y ocupaban zonas más soleadas y alejadas de los suelos calcáreos, sobre todo hacia el sur de la cuenca. En cuanto a los bosques donde la especie *robur* era predominante su altitud media era de 1.320 m., unos 50 m. de media más altos que los de la especie *pyrenaica* (1.270 m), si bien la superficie ocupada por este tipo de roble triplicaba a la anterior (6%) y ocupaba pendientes ligeramente superiores (6,8°).

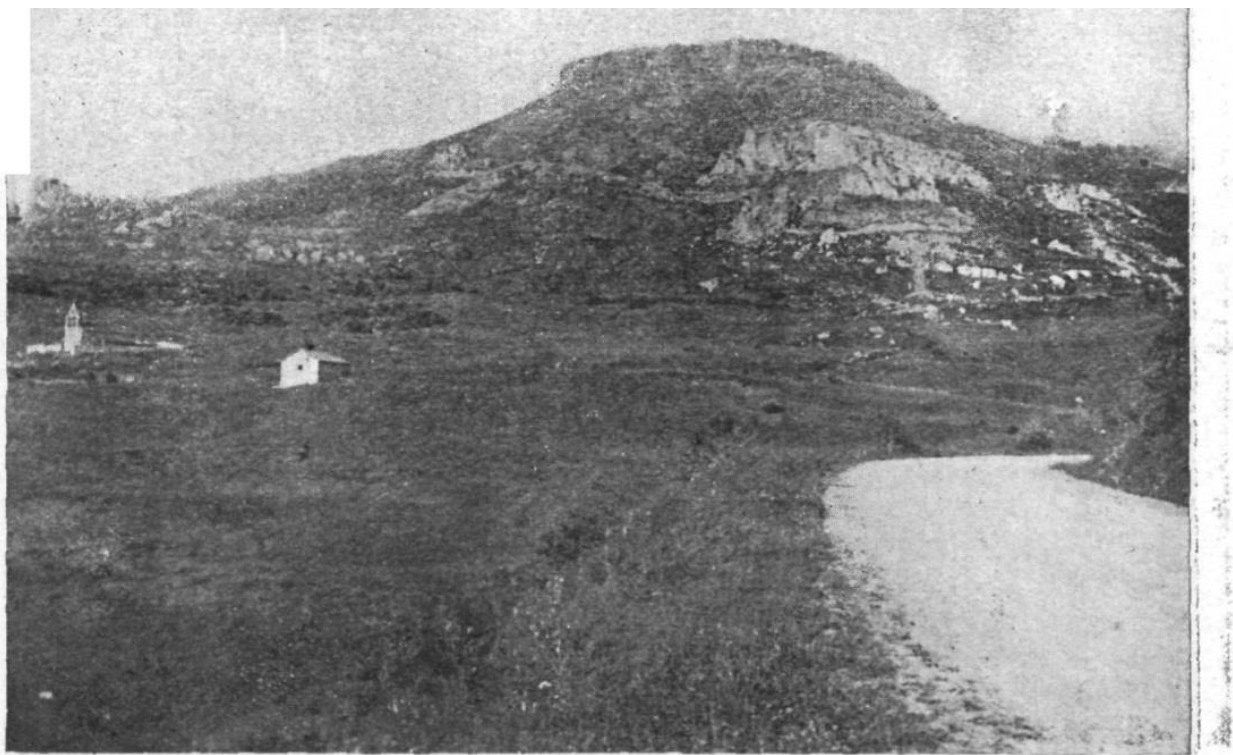


Figura 117. Piedrasluengas y Peña Labra en 1934 (Hernández-Pacheco, 1944).

CAPÍTULO V. LA ADAPTACIÓN DEL SER HUMANO AL MEDIO FÍSICO

El matorral representaba en ese momento una superficie equivalente a la de los cultivos (9,1%) y aunque tenía importantes aprovechamientos a los que ya nos hemos referido, ocupaba espacios marginales con pendientes medias de 20° y hasta de 30° y con una altitud media superior a los 1460 m. Por supuesto alcanzaban todas las cumbres.

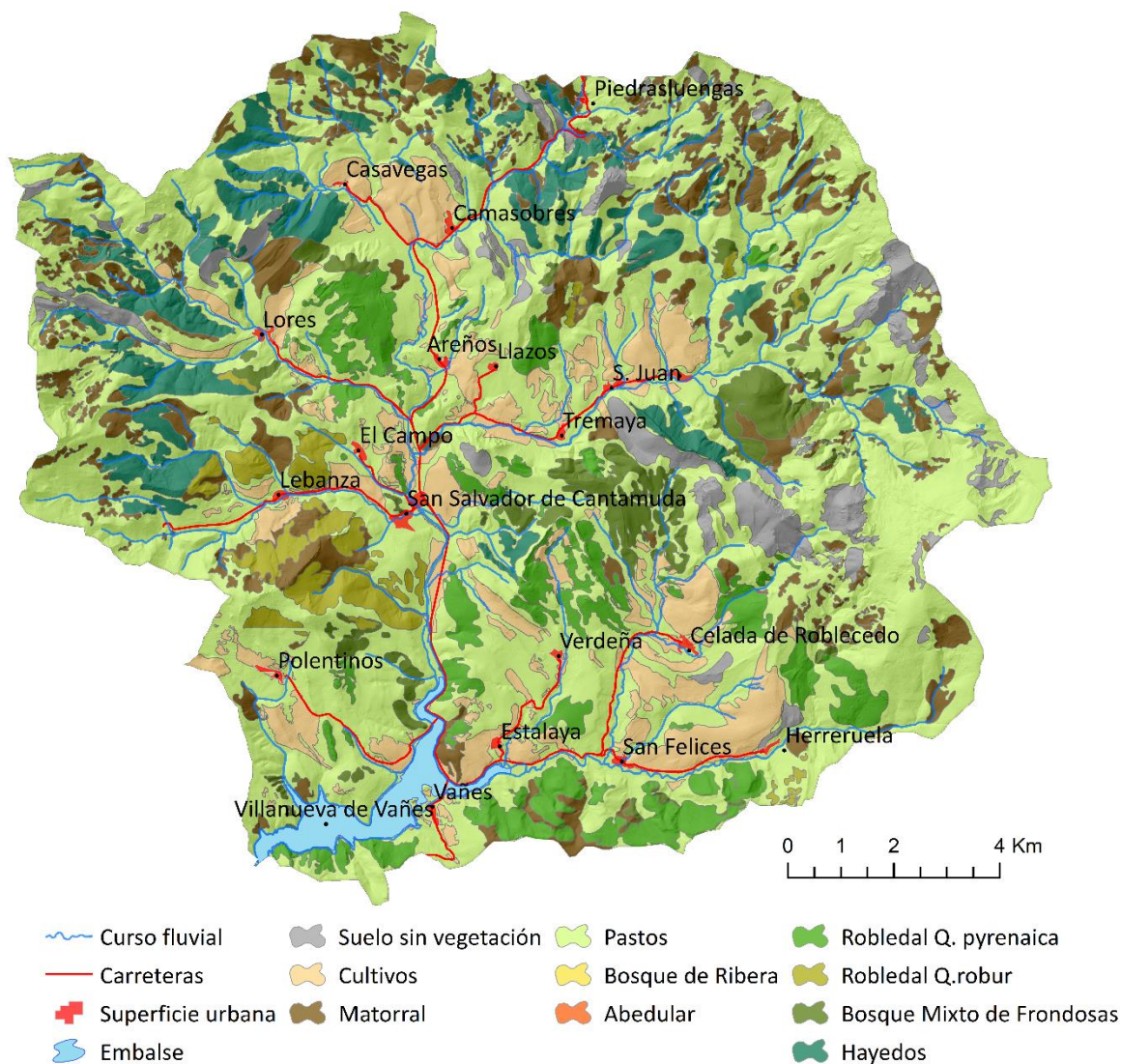


Figura 118. Cubiertas de suelo diferenciando masas forestales en mayo-julio de 1957

5.3.2. La década de los 70

La evolución demográfica pero también la fotografía aérea disponible en esta década nos indica que ya habían desaparecido los cultivos de subsistencia. Los resultados obtenidos mediante teledetección de las primeras imágenes disponibles no permiten hacer una diferenciación a nivel de especie a excepción del *Quercus pyrenaica* pero sí por estratos vegetales. De esta forma se pudo ver como el matorral en entre 1957 y 1972 había duplicado su superficie hasta el 21% del total de la cuenca y había disminuido su altitud media hasta los 1.436 m, unos 25 metros menos. También disminuyó su pendiente media en más de 1°. Los pastos y praderas, al contrario, disminuyeron drásticamente su superficie y 15 años después apenas llegaba al 32% de la cuenca. Al reducirse su superficie comenzando por los espacios más inaccesibles disminuye su pendiente media en unos 2°. El bosque ya supone un 35% de la superficie total sin que por ello ascienda su cota media. Su crecimiento es fundamentalmente gracias a la expansión del *Q. pyrenaica*.

Tabla 29. Características fisiográficas de las cubiertas en el año 1972

1972	Área (Has)	Área (Km2)	%	Altitud media	d.st.(σ)	Pendiente media	d.st.(σ)
Bosque	8.218,91	82,19	35,2	1330,7	113,6	19,6	7,3
Matorral	5.558,59	55,59	23,8	1436,3	216,7	18,9	8,7
Pasto	7.475,22	74,75	32,0	1385,4	243,7	15,4	9,2
Suelo desnudo	782,42	7,82	3,3	1472,4	288,0	22,5	15,4
Bosque mixto	2.109,07	21,09	9,0	1339,9	103,7	21,5	7,1
B. dominancia <i>Q. pyrenaica</i>	6.109,85	61,10	26,1	1321,5	123,5	17,6	7,5

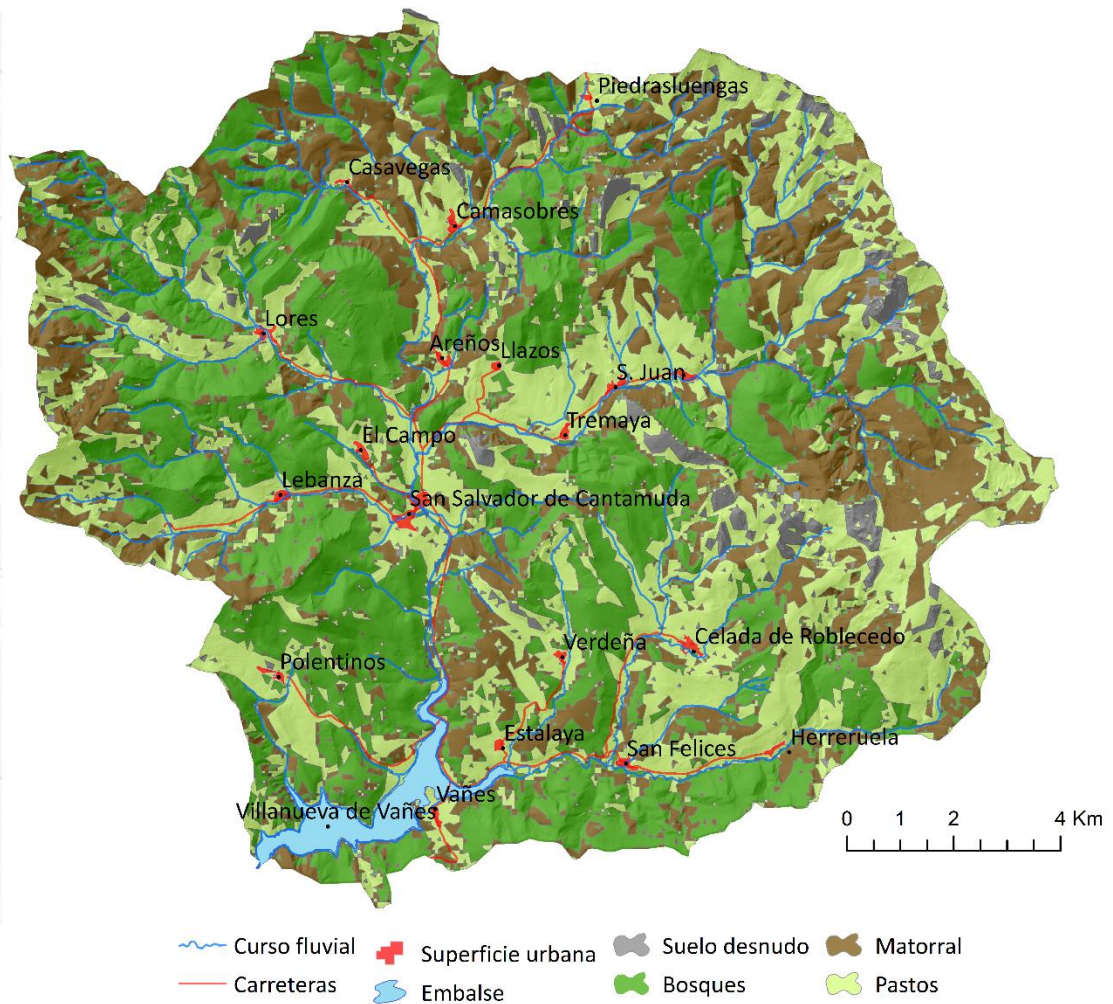


Figura 119. Cubiertas vegetales en el año 1972 mediante una clasificación supervisada de la imagen de satélite Landsat 1-5 (272-1972)

5.3.3. La década de los 90

La creación del mapa forestal de España a escala 1:50.000 a partir del Tercer Inventario Forestal de España nos permite realizar una clasificación más detallada de las cubiertas. No obstante, esta escala no resulta tan precisa y sobreestima algunas cubiertas como la boscosa. El bosque representa aquí ya el 42% y sigue en descenso su altitud y pendientes medias al colonizar los espacios abandonados de los valles y zonas accesibles. El matorral ocupa en este momento el 27,8% de la superficie y aumenta en altitud media desde los 1.436 m. hasta los 1.551 y en pendiente media en más de 1°. Este hecho indica que el matorral se expande a partir de este momento fundamentalmente en altitud sobre los pastos más inaccesibles mientras que en los valles los árboles más jóvenes van ocupando las partes abandonadas más bajas. El pasto, que se reduce en más del 10% de la superficie, al igual que ocurre con los bosques disminuye su altitud media de 1.385 a 1.289 m y su pendiente de 15 a 12° ya que se abandonan los espacios más altos e inaccesibles.

Tabla 30. Características fisiográficas de las cubiertas entre 1997-2003 a través del Mapa Forestal de España

<i>MFE (1997-2003)</i>	<i>Área (Has.)</i>	<i>Área (Km²)</i>	<i>%</i>	<i>Altitud mínima</i>	<i>Altitud máxima</i>	<i>Intervalo altitud</i>	<i>Altitud media</i>	<i>d.st.(σ)</i>	<i>Pendiente media</i>	<i>d.st.(σ)</i>
Bosque	9828,78	98,29	42,06	1072,94	1916,19	838,47	1317,10	77,46	17,30	7,09
Matorral	6489,06	64,89	27,77	1077,73	2173,04	1095,32	1551,94	222,57	20,13	8,42
Pastizal	5004,21	50,04	21,42	1077,75	2143,48	1065,73	1289,93	165,30	12,71	8,29
Suelo desnudo	375,14	3,75	1,61	1131,81	2171,59	1039,78	1582,40	242,35	34,43	11,57
<i>Hayedos</i>	2197,42	21,97	9,40	1121,30	1721,34	600,05	1401,13	90,92	22,97	7,58
<i>Q. pyrenaica</i>	3736,82	37,37	15,99	1077,72	1916,19	838,47	1262,22	105,57	15,86	6,67
<i>Bosque mixto Q. robur y Q. petrae</i>	2384,06	23,84	10,20	1072,94	1766,85	693,91	1295,48	116,03	18,21	7,65
<i>Arbolado disperso</i>	1348,86	13,49	5,77	1084,64	1656,38	571,73	1340,52	94,23	19,85	6,55
<i>Coníferas</i>	69,32	0,69	0,30	1077,70	1602,19	524,49	1220,95	128,86	14,88	10,23
<i>Bosques ribereños</i>	72,85	0,73	0,31	1102,64	1413,89	210,69	1286,74	33,45	16,86	5,84
<i>Abedulares</i>	19,46	0,19	0,08	1078,00	1221,62	143,62	1128,34	53,16	7,99	6,35
	8,66	0,09	0,04	1543,07	1727,11	184,04	1631,81	41,44	22,23	7,11

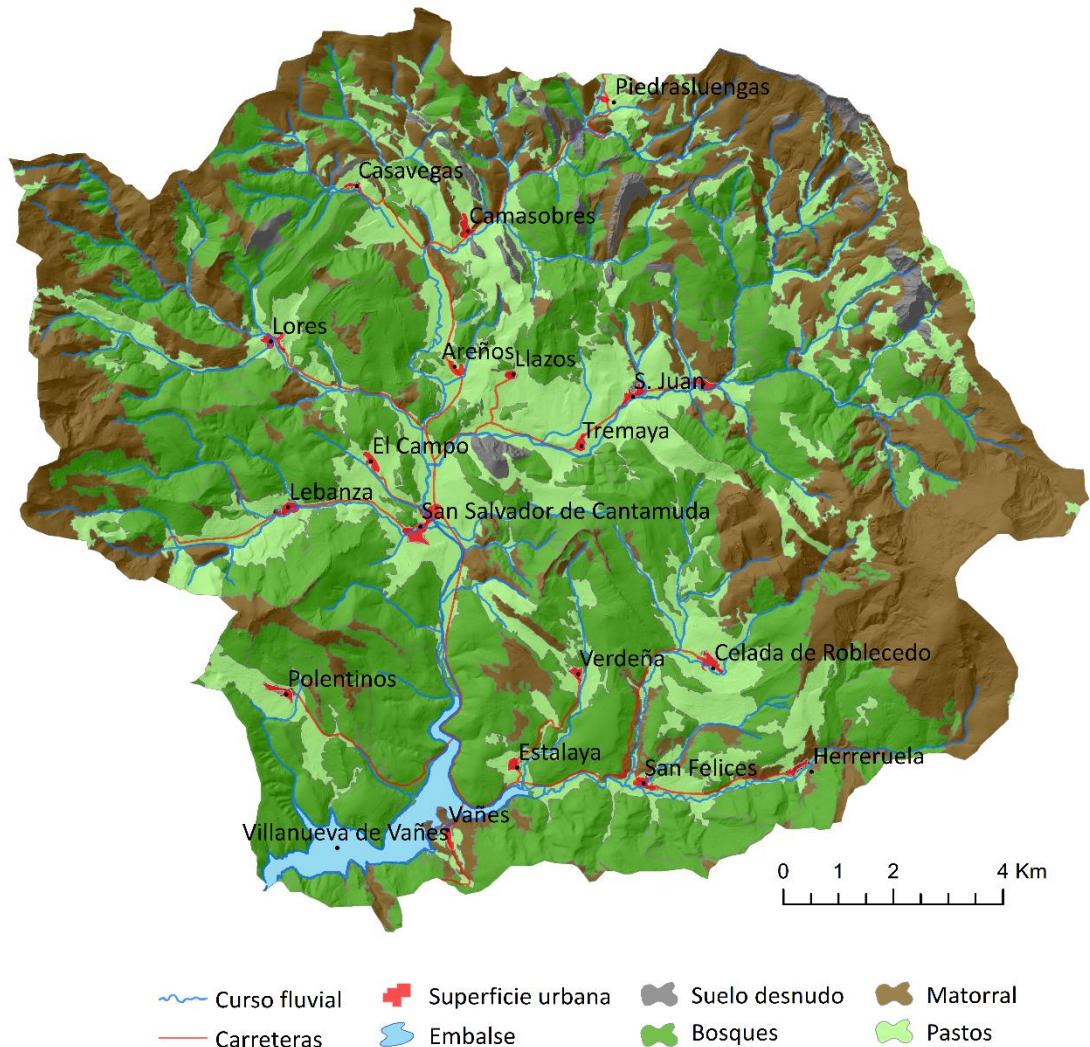


Figura 120. Cubiertas entre 1997 y 2003 obtenidas del Mapa Forestal de España

El abandono de estos espacios más altos para el pasto se produce no solo por la disminución de la cabaña ganadera sino porque el ganado vacuno que sustituye al ovino tiene menor capacidad de acceso a estas zonas (Gómez Sal et al. 1992). El declive definitivo de la trashumancia que venía produciéndose desde el siglo XIX con la abolición del Consejo de la Mesta en 1836 (Bertrand, 1984) tuvo lugar entre las décadas de los 50 a los 80. Ya en el quinquenio 1988-1993 se transportaron los últimos convoyes por ferrocarril hasta Aguilar con un total de 8.000 cabezas. Los últimos puertos pastados por ovejas trashumantes fueron en la década de los 90 Coterraso en Herreruela (puerto de Linares) situado debajo de la peña El Cueto con 2.577 ovejas y 50 cabras que pastaban hasta el mes de octubre. Hubo otro en el Secarro de Lores de 1.700 ovejas (Gómez Sal et al., 1994).

El declive de la trashumancia y el éxodo rural marcaron un cambio de las estructuras ganaderas que no solo ha sido cuantitativo sino también cualitativo. El ovino trashumante cuya presencia rondaba los 4 meses y que en los 90 ya pastaba solo 400 Has. de puertos ha ido desapareciendo a favor del bovino y más recientemente del ganado equino. En la actualidad estas especies, especialmente el vacuno, no ocupan todo el territorio, aunque si son capaces de pastar algunos de los puertos sobre todo de los valles de Lores y Redondos.

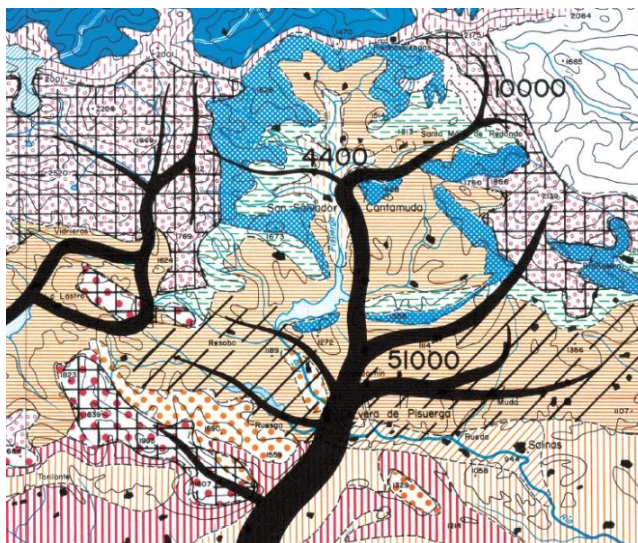


Figura 121. Extracto del mapa de las entradas de la trashumancia en la Cordillera Cantábrica en el siglo XVIII. Extracto de Bertrand (1974)

En 1992 Gómez Sal et al. (1994) contaba la presencia de unas 3.000 cabezas de ovino en la suma de La Pernía y Polentinos y de unas 175 vacas en trasterminancia procedentes de Cantabria hasta los puertos de Redondo.

El censo agrario de 2009 (Tabla 31) indica la presencia de 2.609 vacas sin contar con las localidades de Castillería al realizarse a escala municipal. Una cifra parecida arroja el Atlas Agroclimático del ITACyL con 3.071 UGM de bovino de carne (2.455 cabezas) y 94,47 UGM de ovino-caprino (940 cabezas).³¹ Esto supone una proporción de 13,5 UGM/Km², de los cuales 13,1 son de bovino y el resto de ovino-caprino. Aunque hay un descenso, se ha producido una cierta estabilidad durante las últimas dos décadas de la cabaña de bovino con una ligera tendencia a la baja a pesar de las ayudas de la PAC³² con complementos por ser un área desfavorecida en la UE (Figura 122). Recientemente se han favorecido también las razas autóctonas, como las vacas tudancas, e.g. en la Abadía de Lebanza y en el puerto de las Cardinas con una capacidad de engorde menor. El resto son pardo-alpinas.

³¹ La conversión UGM de bovino de carne es 0,8 y de ovino-caprino 0,1. Hay que tener en cuenta que se hace el recuento a escala municipal incluyendo Pernía, Polentinos y Cervera, por lo que esta cifra excede en mucho a la real de la cuenca por las dimensiones del municipio de Cervera. No aparece reflejado el ganado equino. La raza hispano-bretona ha sido subvencionada por la Junta de Castilla y León entre 1994 y 2014 con 130€ anuales por haber estado en extinción. Después se han mantenido algún tipo de ayudas acopladas a la PAC.

³² Las ayudas publicadas en 2016 por el Fondo Español de Garantía Agraria (FEGA) a escala municipal para La Pernía y Polentinos fueron de 693.000€.

CAPÍTULO V. LA ADAPTACIÓN DEL SER HUMANO AL MEDIO FÍSICO

El impacto sobre las cubiertas y el medio físico se ha estimado (Tabla 31) en la suma de los municipios de La Pernía y Polentinos dado que el municipio de Cervera que incluye el valle de Castillería se extiende fuera de la cuenca. La capacidad de pasto para 2.471 vacas tomando de referencia una pardo-alpina de 500 kg de media es de aproximadamente el 10 % del territorio teniendo en cuenta unas necesidades de alimento de 1 Ha. por animal. Esta superficie a la que se ha añadido el ovino y caprino equivale a unas 3.311 Has., que son compartidas con el ganado equino, de las 18.000 Has. de los dos municipios. En porcentaje esta estimación significa que la ganadería en el Alto Pisuerga utiliza un 13% de la superficie total de la cuenca. Teniendo en cuenta que la superficie de pasto es de un 17% actualmente, la transformación de pastos en matorral puede continuar. Además podemos extrapolar que al igual que se han reducido a un tercio las praderas desde mitad de siglo, lo ha ido haciendo en la misma magnitud la cabaña ganadera.

Tabla 31. Estimación de la superficie agraria disponible por cabeza de ganado y tipo de explotación. Fuente: Censo ganadero de 2009

Rangos de superficie del censo (Has)	Superficie media de la explotación	BOVINO		OVINO		CAPRINO		EQUINO	
		Uds.	³³ Sup/cab	Uds.	Sup/cab	Uds.	Sup/cab	Uds.	Sup/cab
<i>Explotaciones sin tierras (Superficie Total < 0,1)</i>	0,1	169	0,00					52	0,00
De 0,5 a menos de 1	0,75							23	0,03
De 2 a menos de 3	2,5	6	0,42						
De 4 a menos de 5	4,5							10	0,45
De 5 a menos de 10	7,5							10	0,75
De 10 a menos de 20	15	232	0,06					180	0,08
De 20 a menos de 30	25	101	0,25						
De 30 a menos de 50	40	166	0,24						
De 50 a menos de 70	60	56	1,07	48	1,25			2	30,00
De 70 a menos de 100	85	119	0,71					15	5,67
De 100 a menos de 150	125	713	0,18	435	0,29			41	3,05
De 150 a menos de 200	175	56	3,13						
De 200 a menos de 300	250	484	0,52	384	0,65	121	2,07	86	2,91
De 300 a menos de 500	400	167	2,40					72	5,56
De 500 a menos de 1000	750	340	2,21					40	18,75
Total		2609		867		121		531	
Has. disponibles por cabeza			0,93		0,73		2,07		6,11
Has. ocupadas			2429,43		632,45		250		3246,14

³³ Superficie por cabeza disponible

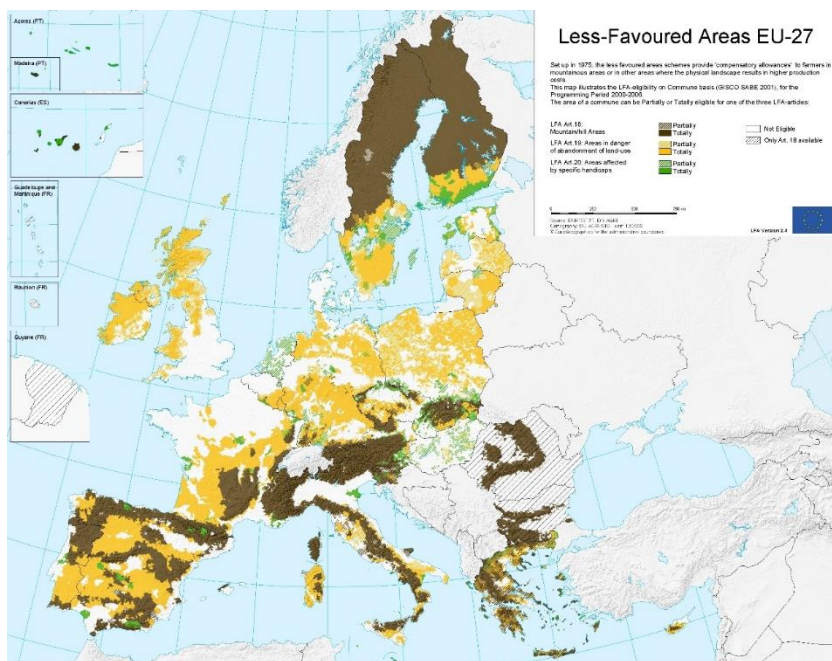


Figura 122. Less Favoured Areas (PAC período 2007-2013). Estas áreas incrementan sus ayudas. Fuente: Comisión Europea https://ec.europa.eu/agriculture/sites/agriculture/files/rural-development-previous/2007-2013/less-favoured-areas-scheme/images/map_en.jpg

5.3.4. La década de los 2000

La evolución en las últimas décadas del bosque y del pastizal se estabiliza. Se aprecia un cierto descenso de la superficie de pastos del 2% y un 6% de bosque que debemos atribuir a un incremento artificial resultado de la sobreestimación de esta cubierta por el mapa forestal realizado a menor escala.

Tabla 32. Características fisiográficas de las cubiertas terrestres mediante el SIOSE

	Área (Has.)	Área (Km ²)	%	Altitud mínima	Altitud máxima	Intervalo altitud	Altitud media	d.st.(σ)	Pend. media	d.st.(σ)
2006										
Total	8.385,3									
Bosque	8	83,85	35,89	1.077,86	1.915,37	837,51	1.207,42	52,06	13,97	6,98
Matorral	7.401,6									
Pasto	6	74,02	31,68	1.077,90	2.152,02	1.074,13	1.488,33	230,82	17,97	8,32
Suelo desnudo	4.578,7									
	0	45,79	19,60	1.072,94	2.097,00	1.024,06	1.274,31	157,03	13,55	8,52
	1.109,6									
	0	11,10	4,75	1.125,02	2.173,04	1.048,03	1.601,27	238,65	29,39	11,25
	8.321,3									
Caducifolias	3	83,21	35,61	1.077,86	1.915,37	837,51	1.319,91	112,56	18,82	7,45
Coníferas	58,49	0,58	0,25	1.102,64	1.313,92	211,28	1.221,23	40,94	17,26	8,38
B. Ribera	5,57	0,06	0,02	1.078,00	1.093,09	15,09	1.081,14	2,68	5,83	5,12

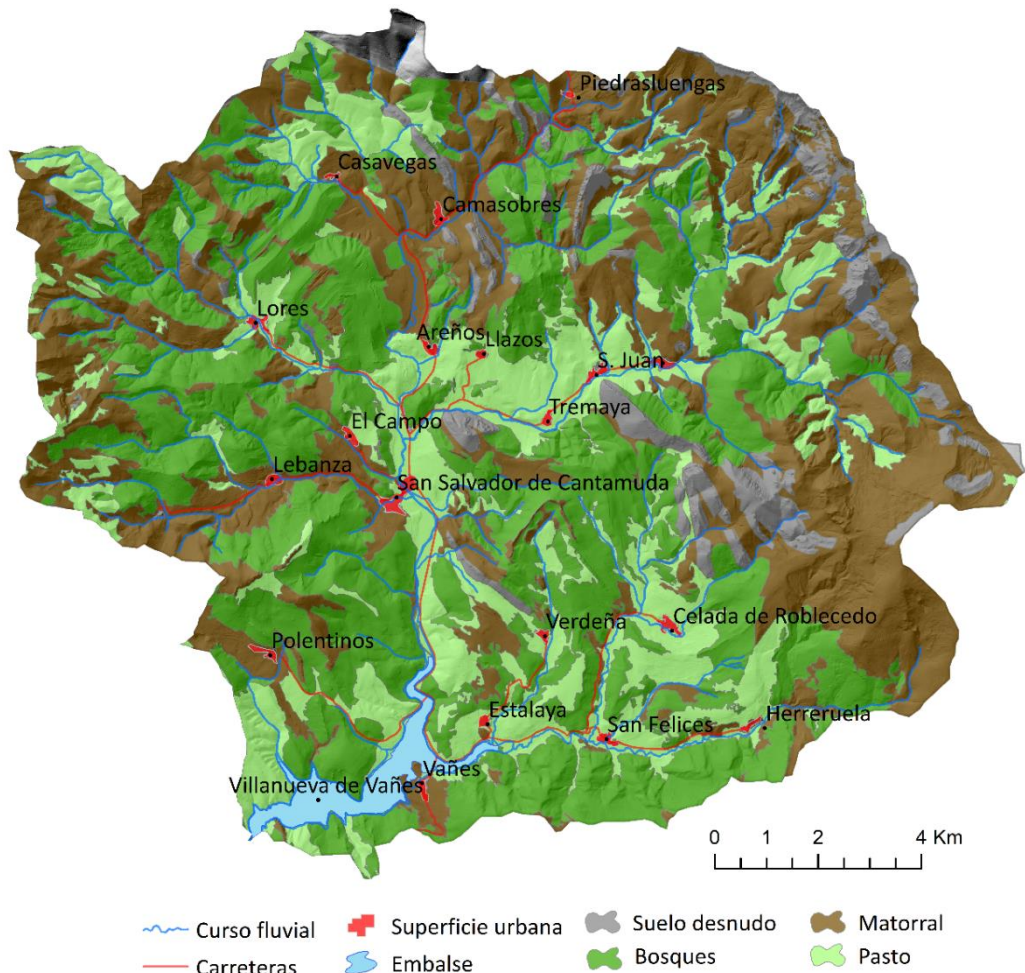


Figura 123. Cubiertas en 2006 elaboradas a través de los datos del SIOSE (Sistema de Información de Ocupación del Suelo en España)

Esta estabilidad viene a ser reforzada por la creación del Parque Natural el 27 de junio de 2000 que en su Plan de Ordenación de Recursos Naturales tiene una perspectiva conservacionista (Junta de Castilla y León, 1998). Este reduce las áreas de usos compatibles a los fondos de valle donde había prados de siega, consolidando los sectores de cubiertas arbóreas y de matorral. Es más, las áreas donde el matorral ha ido avanzando sobre antiguos cultivos y pastos de altura son consideradas áreas de especial fragilidad (Figura 124) con varias especies protegidas por la Directiva Hábitat 92/43/CEE. Estas restricciones han generado una desaprobación generalizada entre los habitantes ya que fortalecen el abandono e impiden la correcta gestión del monte obstaculizando la falta de oportunidades vinculadas al medio físico e incrementan los riesgos de incendio y de ataques sobre la ganadería.

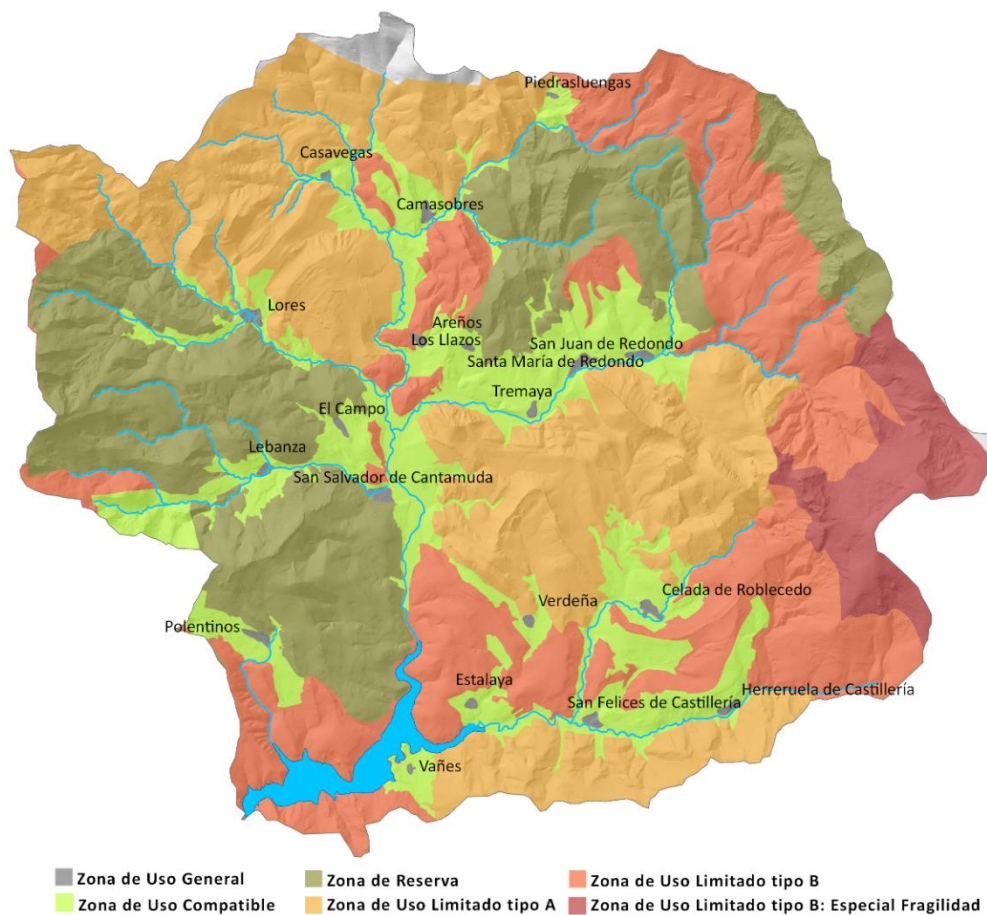


Figura 124. Grado de protección marcado por el Plan de Ordenación de Recursos Naturales del Parque Natural de Fuentes Carrionas y Fuente del Cobre

5.3.5. La década de los 2010

En la última década se puede advertir como los bosques ocupan el 30% del área, lo que supone que tanto el mapa forestal de los años 90 como el SIOSE sobreestiman su superficie a favor del matorral. En cualquier caso, el matorral llega hasta el 40% de la superficie, lo que provoca un declive progresivo de los pastos al 17%. La pendiente media de los pastos también continúa bajando, siendo estos cada vez más residuales y fragmentados (Figura 125).

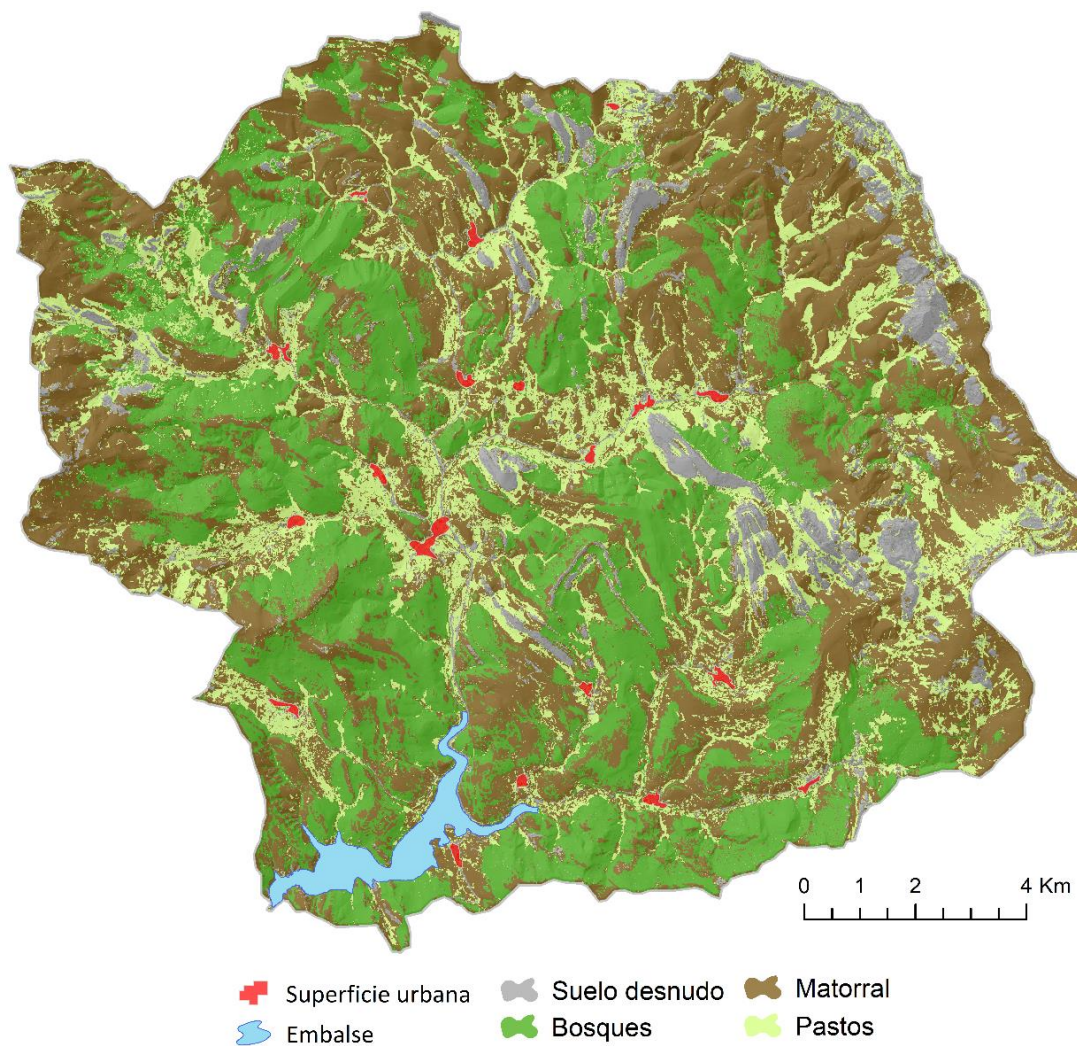


Figura 125. Mapa de cubiertas de suelo el 11 de julio de 2017. Elaborado mediante imagen Sentinel 2A-MSI-C. European Spatial Agency. Spatial resolution 10m

Tabla 33. Características fisiográficas de las cubiertas obtenidas mediante clasificación supervisada de imagen de satélite en 2017.

2017	Área (Has.)	Área (Km²)	%	Altitud mínima	Altitud máxima	Intervalo altitud	Altitud media	d.st.(σ)	Pend. media	d.st.(σ)
Bosques	7.028,99	70,29	30,08	1.077,73	1.943,94	865,97	1.303,43	93,74	18,47	6,92
Matorral	9.361,20	93,61	40,06	1.029,87	2.166,77	1.136,90	1.418,62	219,57	17,40	8,29
Pastos	4.047,63	40,48	17,32	1.029,89	2.171,59	1.127,60	1.363,80	253,10	12,96	8,79
Suelo desnudo	1.506,83	15,07	6,45	1.029,27	2.173,04	1.142,05	1.493,94	245,47	26,06	13,04
<i>Hayedo</i>	3.903,75	39,04	16,71	1.077,97	1.943,94	865,97	1.355,13	94,80	20,31	6,98
<i>Robledal</i>	3.125,24	31,25	13,38	1.077,73	1.892,47	814,74	1.251,72	92,69	16,64	6,87
<i>Pastos de montaña</i>	3.328,13	33,28	14,24	1.073,29	2.171,59	1.098,30	1.385,60	224,93	15,22	8,74
<i>Prados de siega</i>	719,50	7,20	3,08	1.029,89	2.157,49	1.127,60	1.341,99	281,27	10,70	8,84

CAPÍTULO V. LA ADAPTACIÓN DEL SER HUMANO AL MEDIO FÍSICO

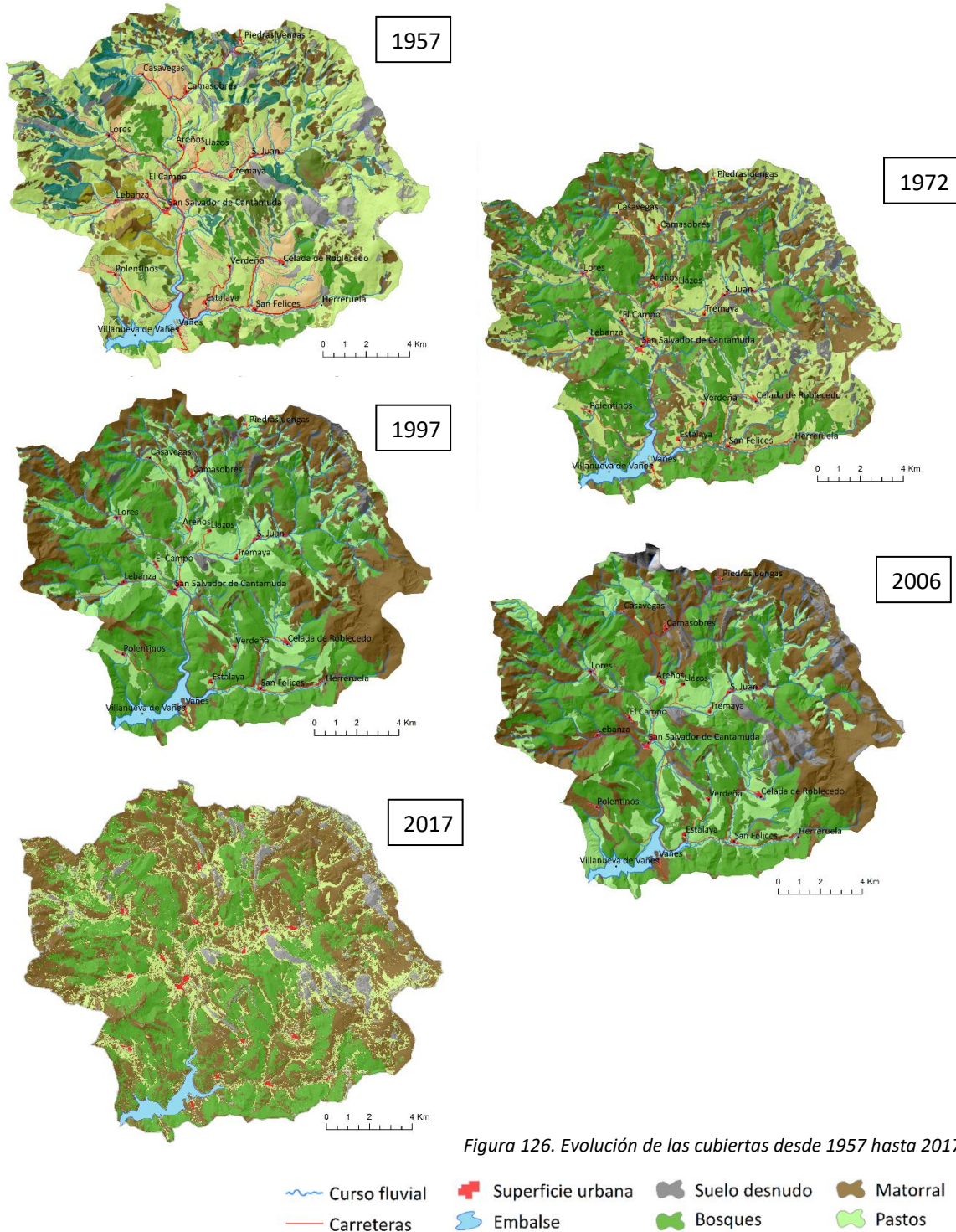
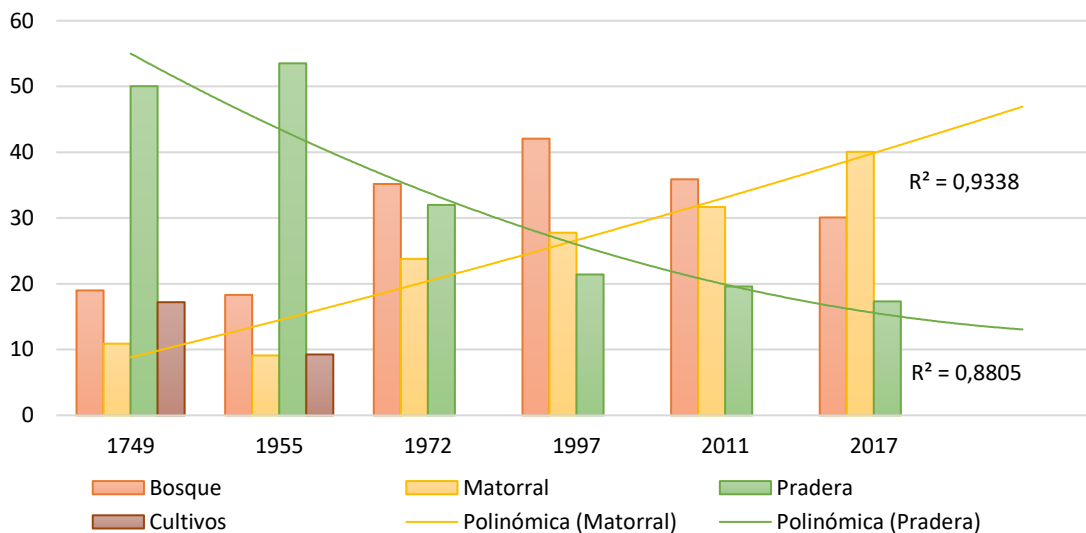


Figura 126. Evolución de las cubiertas desde 1957 hasta 2017

5.4. Principales resultados del proceso general



	1749	1957	1972	1997	2011	2017	1749-2017
Bosque %	18,99	18,31	35,17	42,06	35,89	30,08	+11,09
Matorral %	10,9	9,11	23,79	27,77	31,68	40,06	+39,84
Pradera %	50,04	53,52	31,99	21,42	19,60	17,32	-32,68
Cultivos %	17,20	9,25	0	0	0	0	-100

Figura 127. Evolución porcentual de las principales cubiertas de vegetación desde el siglo XVIII hasta la actualidad respecto a la superficie total de la cuenca

Las cubiertas vegetales del Alto Pisuega muestran un crecimiento constante del matorral desde 1749 que es común en la Cordillera Cantábrica (González Díaz, 2013; Beato et al., 2016) donde se ha matorralizado una superficie de 22.885,97 km², un 39,34% del total de la superficie (Molinero, 2013). En la cuenca el matorral ya supera el 35-40% y el pasto ronda el 15%. En cuanto a las formaciones arboladas han variado desde algo menos del 20% hasta el 30-40% según la metodología, que en el caso de ejemplares jóvenes o aislados pueden confundirse con matorral. Estas cifras son similares a las obtenidas por Lallana (2018) en el valle de Polaciones donde las formaciones arbóreas son de un 42,4% y un 41,17% de las formaciones arbustivas y de matorral. La estabilidad de la vegetación en las últimas décadas es perceptible mediante teledetección (Figura 128). La evolución del índice NDVI desde 1971 permite cubrir casi los últimos 50 años aunque con una disponibilidad de imagen escasa. Se puede apreciar como el índice tiene un ligero repunte pero no es estadísticamente significativo.

CAPÍTULO V. LA ADAPTACIÓN DEL SER HUMANO AL MEDIO FÍSICO

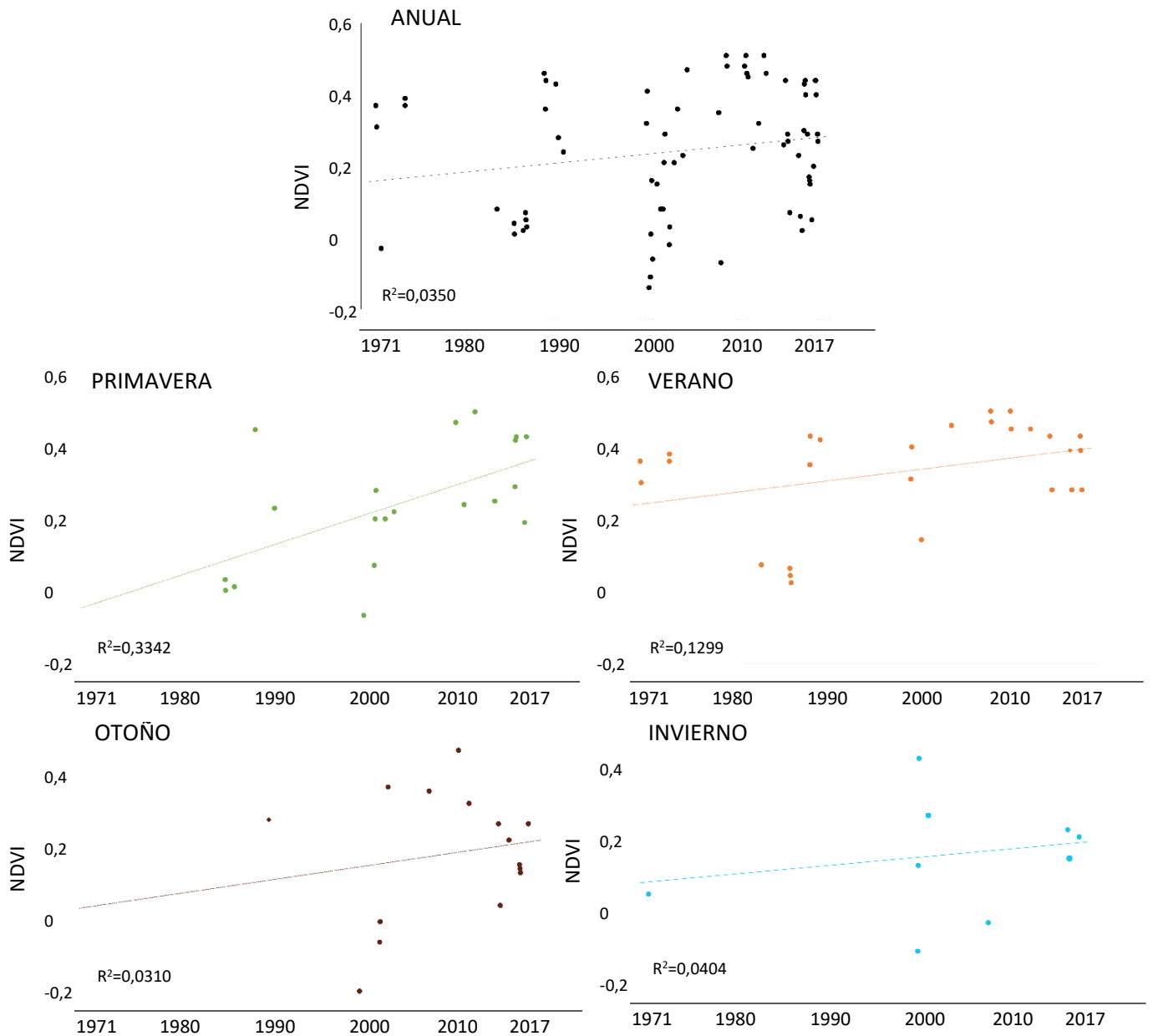


Figura 128. Diagrama de dispersión entre las imágenes de satélite Landsat disponibles desde 1971 hasta la actualidad y el índice NDVI.

En **invierno** no ha sido posible obtener un buen número de imágenes con el cielo despejado, si bien es común que en todas ellas la vegetación aparece cubierta de nieve y lógicamente los árboles de

hoja caduca están en su período de quiescencia, no obstante, la evolución muestra un índice creciente.

La **primavera** ofrece los valores más elevados con valores de hasta 0,6 lo que es lógico al ser la época del año con estado vegetativo de la vegetación. En todo caso algunos años tienen valores muy bajos que han de corresponderse con la presencia de nieve o una sequía. Es la única estación que presenta una bondad de ajuste a la recta de regresión de 0,33, si bien no llega a ser significativa ($p < 0,05$). El índice con anterioridad a 1990 fue bastante inferior pero en las últimas dos décadas parece haberse estabilizado.

En el **verano** no se aprecia tanto este incremento de valores NDVI, si bien lo hay. La tendencia es positiva.

El ritmo de crecimiento de los anillos (Figura 129) muestra una relación muy buena con las precipitaciones y dado que las anomalías han sido muy negativas en las últimas dos décadas se ha frenado el crecimiento de la biomasa.



Figura 129. Crecimiento de los anillos de los *Pinus sylvestris* de la repoblación de Areños en relación con las precipitaciones

CAPÍTULO V. LA ADAPTACIÓN DEL SER HUMANO AL MEDIO FÍSICO

El impacto de los incendios en las dos últimas décadas ha sido escaso, a pesar de la persistencia desde mediados del Holoceno, que convirtió esto en un hecho cultural que ante la escasa necesidad de pastos se ha convertido en algo extraordinario. La transformación del sistema económico, y la pérdida de interés de algunos espacios en el alto Pisuerga han reducido el uso del fuego, en mayor medida de lo que sucede en otros lugares del noroeste peninsular, sometidos a otras presiones. Según las estadísticas ofrecidas por el Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente durante el decenio 2001-2014 se produjeron en La Pernía 15 incendios dejando una superficie calcinada de 47.04 Has., siendo 4.55 Has. de superficie arbolada y 42.49 Has. de monte bajo. El total aumentó hasta 2014 a 49.78 Has. Aun así, el riesgo existe, dado el incremento de la vulnerabilidad del espacio (incremento de la biomasa, no existencia de cortafuegos, incremento de las temperaturas anuales...) (López Caballero, 2002). El impacto que estos incendios tienen sobre los suelos, los acuíferos, la erosión, la fauna, o la dinámica vegetal son innumerables. El análisis de la respuesta magnética de las muestras del embalse de Requejada (Figura 130) no permiten definir un patrón claro entre ambos, que pudiese dejar claro cuando han tenido mayor impacto estos incendios.

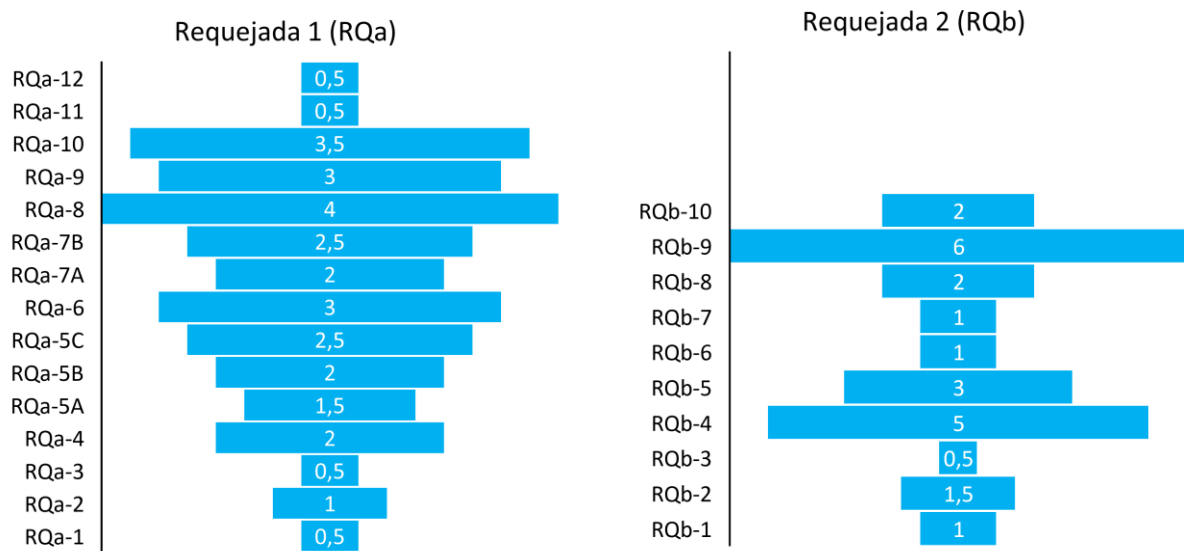


Figura 130. Respuesta magnética en los perfiles del embalse de Requejada entre 1940 y 2016

Estos recurrentes incendios han favorecido la expansión posterior del *Quercus pyrenaica* ya que emite brotes no solo de la cepa sino de las raíces y tallos subterráneos (estolones), un sistema de reproducción que hace que a la larga, el bosque pierda vigor al no reproducirse mediante semilla y recombinarse genéticamente (Gil Sanchez et al., 2007, p. 93). La pérdida de vigor del bosque también puede estar detrás de la estabilización de este, o de los bajos valores de reflectancia que se obtienen en las clasificaciones de imágenes satelitales.

5.4.2. El régimen de propiedad como elemento director de la transformación vegetal

La organización tradicional del espacio en el Alto Pisuerga, de origen medieval (Figura 115), dio origen al parcelario actual y a su vez al régimen de propiedad. Las parcelas privadas ocupan los

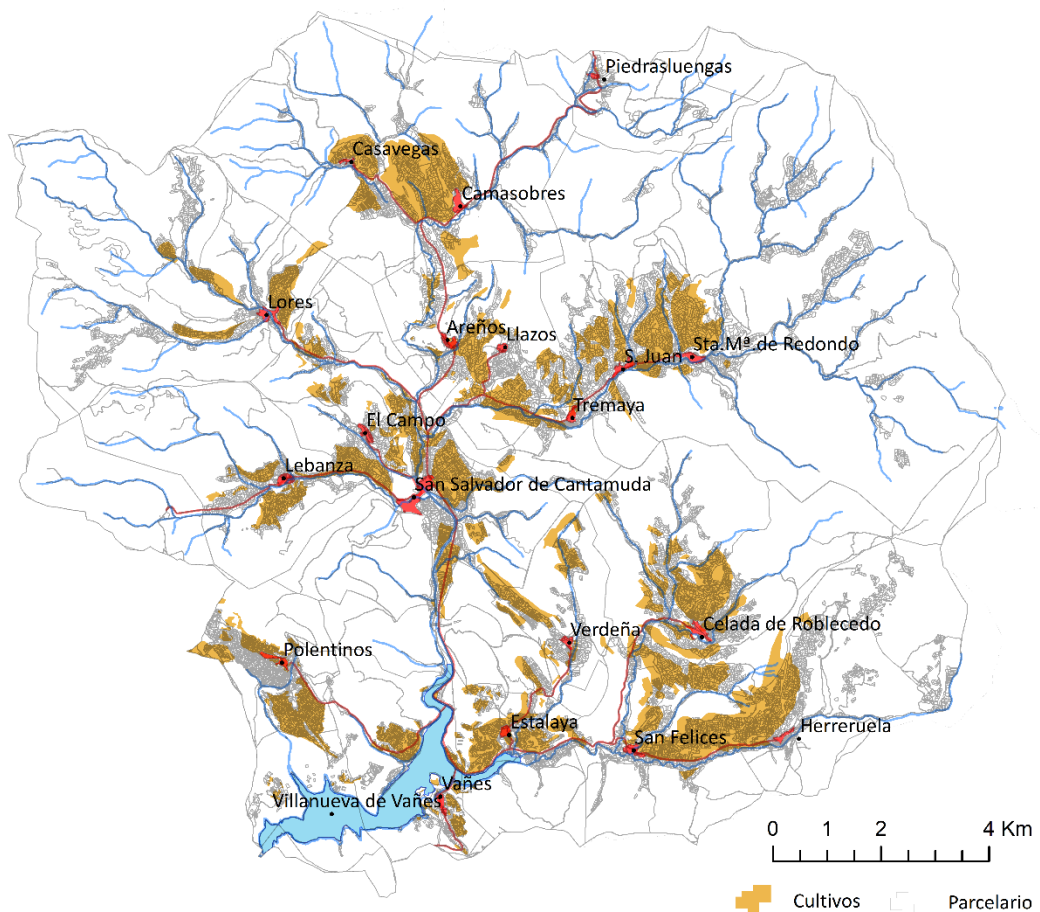


Figura 131. Distribución de cultivos en 1957 en comparación con el parcelario actual

espacios contiguos a los pueblos rodeándolos y expandiéndose hacia las partes más abiertas y planas de los valles. El terrazgo tenía una trama irregular siguiendo las curvas de nivel de las laderas donde se mezclaban pequeños prados de siega con parcelas de cultivo de cereal y patatas (Figura 131). La vega que también tenía esta trama irregular se reservaba para pasto fresco.

La mayor parte de estas parcelas fueron perdiendo su uso hasta los años 70, después han sido colonizadas rápidamente por el matorral (Figura 132) y recientemente por los bosques jóvenes de robles (Tabla 34) aunque con mayores dificultades. Las primeras parcelas que se abandonan son en las zonas más húmedas y con pendiente. En el primer caso porque el pasto es más abundante y en el segundo caso por las dificultades de trabajar en pendiente. Paralelamente la red de caminos y arroyos con servidumbre pública ha quedado desdibujada. Se aprecia un mayor avance del matorral sobre el parcelario de origen privado en lo que fue el parcelario de Villanueva de Vañes, localidad sumergida en el embalse. Las concentraciones parcelarias han sido marginales (Junta de Castilla y León, 2013).

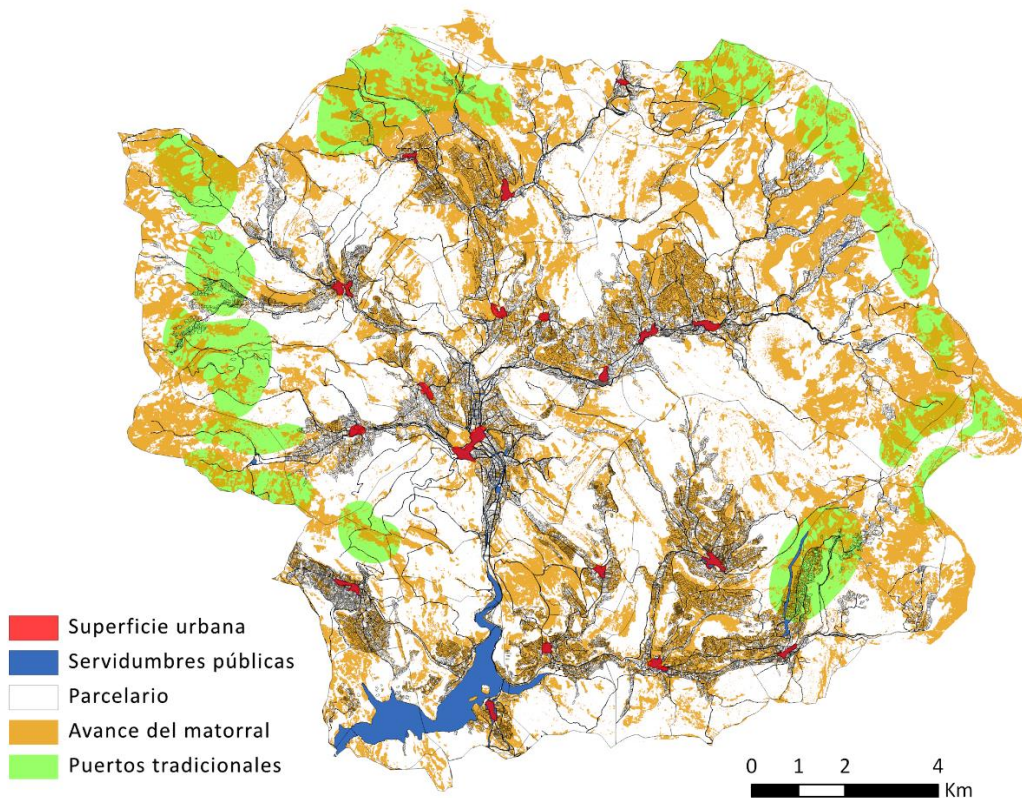


Figura 132. Avance de matorral sobre las servidumbres públicas, los pastos en altura históricos (Gómez-Sal et al. 1994) y sobre el parcelario.

Tabla 34. Crecimiento de vegetación sobre parcela agrícola abandonada 10 x 10 m al oeste de Areños (377717; 4760860, 1192)

• 14 pies de <i>Q. pirenaica</i> entre 3 y 5m con 6cm de diámetro	• 9 pies de avellano entre 2 y 3 metros	• 2 espinos
• 1 abedul de 5m	• 2 salgueras - 2 a 4	• Espinosas 60%
• Herbaceas <i>festuca rubra</i> , 10%	• Endrinos 30%	



Sobre el antiguo terrazgo, al norte de Castillería, se ha podido ver como las genistas y los endrinos son los primeros colonizadores. Las genistas han sido descritas como límites altitudinales de las landas atlánticas, espinosas y endémicas (Dupont, 1975; Mayor y Fernández Casado, 1984). En las umbrías quedarían restringidas al piso montano (900-1.700) y en las solanas a bandas discontinuas, dependientes de la penetración de nieblas oceánicas.

CAPÍTULO V. LA ADAPTACIÓN DEL SER HUMANO AL MEDIO FÍSICO

La distribución del avance del matorral por tanto fue mucho más intensa sobre estas parcelas privadas (Figura 132) que sobre los Montes de Utilidad Pública (MUP) (Figura 133). Los catalogados de forma definitiva en 1901 (MAPA, 1993) superan ampliamente las 100 Has y que incluso llegan a superar las 2600 Has como es el caso de La Lomba del Pozo o las 1200 de Vizmo de Troncos (Figura 133). Entre los dos ocupan la totalidad del valle de Redondos. El bosque también ha tenido más fácil su expansión sobre el parcelario privado minifundista después de haberlo hecho matorral. En el caso de los MUP su expansión es muy limitada, solamente en el perímetro de las masas boscosas de 1957.

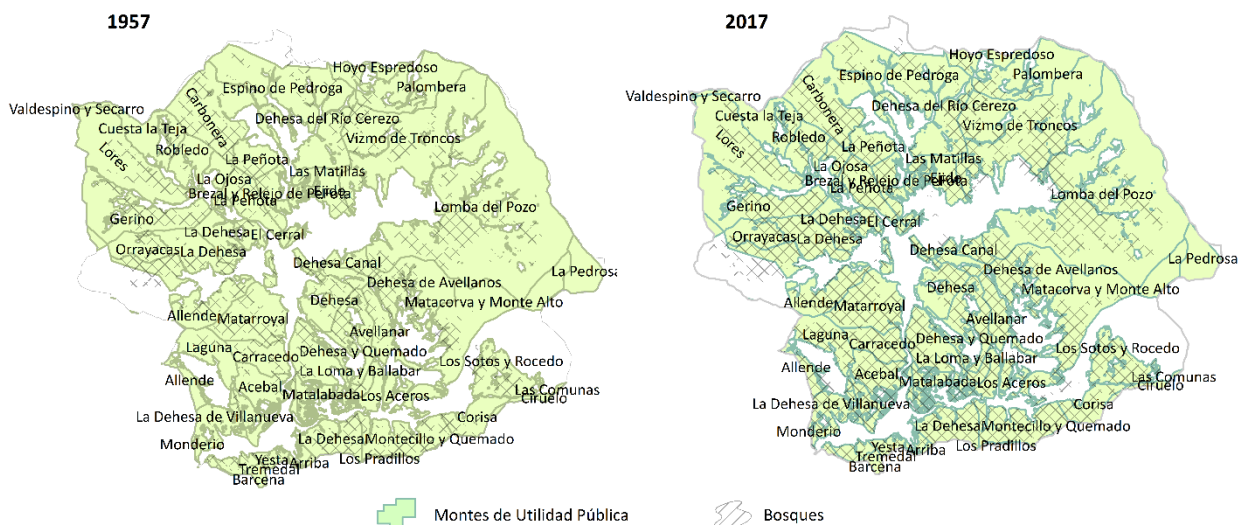


Figura 133. Montes de Utilidad pública y la expansión de los bosques sobre ellos. Fuente: Banco de Datos de la Naturaleza del MAPAMA

Los puertos en altura, incluidos en los MUP, donde las cubiertas arbóreas no llegan sí que han experimentado un avance claro del matorral, que se suele producir eficazmente en la mayoría de las montañas (Chauchard et al., 2007). En este caso la propiedad no es determinante. Si tomamos como referencia a escala municipal la suma de los municipios de la Pernía y Polentinos solo 1791 Ha de las 15.300 pertenecen a montes privados (Gómez Sal et al., 1994). No obstante, dentro de la cuenca quedaría totalmente ocupada por MUP ya que los montes privados mencionados son de los puertos de Pineda, propiedad de Sociedades Ganaderas externas, o pastos de la abadía de Lebanza del Obispado de Palencia. Existe algún pasto que pertenece a juntas vecinales cántabras también.

5.4.3. El avance altitudinal de la vegetación

El ecotono conocido habitualmente como *treeline* y su dinámica pionera sobre los pastos alpinos después del abandono de la gestión es y ha sido desde hace una década, un elemento de estudio frecuente (Gehrig-Fasel et al., 2007; Batllori y Gutiérrez, 2008; Batllori et al., 2009; Harsch et al., 2009; Holtmeier, 2009; Feurdean et al., 2016). Ha sido objeto de discusión frecuente acerca de la influencia que ha tenido el ascenso de las temperaturas (Valladares et al., 2005; Alados et al., 2016) o del efecto del abandono de los pastos del piso subalpino por la ganadería (Gehrig-Fasel et al., 2007; Bryn, 2008; Holtmeier, 2009, 2015; Cocca et al., 2012; Feurdean et al., 2016). En Pirineos Leunda et al. (2018) han señalado mediante el estudio de polen en una cueva de hielo que el límite arbóreo actual es unos 200-400 m al que existió en el máximo de temperaturas del Holoceno (5.700-4.650 a. BP). Este hecho tiene consecuencias como la pérdida de conectividad de los pastos (Gartzia et al., 2016), la disminución de la capacidad de eutrofización de las aguas por aumento de la vegetación y disminución de la ganadería (Felip et al., 2016), y también como veremos en el próximo capítulo la disminución de la escorrentía y el consecuente descenso de la meteorización mecánica a favor de la meteorización química.

En el Alto Pisuerga, la variación del límite altitudinal del bosque es también evidente. Las causas aquí también serían objeto de discusión acerca del porcentaje de responsabilidad que tienen en ello las temperaturas o el abandono de pastos. Es cierto que a mitad del siglo XIX Madoz (1850) indicaba la presencia de hayedos en el término de Arbejal justo al final de la PEH, algo que podría indicar un avance altitudinal del bioclima mediterráneo empujado por un ascenso térmico. Sin embargo su aceleración a partir del período de la imagen de 1957 nos puede indicar que el avance del estrato arbóreo es consecuencia del cese de actividad ganadera (Figura 134).

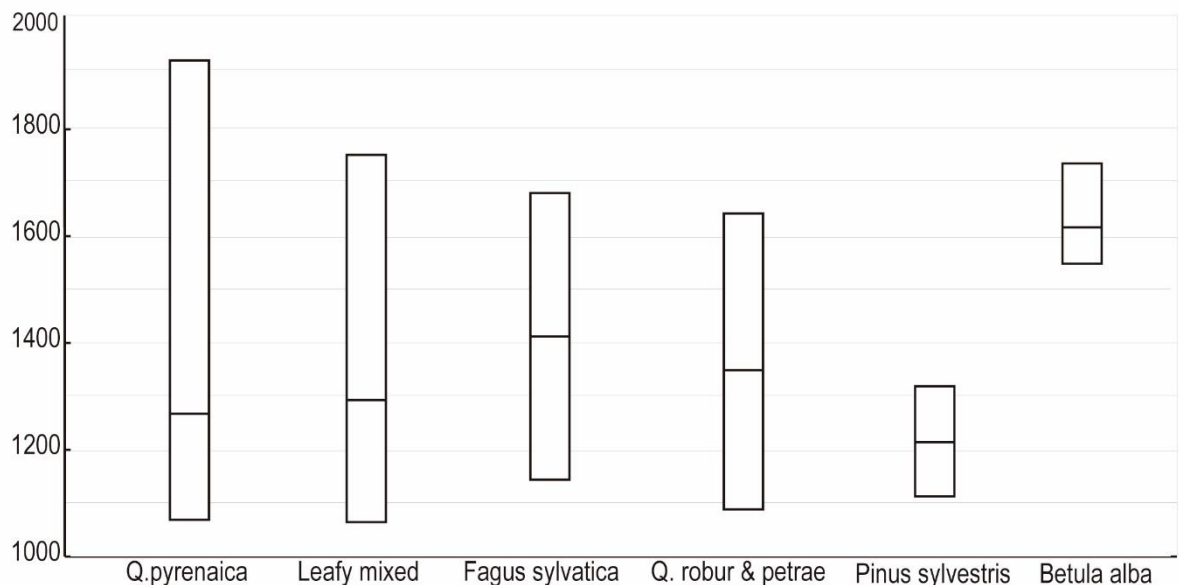


Figura 134. Incremento altitudinal de las especies arbóreas del Alto Pisuerga entre 1957 y 2017. La altitud máxima la determina el ejemplar o rodal situado a máxima altitud pudiendo estar este aislado.

Destaca el avance del robledal hasta los 1.920 m superando el techo altitudinal que históricamente había marcado el hayedo (1680 m). Especialmente han sido pioneros los melojares (*Quercus pyrenaica*) con un ascenso de casi 700 m. El resto de robledales sin embargo, han tenido más dificultad para colonizar estos espacios más altos y han progresado unos 250 m., un poco más que los hayedos, limitados en ambos casos por las necesidades de sombra y humedad. En ocasiones, los sectores de pedreras, donde no entran los incendios, una vez dejan de ser dinámicos, permiten la colonización de árboles, como puede ser el *Quercus robur*, y no accede el matorral (Gil Sanchez et al., 2007, p. 109).

Los *abedulares* ocupan espacios marginales, anteriormente propios del piso subalpino en claro avance sobre antiguos depósitos derivados de la actividad periglacial. Se ha producido el avance en el Sel de la Fuente de lo que fue en origen una plantación según el Catastro de Ensenada (Figura 135). Ya se ha demostrado su capacidad para distribuirse hasta los 1750-1800 m. en la provincia de León (García Celis, 2011). Es conocida su capacidad para crecer sobre bloques y grandes pendientes (Holtmeier y Broll, 2018).



Figura 135. a) Pedrera del circo del Sel de la Fuente siendo colonizada por algunos abedules pioneros. b) Pedreras cubiertas por Quercus robur en el valle del Pisuerga, cerca de Fuente el Cobre.

Esta migración de especies es perfectamente atribuible a una generación (Gil Sánchez et al., 2007, p. 97) que ha sufrido eventos limitantes a pesar del abandono como los incendios que sobre todo afectan a las divisorias entre vallejos o a las intensas nevadas capaces de obstaculizar el crecimiento de los robles, rompiendo ramas, destruyéndolos mediante los aludes, anegando algunas zonas donde no pueden desarrollarse a pesar de que puedan frenar en cierta medida las avalanchas de nieve en la Cordillera Cantábrica (García Hernández et al., 2017).

5.4.4. El papel de la geología en el avance de la vegetación

El avance de las cubiertas vegetales en función de las diversas formaciones geológicas (Figura 136 y Figura 137) indica en primer lugar que las formaciones con un mayor contenido de calizas dificultan el avance de la vegetación, especialmente del arbolado. Es así en las fms. Vergaño, Piedrasluengas, Lebanza y Abadía.

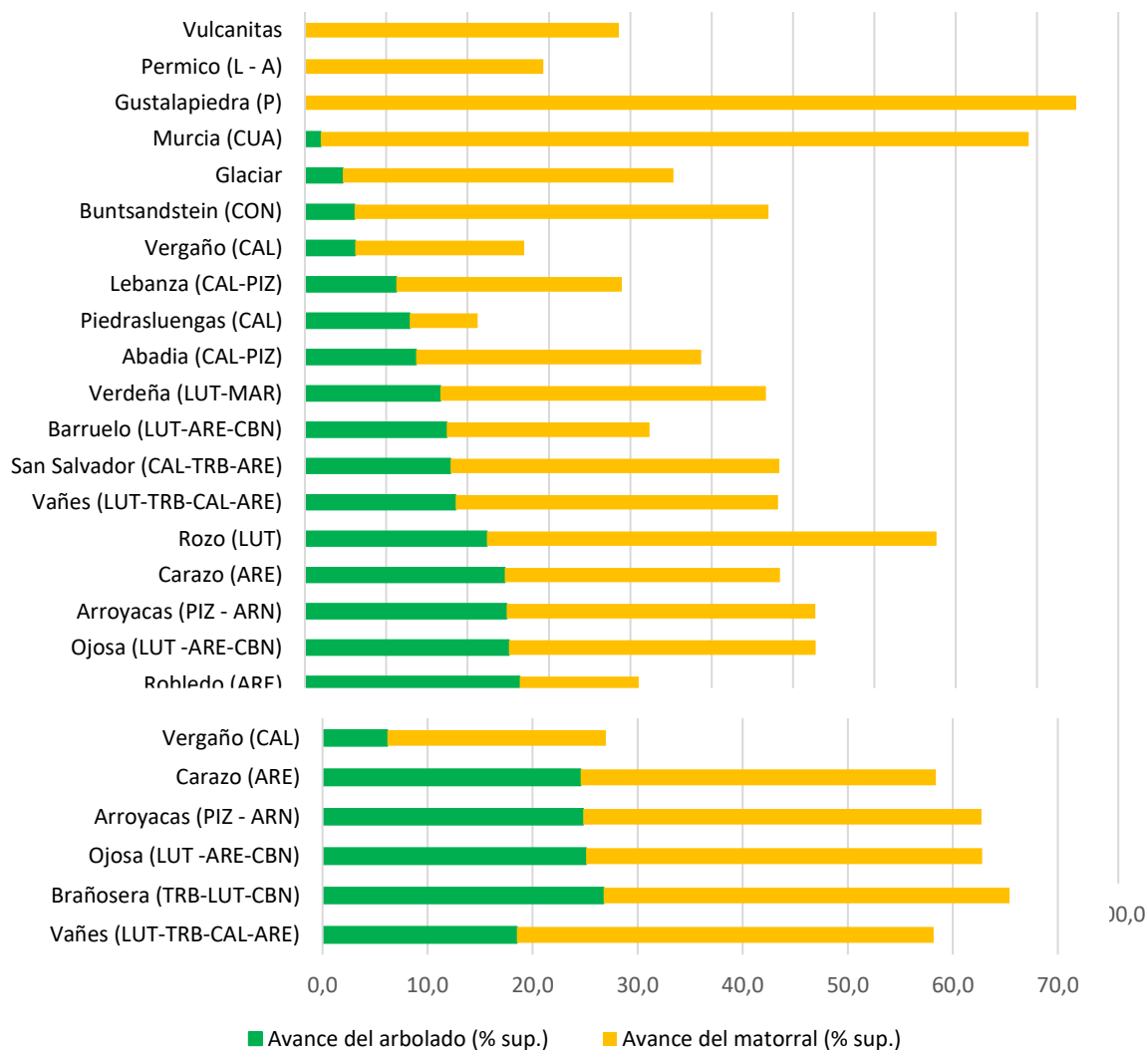


Figura 137. Avance de la vegetación sobre las fms. geológicas que representan al menos un 5% de la superficie total

Se puede establecer una relación entre el avance altitudinal de la vegetación sobre cada formación geológica y la altitud de las formaciones geológicas (Figura 138). El resultado muestra que hay un comportamiento diferente entre el matorral y el arbolado aunque en los dos casos los valores se alinean y denotan que las formaciones geológicas no afectan al desarrollo altitudinal de la vegetación.

El matorral coloniza en altitud de forma directamente proporcional a la altitud de las formaciones geológicas lo que indica un desarrollo normal sin que el sustrato afecte al desarrollo altitudinal. El arbolado por su parte encuentra un límite altitudinal en las formaciones geológicas de mayor altitud, lo cual es lógico. Se puede descartar por lo tanto que la geología tenga un papel relevante en el avance altitudinal de la vegetación.

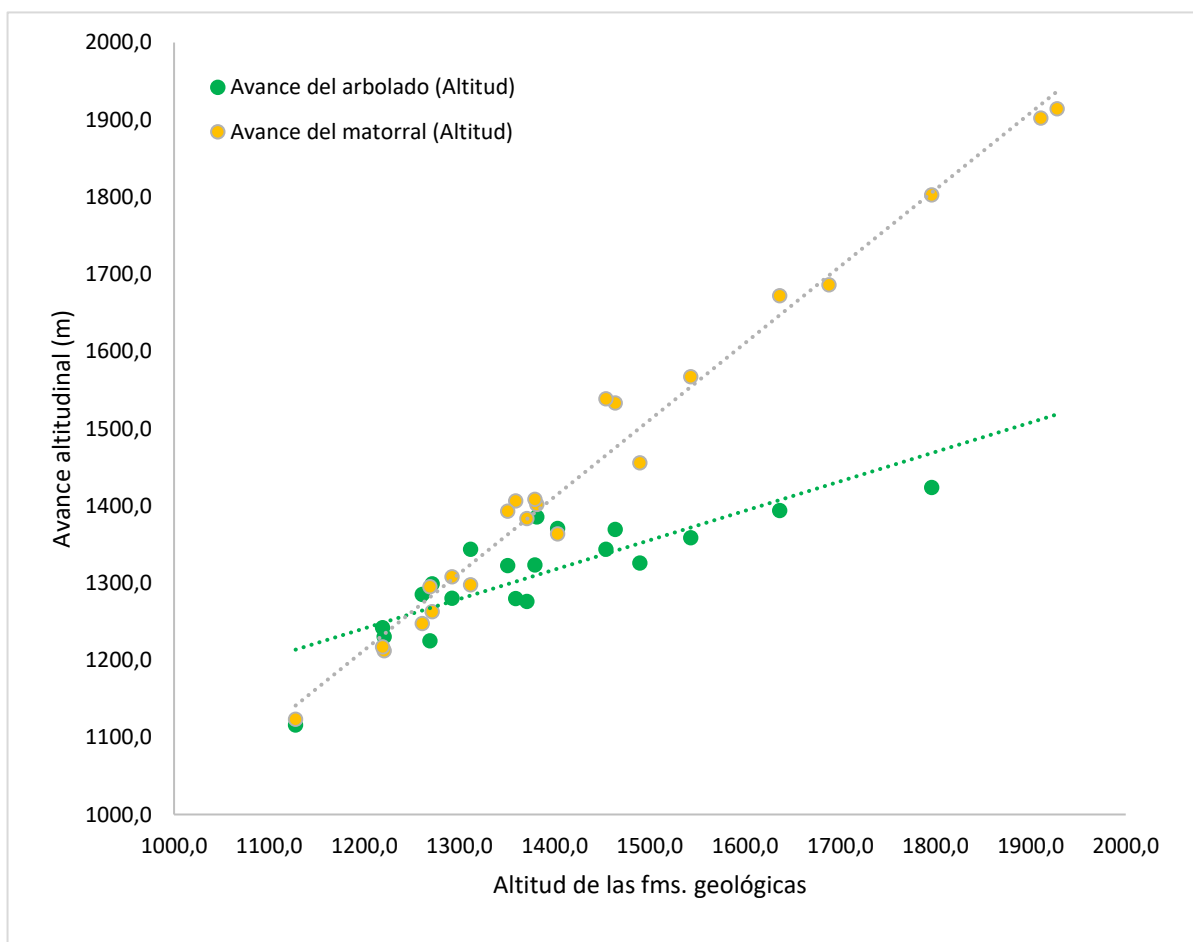


Figura 138. Avance altitudinal de las cubiertas vegetales entre 1956 y 2017 sobre el conjunto de formaciones geológicas de la cuenca

CAPÍTULO V. LA ADAPTACIÓN DEL SER HUMANO AL MEDIO FÍSICO

La pendiente de las diferentes formaciones y la pendiente de las áreas colonizadas por arbolado y vegetación indican exactamente lo mismo que en el caso de la altitud. La geología no determina la distribución de las áreas colonizadas.

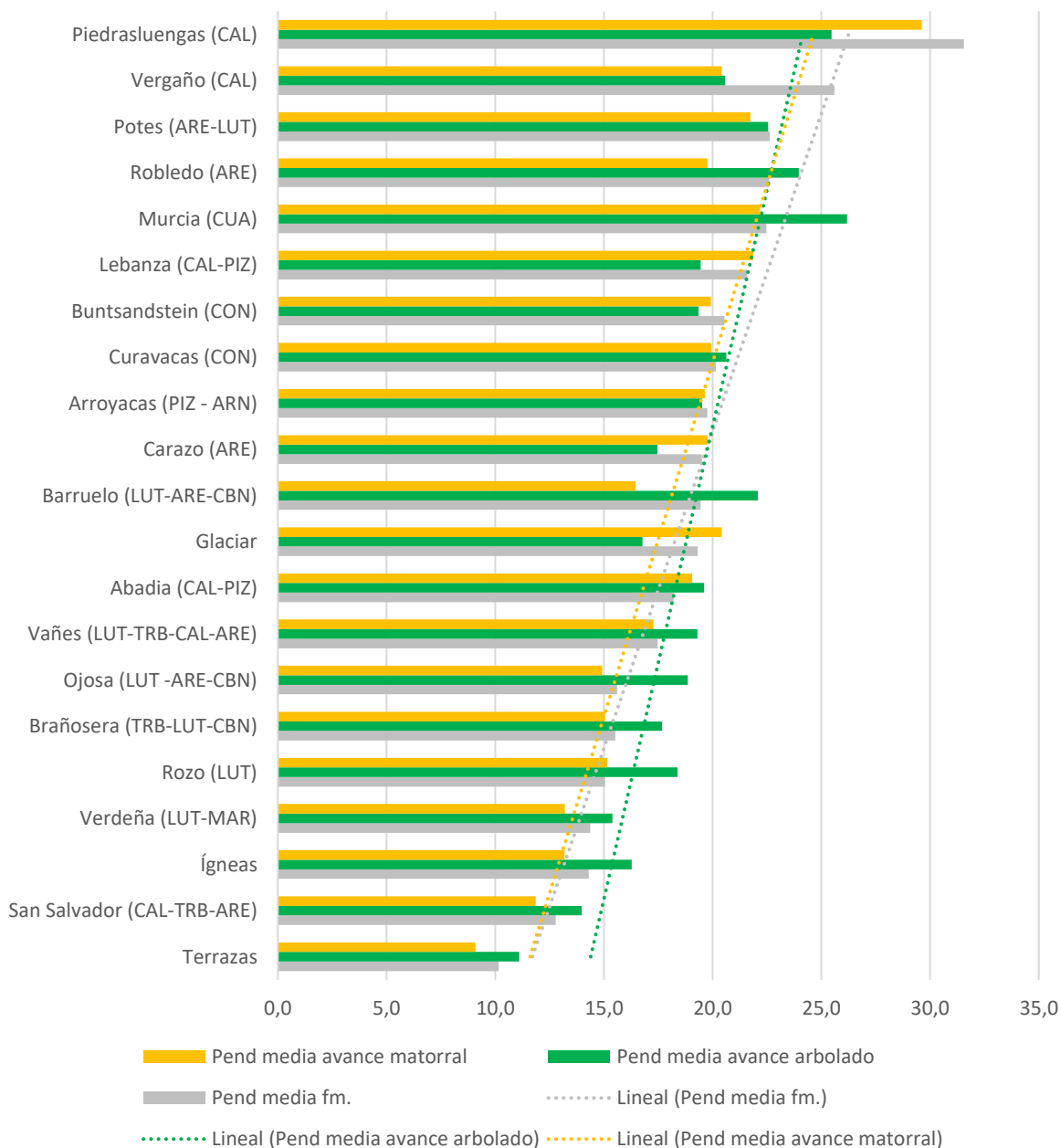


Figura 139. Pendientes sobre las que avanza la vegetación y pendiente de las fms. geológicas del Alto Pisuerga.

5.4.5. Resumen de los cambios sobre las cubiertas inducidos por el ser humano

La impronta sobre el medio físico producida por los seres humanos es muy variada y resultado de un producto histórico, al igual que el paisaje que ha configurado sobre él (García Fernández, 1990; Ortega Valcárcel et al., 2004; Plaza, 2011). Por supuesto la construcción del embalse, con una influencia no solo sobre el emplazamiento sino sobre el nivel de base de los ríos y en consecuencia sobre el modelado aguas arriba. Por otro lado, han sido las minas y sus instalaciones, que incluyen escombreras, encauzamiento de aguas, apertura de pistas y lagunas artificiales contaminadas por metales pesados, otro de los elementos con mayor capacidad morfogenética e impacto sobre las aguas y la vegetación. Finalmente, las laderas han sido modificadas por la construcción de bancales de diferente tamaño, tanto para huertas, cultivos o pastos. La agricultura de subsistencia, la ganadería, la minería, la silvicultura, la caza, la arada, los incendios, la interrupción del flujo de agua y sedimentos, la contaminación o la combinación de estas actividades (o ausencia de ellas) y las tensiones entre ellas han quedado reflejado en el paisaje. Sin embargo, no siempre los cambios ambientales hay que relacionarlos totalmente con la mano del ser humano sino con una combinación de cambios naturales y antropogénicos (Goudie, 2013, p. 303).

Hasta llegar a la situación actual estas transformaciones sobre el medio físico y el paisaje se han sucedido en varias etapas siempre en relación con las relaciones sociales, políticas y económicas internas y externas que se resumen en las siguientes etapas:

1. Primeras huellas de clareo de los bosques Holocenos mediante el uso del fuego.
 - Restos de contenido orgánico negros con descomposición incompleta y suelos con elevado contenido magnético.
2. Asentamiento definitivo en el siglo IX en el que se realiza la apertura definitivas de seles o pastizales en las cumbres con ayuda del fuego, el sobrepastoreo ovino y la extracción de cepos. Topónimos como los Redondos hacen referencia a un tipo de deforestación basada en la creación de campos redondos (Alcalde, 1981).
3. Cultivo y siega continuada
4. Construcción del embalse
5. *Reducción del ganado ovino y abandono de los primeros cultivos*
 - Las primeras parcelas que se abandonan son en las zonas más húmedas y con pendiente. En el primer caso porque el pasto es más abundante y en el segundo caso por las dificultades de trabajar en pendiente.
 - Comenzaría de forma inmediata el avance de las herbáceas, según Molinillo et al. (1997) este proceso duraría unos 10 años. En 1956 se empieza a apreciar una

sustitución de parcelas de cultivo por parcelas de pasto, dado que la carne era más rentable.

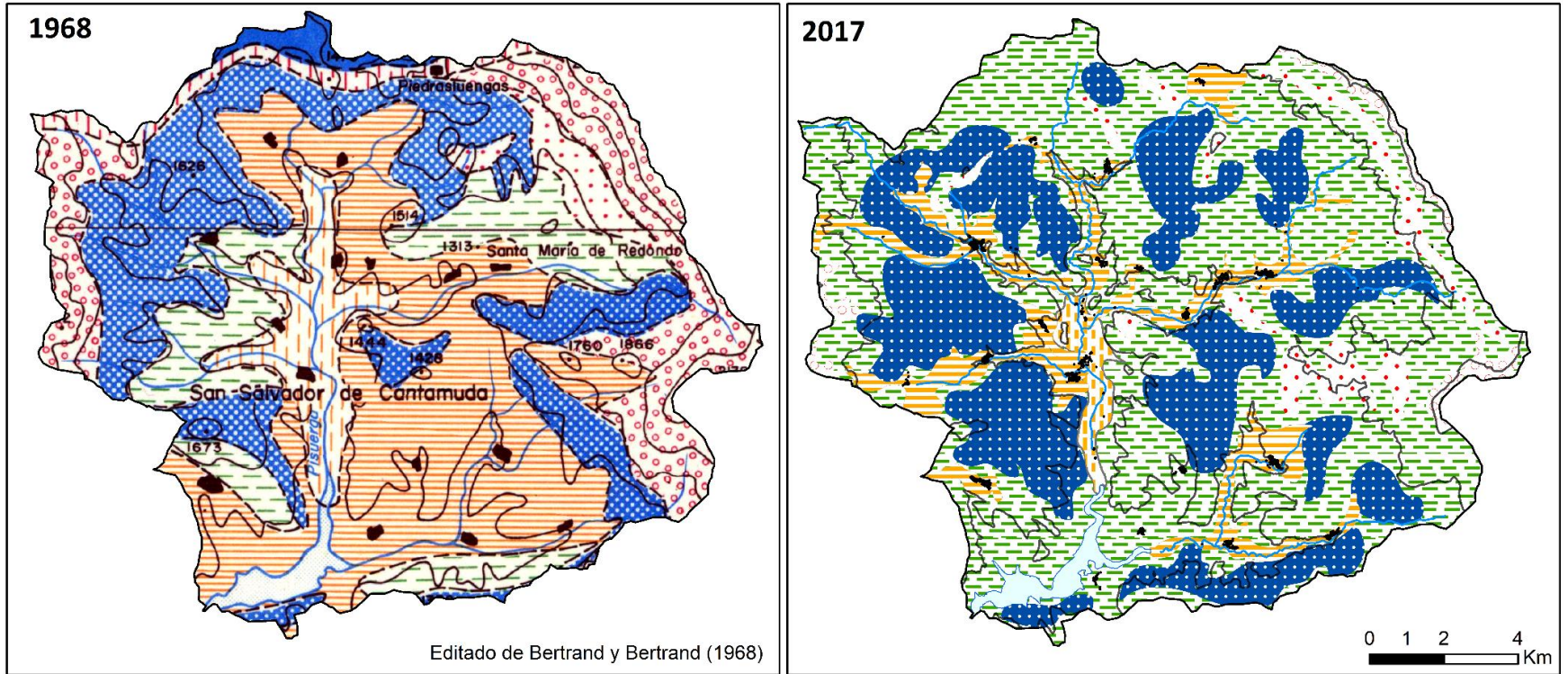
6. Repoblaciones. En el caso del Alto Pisuega solo se han repoblado dos rodales (Consejería de Medio Ambiente, 2002; Santamaría, 2010)
7. Rápido avance del escobar y brezal sobre las primeras parcelas abandonadas.
 - Después del abandono de estos cultivos los nutrientes perduran durante un tiempo (Nadal Tera et al., 2001). Se aprecia una expansión que parte de las lindes hacia el interior de las parcelas haciendo visible una división parcelaria cada vez más oculta.
 - Una idea extendida es que exista una rápida recuperación de suelo tras el abandono (Rey et al., 2007).
 - El abandono de los cultivos afecta a la fauna al disminuir el alimento (Martín Miguel, 2015).
8. Reemplazo del ganado ovino por el bovino y equino.
9. Colonización del brezal de los puertos y avance del robledal sobre las parcelas abandonadas.
10. Constitución del Parque Natural
11. Promoción de las razas autóctonas en peligro de extinción. Se promociona la vaca tudanca y el caballo hispano-bretón que evite el monopolio de la vaca pardo-alpina <https://www.mapama.gob.es/es/ganaderia/temas/zootecnia/razas-ganaderas/razas/catalogo/>.
12. El paisaje forestal actual se encuentra carente de eventos renovadores (fuego, aludes, tala o pastoreo), lo cual hace a las especies cada vez más tolerantes e implica una pérdida de biodiversidad. La evolución fitosociológica del melojar debería facilitar la invasión del roble albar, hayas, avellanos, arces y serbales (Gil Sanchez et al., 2007, p. 96) pero este hecho no se ha producido.

Comparando el mapa actualizado de los geosistemas (Bertrand, 1974) es posible identificar algunos cambios notables respecto a los años 70 (Figura 141). Según esta el Alto Pisuerga viene definido por la unión de un espacio montano atlántico en las laderas orientadas al Norte y como un espacio continental (hoy corregido como mediterráneo) en las laderas orientadas al Sur. Esta clasificación nos permite reconocer en los años 60 hasta 10 geosistemas con características singulares que son el resultado de la acción conjunta sobre la vegetación del clima, el sustrato y la intervención humana. Si habláramos en términos tradicionales de la teoría de Erhart diríamos que la biostasia se ha impuesto sobre la rexistasia y en general sobre la erosión de carácter antrópico y climático.



Figura 140. Antigua pradera colonizada por el aulagar o matorral de genistas en floración. Una formación común para los espacios más degradados.

Sin embargo estas teorías (Bertrand y Bertrand, 1986b) derivadas de las teorías del clímax (Clements, 1936) ya no se utilizan. Hoy sabemos que el medio físico resultante del abandono no tendrá las mismas características que tenía antes del Neolítico en el caso de que todo permaneciera inmóvil durante muchos años más a pesar de su resiliencia (Brunsden y Thornes, 1979). El cambio climático, los cambios atmosféricos, la priorización de unas especies sobre otras, la migración de especies tanto latitudinal como altitudinal o la variación en la geomorfogénesis torrencial, fluvial y periglacial provocará que en ningún caso nos encontremos unos geosistemas preexistentes.



REXISTASIA

Erosión antrópica dominante

Valles amplios vertiente Sur

Cuencas intramontanas vertiente Sur

Erosión climática dominante

Supraforestal silíceo

Supraforestal calcáreo

BIOSTASIA

Equilibrio subclimático

Montaña subhúmeda de vertiente Sur

Equilibrio paraclimático

Valles de vertiente Sur

Figura 141. Los geosistemas según Bertrand y Bertrand (1968) comparando la situación entre 1968 y la actualidad

Con frecuencia se interpreta que la pérdida del paisaje tradicional agrario tiene negativos impactos en la biodiversidad y los ecosistemas (Conti y Fagarazzi, 2005). En concreto sobre la fragmentación o no, en los hábitats para el movimiento de organismos vivos (Turner, 1989). Además, el abandono de los cultivos por la invasión de matorral inflamable puede favorecer el riesgo de incendio y tiene implicaciones hidrológicas y geomorfológicas (Lasanta et al., 2006). También tiene implicaciones sobre la accesibilidad y la conservación del patrimonio cultural (toponimia, caminos, cabañas, sistemas de riego, bancales, cercados, molinos, pueblos...) y por supuesto supone un cambio del paisaje, que sin entrar a valorar su valor subjetivo, iría en contra de la catalogación como paisaje agrario tradicional reconocido por la UNESCO dentro de los paisajes culturales (<http://whc.unesco.org>).

Gómez Sal et al., (1994, p. 28) transmiten la idea generalizada entre los usuarios de los puertos de que un uso insuficiente de los pastos provoca la matorralización. Además, que la transformación de las laderas reciban una carga insuficiente para evitar este proceso. La recuperación de la ganadería intensiva es tomada como la mejor medida frente al crecimiento del matorral por encima de la poda, clareo e incendio (Álvarez Martínez, 1994; Álvarez Martínez et al., 2015, 2016). Aun así hay dudas acerca de si es posible la limpieza del matorral denso solamente mediante la ganadería cuando llega a altos niveles de densidad desprovistos de herbáceas y espacios libres (Molinillo et al., 1997, p. 596), lo que significaría una pérdida de pastos potenciales de montaña que exigirían la roturación y el uso controlado del fuego seguido de la introducción de ganadería en estos lugares. los pastos al bovino, más estático y gregario y con mayor tendencia a las zonas bajas incide en que

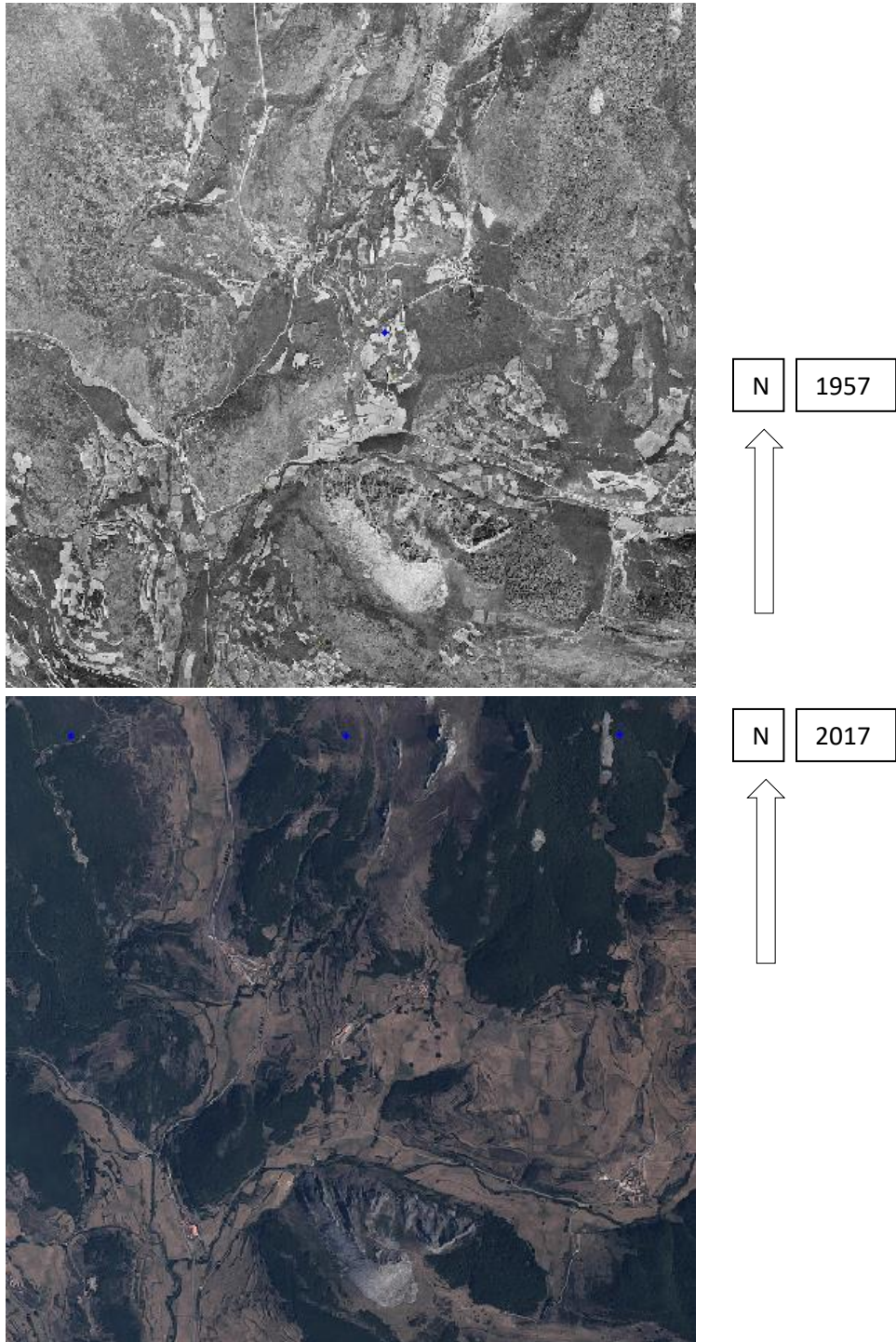


Figura 142. Comparación de fotogramas aéreos del sector de Peña Tremaya. Se aprecia como las parcelas de cultivo desaparecen convertidas en pastos y matorral, los bosques se consolidan.

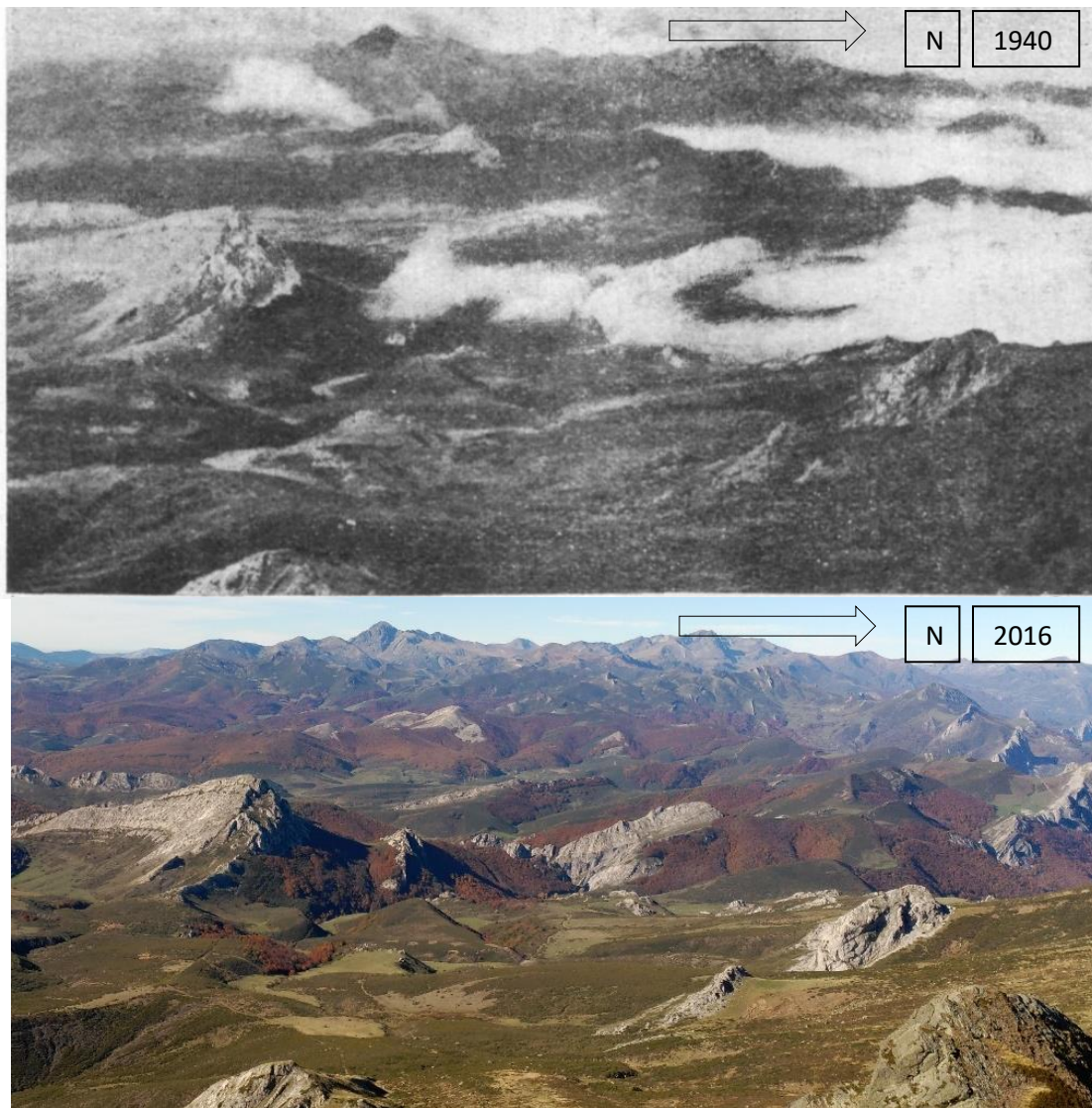


Figura 143. Vista de Peña Abismo y del sector septentrional de la cuenca entre 1939 (Hernández-Pacheco, 1944) y 2016. En la actualidad se aprecia una densificación del matorral.

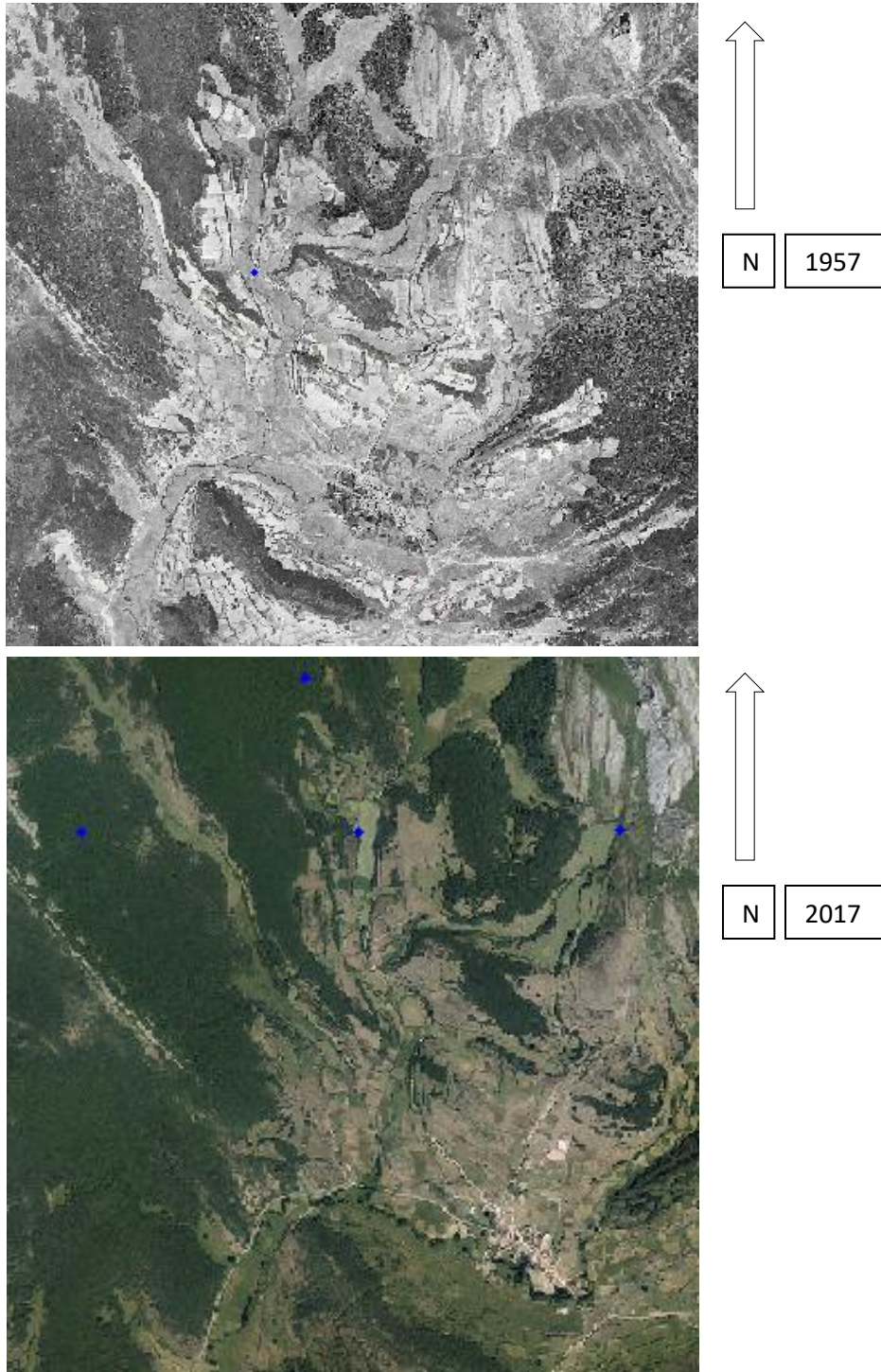


Figura 144. Se comparan dos fotogramas aéreos del sector de Celada de Robledo. La conversión de las parcelas de cultivo en pastos alrededor de la localidad es total. En los lugares más lejanos las parcelas son ahora matorral. Los bosques se han densificado.

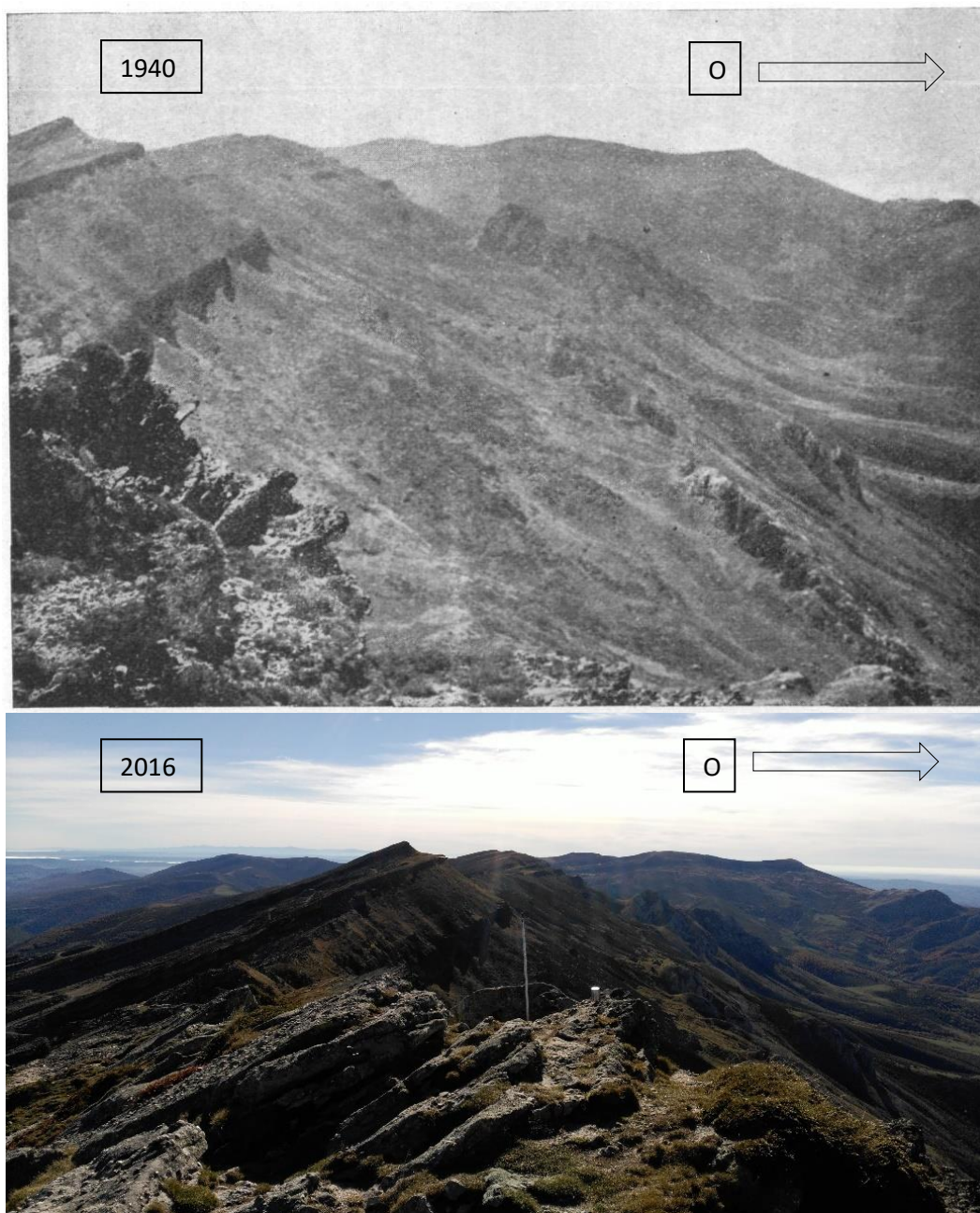


Figura 145. Vista del cuchillón desde Tres Mares entre 1942 (*Hernández-Pacheco, 1944*) y 2016. Se aprecia el frente y el dorso escarpado de la cresta estructural monoclinial de Sierra Labra. Se puede advertir un avance del matorral sobre el frente hasta casi la cornisa.



Figura 146. Imágenes de Peña Tejedo en 1980 y en 2016. La primera imagen ha sido cortesía de Santiago Gutiérrez Cortés. En ella no se aprecian grandes cambios, esto refrenda el hecho analizado de que a partir de la década de los 80 la expansión del bosque y del matorral se ha detenido.

CAP. VI. LA HIDROLOGÍA Y LA VARIABILIDAD DEL CLIMA ACTUAL



Figura 147. Vista del embalse de Requejada desde la presa. Al fondo Sierra Labra, cabecera del río Pisuerga.

Las áreas de cabecera poseen una importancia fundamental en la gestión de recursos hídricos (Vicente Serrano et al., 2014) y dado que no suele haber aprovechamientos intensivos de agua se puede analizar su comportamiento con ayuda de los embalses. Obviamente la disponibilidad de agua en la cuenca es consecuencia de la combinación de las diferentes variables climáticas, precipitación, temperaturas, estado del agua precipitada y su distribución, etc., pero también la actividad humana tiene su impacto en el caudal a través del cambio de usos del suelo, carga sedimentaria o conectividad del sistema fluvial (Brown et al., 2016). Es común que se hable de que ligeras variaciones en la precipitación producen grandes cambios en la escorrentía (Goudie, 2006). En el mediterráneo estiman que con 1°C de calentamiento y una pérdida del 5% de las precipitaciones se podrían perder entre el 5 y el 17 % de los recursos hídricos (Iglesias et al., 2005).

La influencia de los usos de suelo sobre la escorrentía ya era contemplada a mediados de siglo XX, e.g. Cailleux (1948) estimaba un descenso de esta provocado por la deforestación de las cubiertas forestales en paisajes templados y húmedos. Este asunto ya fue sobradamente demostrado en cuencas experimentales de detalle, e.g. Gallart y Llorens (2001), López Moreno et al. (2014b) o mediante modelos a escala global, e.g. Good et. al. (2015) estiman que aproximadamente el 38% de las aguas superficiales no escurren hasta los océanos. Desde un punto de vista más teórico, e.g. Bruijnzeel (2005) indica que tras la deforestación la escorrentía puede incrementarse hasta un 30%.

Esta combinación de factores puede estar detrás de cómo iremos viendo una reducción de las aportaciones a la cuenca del Duero que preocupa a la CHD y que se ha plasmado en el proyecto de revisión del Plan hidrológico de la parte española de la cuenca del Duero (2015-2021) en el que sitúan la disminución en un 10,1% en el período 1980/2006 respecto al período 1940/2006 y según algunas proyecciones (Dirección General de aguas, CEDEX, 2010) se atribuye el total del descenso a la variabilidad del clima conlleva a una reducción del 7% en el año 2033.

3.3. Evolución de las variables climáticas

3.3.1. Las precipitaciones

La preocupación por las precipitaciones en la península Ibérica contrasta con los datos registrados por las estaciones meteorológicas de segundo orden (Figura 148 y Figura 149) para toda la serie histórica. Es habitual que se proyecte un descenso de precipitaciones paralelo al incremento de temperaturas (Huntington, 2006) pero en este caso no es un hecho tan evidente.

En general las precipitaciones han estado marcadas por la dinámica atmosférica asociada a la oscilación del Atlántico Norte (NAO) pero que a escala detallada puede ser el resultado de algunas contradicciones (Sáez de Cámara et al., 2015).

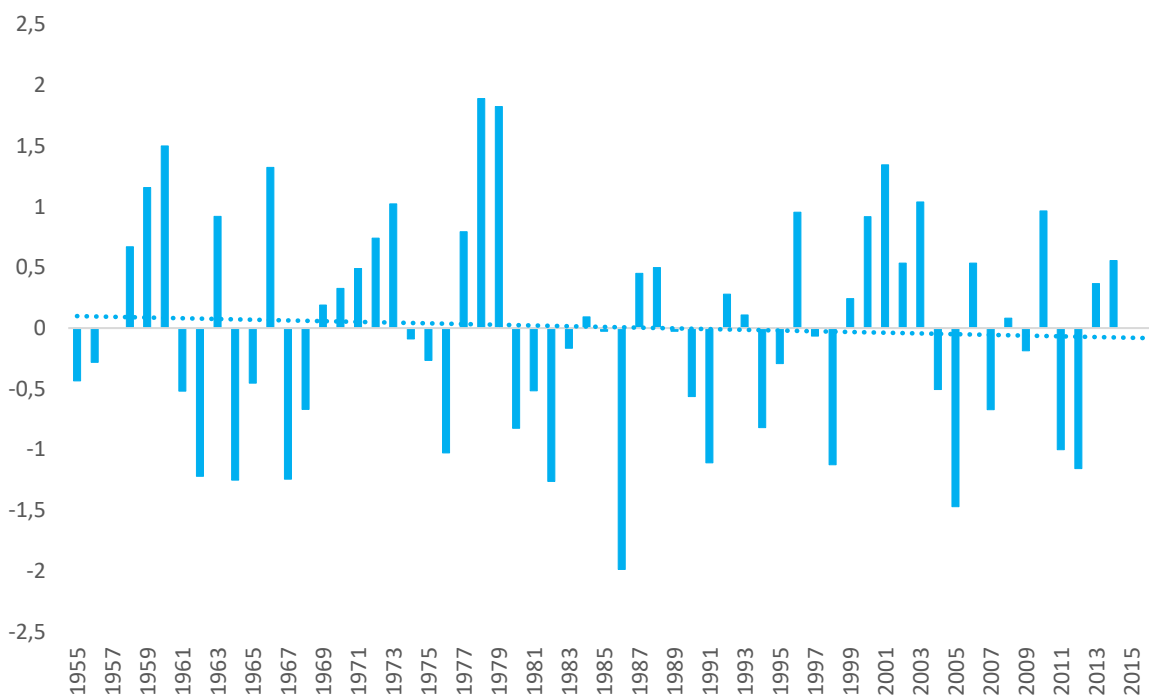


Figura 148. Evolución regionalizada de las anomalías de precipitaciones del Alto Pisuerga

En el Alto Pisuerga durante los **años 50 y 60** las precipitaciones son muy irregulares sin tendencia aparente. En 14 años se suceden de forma intermitente 8 años con anomalías negativa y 6 positivas, siendo solo tres años consecutivos positivas y dos años consecutivos negativas.

La **década de los 70** fue la más húmeda de la serie pues 7 de los 10 años presentan anomalías positivas, en concreto a final de la década se encuentran las mayores anomalías de la serie (1978 y 1979). Tan solo 3 años tuvieron anomalías negativas, dos de los cuales fueron casi nulas.

En los **años 80** predomina la escasez de precipitaciones pues solo 3 de los 10 años hubo anomalías de precipitación positivas y poco relevantes. 1986 fue el año más seco de la serie y entre 1980 y 1983 se vivieron sucesivas anomalías negativas. Se puede considerar la década más seca junto a la de los años 90.

La **década de los 90** también es extremadamente seca con 6 de los 10 años con anomalías negativas intensas. Solo en 1996 hubo precipitaciones relevantes mientras que en 1988, 1991 y 1994 las sequías fueron claras.

El cambio de siglo y los primeros **años del 2000** significaron un cambio de tendencia hacia un aumento de las precipitaciones y una sucesión de 5 años con anomalías positivas desde 1999. En esta década fueron más los años húmedos a pesar de que 2005 fue extremadamente seco.

Los **últimos años** han estado marcados por la irregularidad con anomalías positivas y negativas muy marcadas.

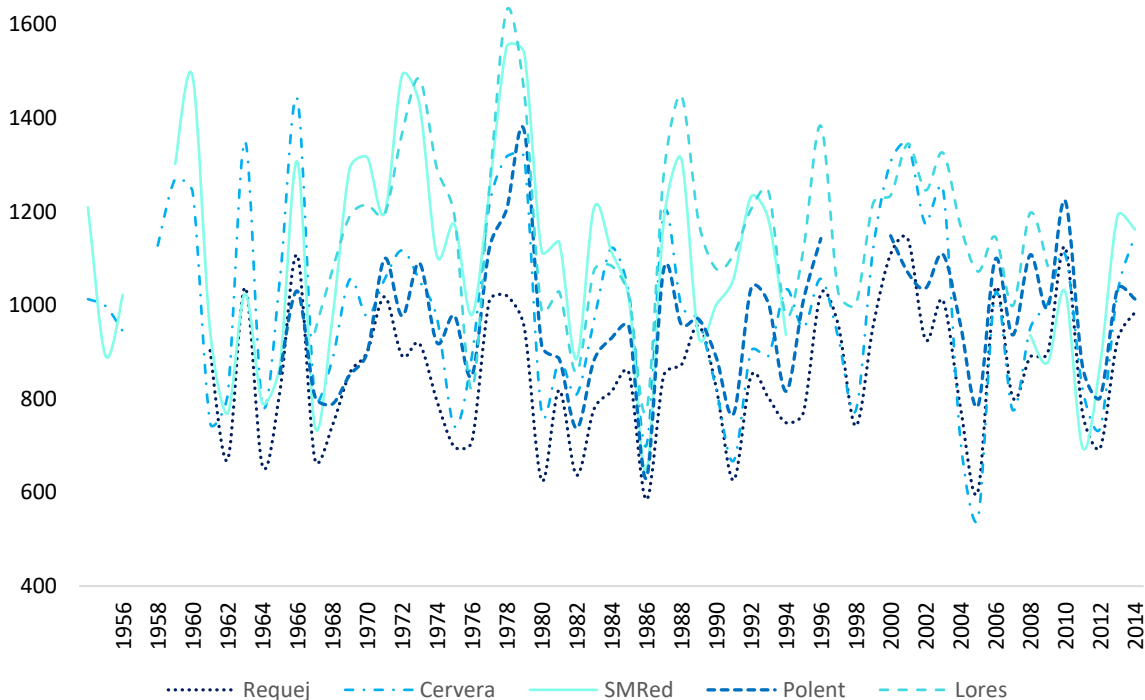


Figura 149. Evolución de las precipitaciones (mm)

CAPÍTULO VI LA HIDROLOGÍA Y LA VARIABILIDAD DEL CLIMA ACTUAL

En conjunto no se aprecia una tendencia clara en las precipitaciones, sino una serie de períodos marcados de orden decenal con un comportamiento diferente. De hecho, en la actualidad, durante el último decenio los volúmenes son muy similares a los de la década de los 50. La década de los años 60 y 70 sí que supusieron un incremento claro en el volumen precipitado, que cayó drásticamente en los años 80 y más aún en los 90. Sin embargo, la tendencia en los últimos 15 años ha sido positiva.

Se puede concluir que el comportamiento de las precipitaciones ha venido marcado por 4 períodos clave.

- a) Estabilidad hasta los 70 sin una clara tendencia
- b) Década de 1970 muy húmeda
- c) Décadas de 1980 y 1990 muy secas
- d) Irregularidad sin tendencia clara hasta la actualidad. Las precipitaciones en el Alto Pisuegra han seguido un comportamiento desigual

3.3.2. Las temperaturas

A diferencia de las incertidumbres sobre la evolución de las precipitaciones, la evolución de las temperaturas a todas las escalas ha sido mucho más clara y siempre en alza (De Castro et al., 2005; Barros et al., 2014; Field et al., 2014; Ortega y Morales, 2015). La evolución de las temperaturas medias anuales en conjunto para el Alto Pisuerga (Figura 150 y Figura 151) ha pasado por diferentes fases muy marcadas:

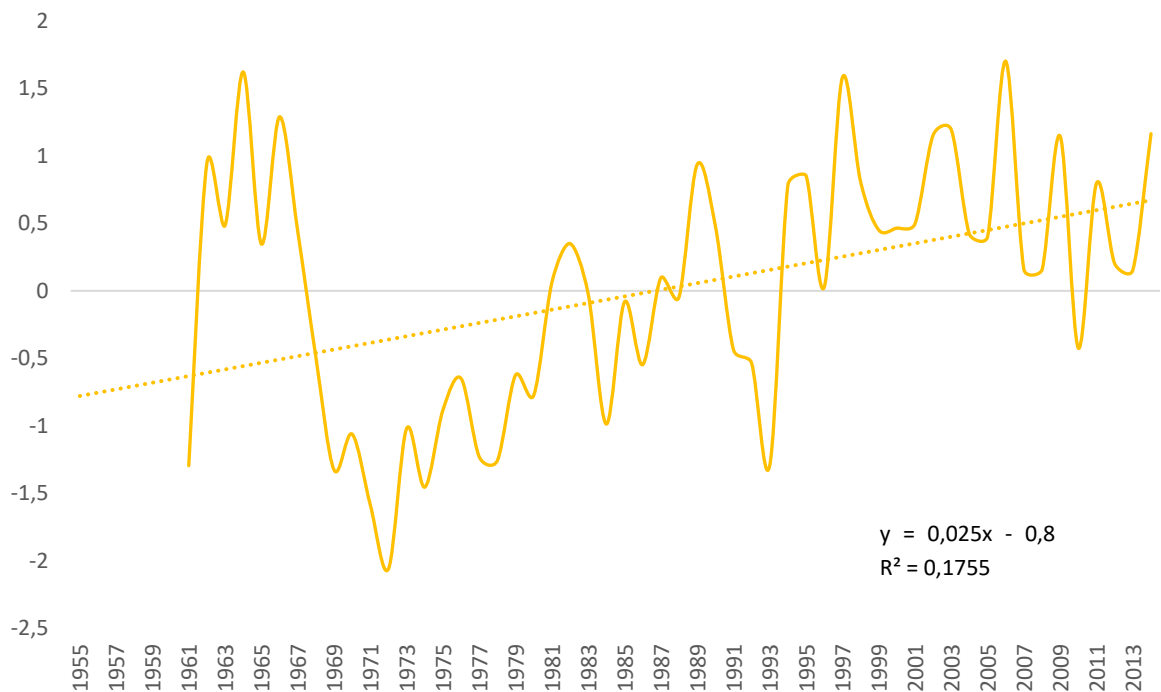


Figura 150. Evolución regionalizada de las anomalías de temperatura media anual en el Alto Pisuerga

- La década de los 60 fue especialmente cálida, tanto como el período actual con temperaturas muy destacadas respecto a los años siguientes. Se alcanzó el segundo valor más alto de la serie en 1964 y el cuarto en 1966.
- A comienzos de la década de los 70 al contrario, las temperaturas se desploman, un hecho que comienza a producirse a partir de 1968 y que mantiene bajas las temperaturas hasta el final de la década. El mínimo absoluto de la serie se alcanza en 1972 y el segundo valor más bajo en 1974.
- A comienzos de los 80 se produce un incremento térmico destacado que inicia un ascenso continuo de las temperaturas hasta el final de siglo a excepción de los mínimos relativos de

CAPÍTULO VI LA HIDROLOGÍA Y LA VARIABILIDAD DEL CLIMA ACTUAL

1992 y 1993. El máximo de estas dos décadas se alcanza en 1997, el tercer registro más cálido de la serie.

- d) A partir del cambio de siglo la tendencia ascendente de la serie parece haberse frenado e incluso se aprecia un incipiente descenso. No obstante conviene señalar que en 2005 es el año más cálido de toda la serie. Se puede interpretar por lo tanto que los últimos años han venido marcados por fuertes diferencias interanuales.

En general las temperaturas han aumentado siguiendo un gradiente de $0,023\text{ }^{\circ}\text{C/año}$ que entre 1961 y 2014 supone un aumento de $1,325\text{ }^{\circ}\text{C}$. Este ascenso fue más acusado en el período 1970-2000 en el que se produjo un ascenso de $1,5^{\circ}\text{C}$. Es especialmente acusado el ascenso en la estación del embalse de Requejada en los años 80 y 90 (Figura 151) y tiene relación como veremos con la falta de nieve y la reducción de la escorrentía.

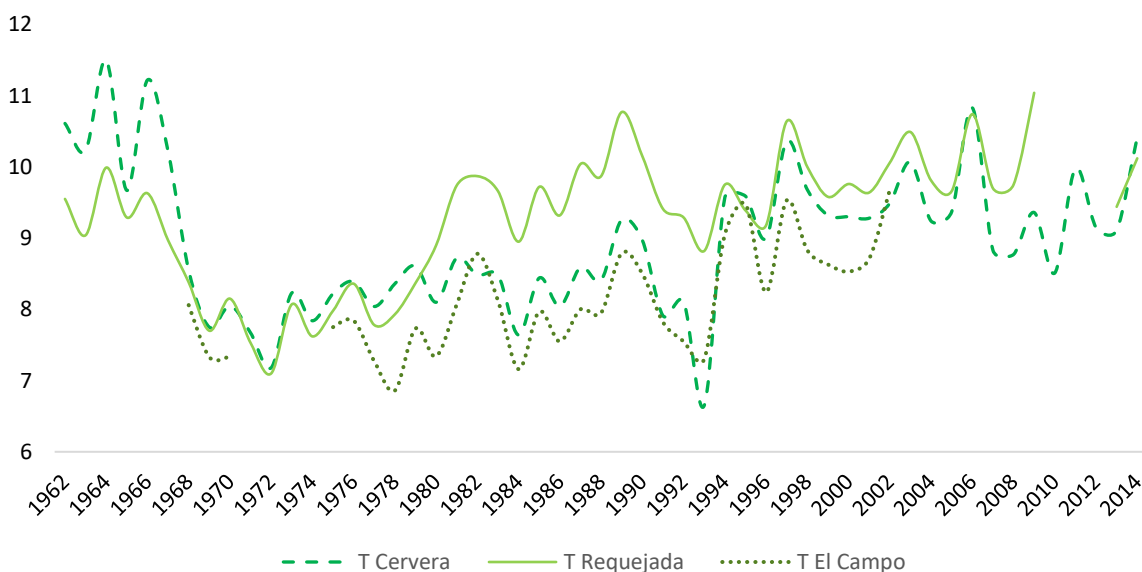


Figura 151. Evolución de las temperaturas medias ($^{\circ}\text{C}$)

Además de las temperaturas medias es importante conocer la evolución de las temperaturas extremas ya que pueden inducir otros cambios. La tendencia de la serie de temperaturas máximas (Figura 152) (Tmax) se puede dividir en tres períodos clave.

- Década de 1960. Tmax muy elevadas y estables en torno a 35°C.
- 1970-1985. Descenso de Tmax marcado por la irregularidad con 2 máximos relativos y 2 mínimos absolutos de la serie.
- 1985 hasta hoy se mantiene una estabilidad en torno a los 33°C.

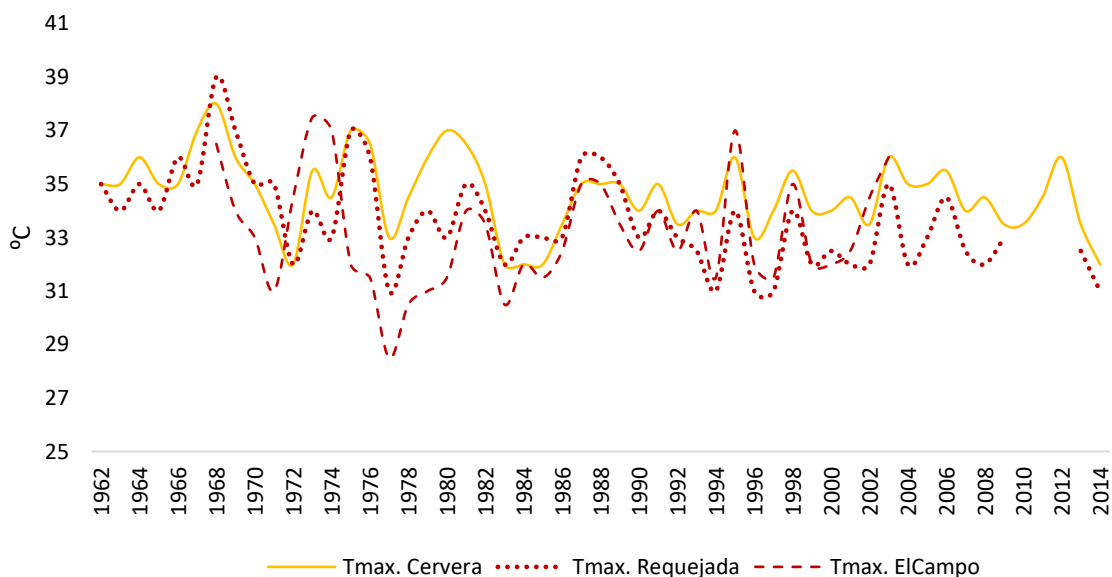


Figura 152. Evolución de las temperaturas máximas

La media anual de las temperaturas máximas diarias marca su mayor registro absoluto en 1968 (37°C) y el mínimo absoluto en 1971 (31°C). El comportamiento general comparado con las temperaturas medias indica que estas responden bien a los descensos de la Tmax (años 70) pero no responden de forma tan clara a los ascensos de Tmax (años 80 y 90).

CAPÍTULO VI LA HIDROLOGÍA Y LA VARIABILIDAD DEL CLIMA ACTUAL

La evolución de las temperaturas mínimas (Tmin) se puede interpretar en 5 fases (Figura 153):

- Hasta 1970 no se aprecia una tendencia clara. Las Tmin varían entre -18 y -11°C en Requejada.
- Al comienzo de la década de los 70 se produce un hundimiento de las temperaturas mínimas alcanzando registros extremos de hasta -25°C, el mínimo absoluto de la serie.
- El resto de la década de los 70 las temperaturas mínimas se moderan hasta el comienzo de los años 80.
- Después de las mínimas más bajas en 1986, el resto de los años 80 y toda la década de los 90 las mínimas se elevan de forma continuada.
- A partir del 2000, no se aprecia una tendencia clara y si una alta irregularidad con tres máximos relativos y dos mínimos relativos.

En comparación, las temperaturas medias responden al alza con incrementos en las Tmin (años 80 y 90) pero no está tan claro con descensos de Tmin (años 70).

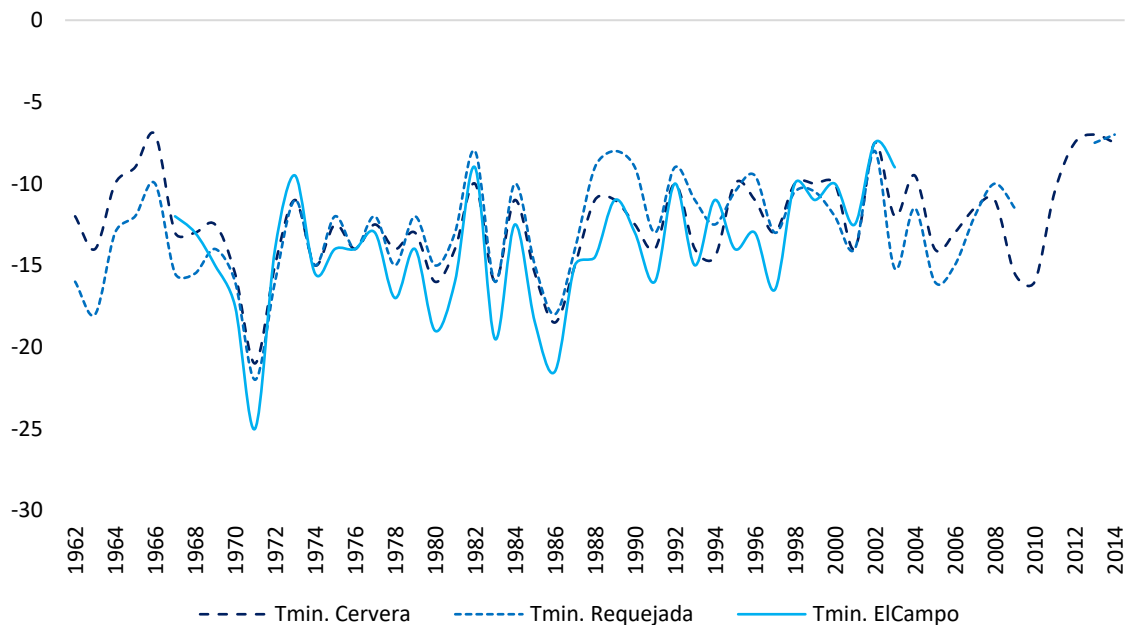


Figura 153. Evolución de las temperaturas mínimas

3.3.3. Índice de sequía

Se han analizado las precipitaciones y las temperaturas conjuntamente a través del índice de severidad de sequía *Standardized Precipitation Evapotranspiration Index* (SPEI) para evaluar de forma estandarizada si se han producido períodos largos de sequías o excedentarios. Este solo ha sido posible aplicarlo a las estaciones más cercanas con datos apropiados para este índice (Requejada y Cervera) (Vicente Serrano, 2012) (Figura 154).

Durante casi 50 años no se aprecia una tendencia clara alternándose períodos secos con húmedos que requiere un análisis por períodos:

- Los años 60 están marcados por una irregularidad del índice, con valores positivos más acusados en la estación de Requejada y algo más negativos en la estación de Cervera. Destaca por tener un índice más elevado en ambas estaciones el año 1966 y muy bajo en 1964.
- En la década de 1970 dominan los períodos sin sequías a excepción del período comprendido entre 1974 y 1976. Al igual que muestran las precipitaciones es una década especialmente húmeda.
- El comienzo de los años 80 es un período húmedo, especialmente en la estación más cercana a la cuenca (Requejada). A partir de entonces se alternan años secos y húmedos.
- La primera mitad de los años 90 no presenta un predominio claro de períodos húmedos y secos, algo que sí se parecía en la segunda mitad de la década, especialmente en Requejada, no tanto en Cervera.
- El incremento de las sequías de la segunda mitad de los 90 continúa en los primeros años del siglo XXI hasta el 2005. Después se suceden dos años marcadamente húmedos y un período de irregularidad sin tendencia clara.

CAPÍTULO VI LA HIDROLOGÍA Y LA VARIABILIDAD DEL CLIMA ACTUAL

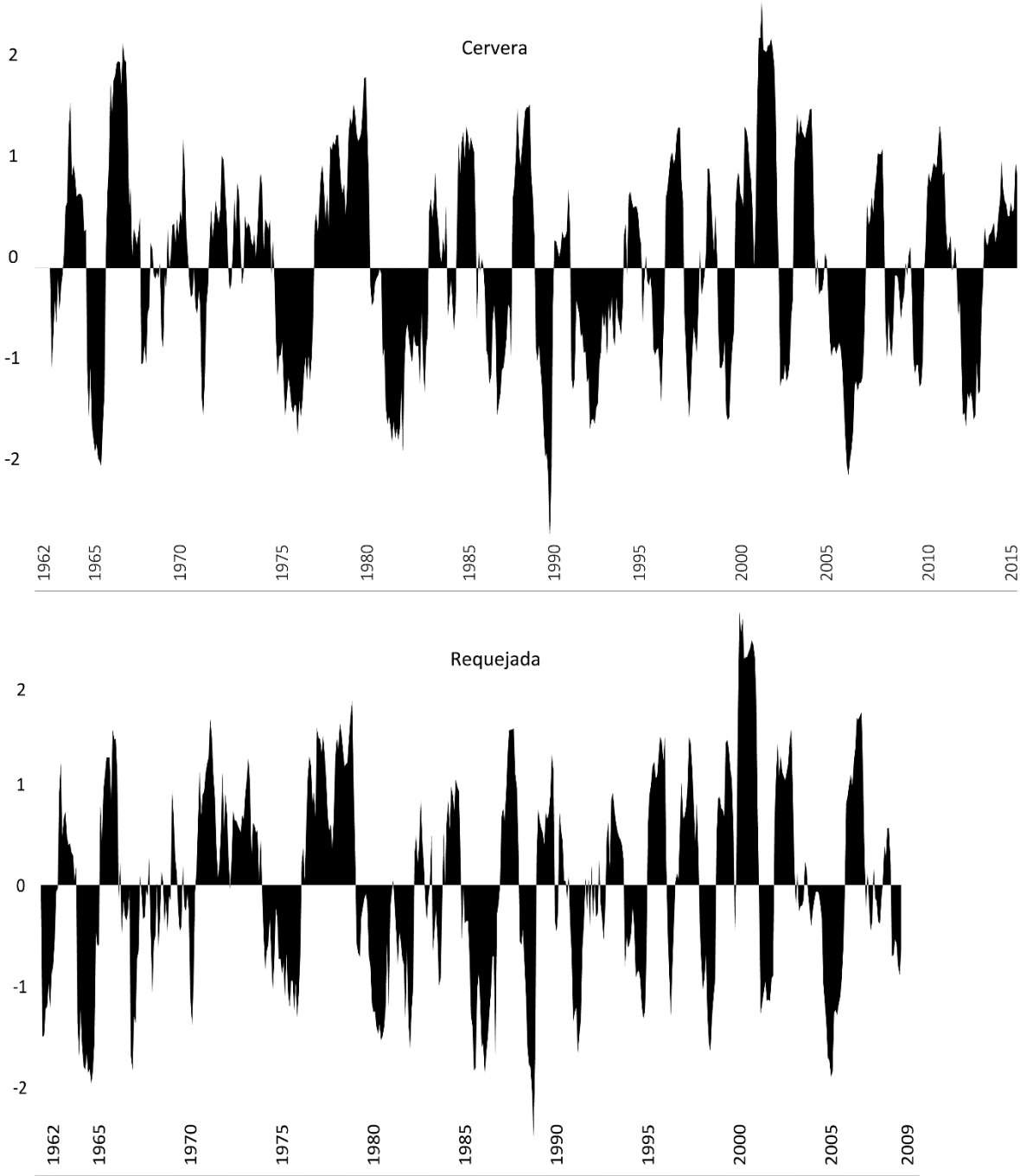


Figura 154. Índice de sequía SPEI para periodos de 12 meses en las estaciones de Cervera y Requejada

6.1.4. Variables climáticas vinculadas al frío

6.1.4.1. Las nevadas



Figura 155. Imagen Landsat de una nevada sobre el centro de la Cordillera Cantábrica donde se aprecia la influencia de las características topoclimáticas sobre el manto nival.

Las nevadas como hemos visto en las morfologías desarrolladas en el capítulo IV son los principales agentes modeladores de toda la cuenca. Su evolución desde mitad de siglo es complicada analizarla porque apenas hay registros. Los modelos llegan hasta los años 80 realizados en base a imágenes de satélite y medidas de espesor puntuales y en este caso el único nivómetro de la cuenca solo ha emitido datos desde 2008 con algunos períodos de errores. Sabemos por las referencias históricas del capítulo V que las nevadas han sido muy copiosas, especialmente durante la PEH³⁴, y ayudadas por la barrera formada por la Sierra Labra, pero muy sujetas a la irregularidad y formación de coladas árticas y polares. Se han dado recientemente episodios de nevadas extraordinarias en los inviernos de 2008, 2015 y 2018 pero también inviernos sin apenas nieve como 2016 y 2017.

³⁴ En un bloque de la iglesia de Camasobres se recuerda que en 1713 la nevada tuvo un espesor de 12 varas castellanas (unos 10 metros aproximadamente). Se añade que no paró de nevar desde el 16 de febrero hasta el 29 de abril (De Lózar, 2015). En el catastro de Ensenada en el apartado de los barrios de Redondo se afirma “... para la molienda de los dueños (de los molinos) ... solo la mitad del año por la escasez de agua...no muelen a causa de helarse todo el arroyo por la mucha nieve que cae en este país...”. También se afirma que el pueblo es completamente comido por la nieve y que en los huertecillos no se halla ningún frutal debido a lo frío y nevoso del país

CAPÍTULO VI LA HIDROLOGÍA Y LA VARIABILIDAD DEL CLIMA ACTUAL

La evolución de los días con precipitación en forma de nieve (Figura 156) permite orientarnos sobre la persistencia de las nevadas ya que como se aprecia en las tres últimas décadas estos días de nieve se ajustan al equivalente en agua de la nieve obtenido mediante el Factorial Snow Model 1.0 (Alonso González et al., 2018) y el nivómetro de Valdecebollas (Figura 157 y Tabla 35).

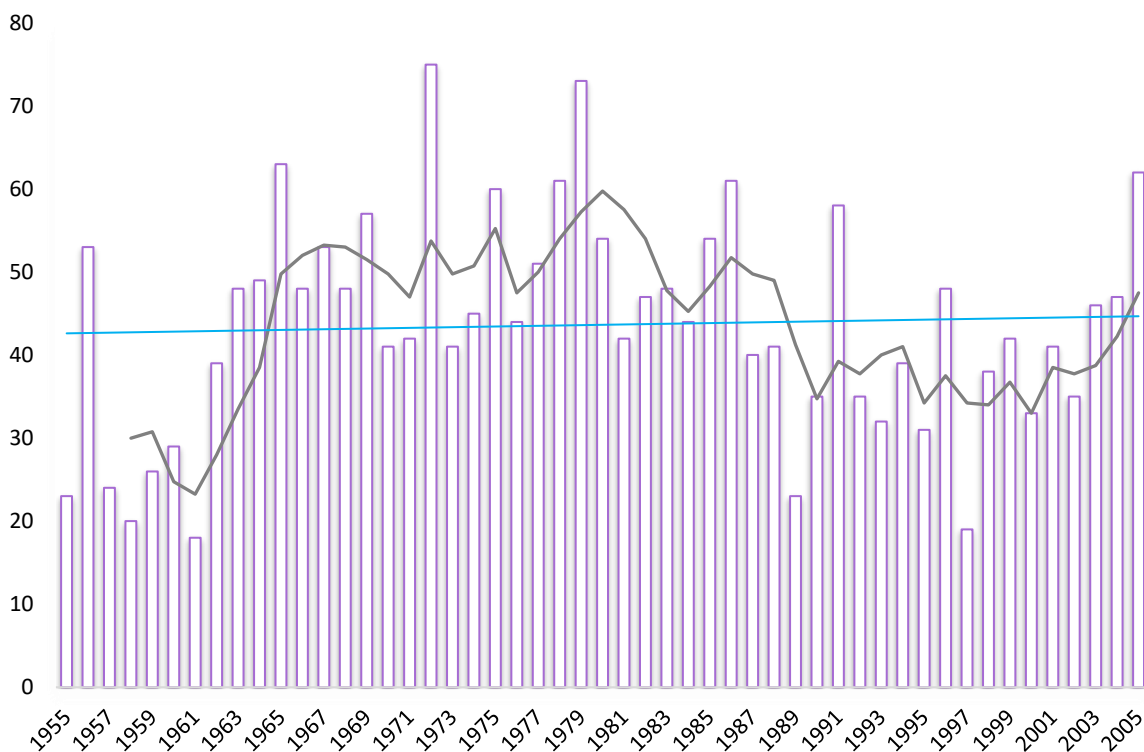


Figura 156. Evolución de los días con nevadas en la estación de Stª M.ª de Redondo entre 1955 y 2006. Incluye media móvil a 4 años.

Hay 4 fases en la serie de días de nieve en la estación de Redondo (Figura 156). Estos días se anotan en función de que se produzca precipitación en forma de nieve en algún momento del día:

- 1955-1962. Período con un promedio de 29 días de nieve al año y con una irregularidad entre 20 y 53 días.
- 1963-1986. El período con más nevadas con 52 días de nieve al año de media que oscilan entre los 75 días de 1972 y los 42 de 1969 y 1973.
- 1986-1997. En este período los días de nieve se reducen hasta una magnitud similar al primer período con registros con un promedio de 36 días de nieve, con una variación entre los 58 de 1991 y los 19 de 1997, que es el mínimo absoluto de la serie.

- 1998-2005. Se incrementan los días de nieve con un promedio de 43 días de nieve con un mínimo relativo en el 2000 con 33 y un máximo relativo en 2005 con 62.

El último período hasta 2017 después de interrumpirse la lectura de la estación está marcado por una intensa irregularidad entre años muy copiosos y años sin apenas nevadas (Figura 157).

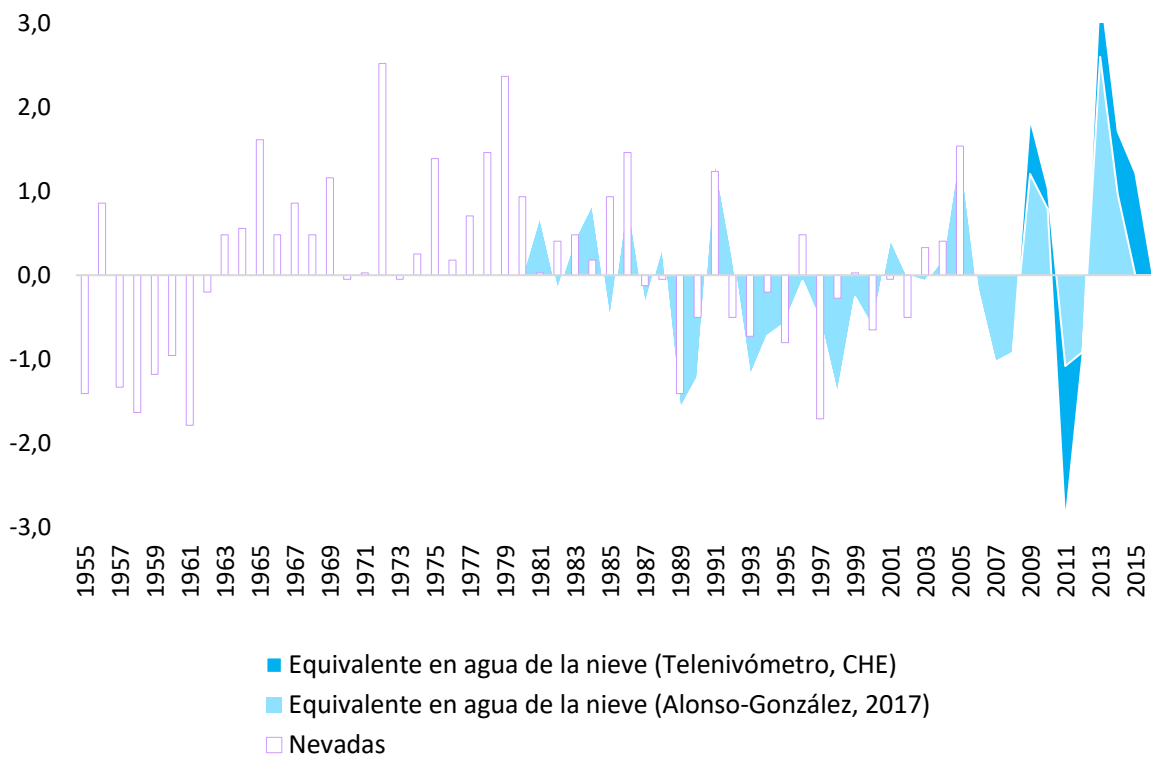


Figura 157. Comparación de los datos nivales obtenidos por diferentes métodos

En general los días de nieve al año se ajustan relativamente bien a la evolución de las temperaturas medias en cuanto a los descensos de las nevadas en los años 60, 80 y 90 y el incremento de estas en los años 70 y en menor medida en el siglo XXI.

CAPÍTULO VI LA HIDROLOGÍA Y LA VARIABILIDAD DEL CLIMA ACTUAL

Tabla 35. Evolución anual de las variables relacionadas con las nevadas y el manto nival

Año	Nevadas	SWE (Alonso)	SWE (Teleniv)	Espesor medio (cm) (Teleniv)	^{35%} Área nevada	Espesor medio (cm) (Alonso)
1981	42	133,3				0,35
1982	47	83,2				0,22
1983	48	118,17				0,32
1984	44	141,12			0,06	0,40
1985	54	62,43				0,19
1986	61	146,65			0,00	0,40
1987	40	73,2			0,19	0,23
1988	41	113,55				0,29
1989	23	5,1			0,29	0,03
1990	35	26,1			0,32	0,11
1991	58	170,97				0,44
1992	35	106,59				0,29
1993	32	26,67				0,09
1994	39	53,65				0,15
1995	31	61,99				0,17
1996	48	89,97				0,29
1997	19	63,1				0,15
1998	38	14,1				0,06
1999	42	79,13			41,98	0,23
2000	33	58,93			14,55	0,15
2001	41	117,91			4,33	0,31
2002	35	93,38			0,26	0,23
2003	46	89,63			0,00	0,26
2004	47	104,63			8,10	0,30
2005	62	178,69			1,90	0,47
2006		84,93			1,59	0,22
2007		36,22			2,11	0,13
2008		42,37			21,49	0,15
2009		196,97	1793,5	8,9	0,44	0,47
2010		151,11	2033,4	50,0	0,60	0,40
2011		33,68	1089,9	12,0	0,62	0,10
2012		43,13	2158,2	46,6	0,10	0,15
2013		237,73	2664,5	80,0	7,92	0,62
2014		146,87	2617,3	118,9	11,34	0,34
2015			2887,5	74,6	0,61	
2016				44,5	0,87	

³⁵ Los cálculos de área innivada mediante satélite Landsat no son válidos pues no son suficientes para correlacionarlos con el resto de los datos. Mediante modelo ASTER, Arenillas et al. (2008) han calculado una superficie innivada media entre 1984 y 2008 de 548 km² y una cota media de 1.228 m para la cuenca alta del Pisuerga con base en Aguilar

3.3.3.1. El régimen térmico de suelos en la alta montaña

El estudio térmico de los suelos permite estudiar los procesos periglaciares además de ser un buen indicador del clima y de las características del manto nival (Zhang, 2005; French, 2007; Ballantyne, 2018) particularmente en las montañas peninsulares (Vieira et al., 2003; Andrés y Palacios, 2010; Oliva et al., 2014, 2016) donde la cubierta nival es variable en el tiempo por las características meteorológicas de la región. Su estudio en la Cordillera Cantábrica comenzó en Picos de Europa, donde se confirmaron procesos activos (Brosche, 1994). Hasta la fecha la mayoría de las contribuciones se han centrado en los regímenes térmicos y en la descripción de procesos activos (Castañón y Frochoso, 1994; Serrano y González Trueba, 2004b; González Trueba, 2007; Santos González et al., 2009; González Trueba y Serrano, 2010a; Santos González, 2011; Pellitero, 2013a; Pisabarro et al., 2015, 2017). Estos estudios muestran el reducido número de ciclos de hielo/deshielo y una serie de ciclos dominados por la duración y espesor del manto nival. La síntesis conjunta confirma el cinturón periglacial activo por encima de los 2.100 m (Oliva et al. 2016) en combinación con las características topoclimáticas. Este cinturón altitudinal no es suficientemente frío para la formación de permafrost esporádico de montaña (French, 2007; Dobinski, 2011) excepto en el macizo de Picos de Europa al borde de los heleros (Serrano et al., 2011) y de las cuevas de hielo (Gómez Lende et al., 2014; Gómez Lende, 2016).

En el Alto Pisuerga, el circo de Valdecebollas es el espacio más propicio para la existencia de estos procesos. La frialdad del circo de Valdecebollas destaca sobre el resto de las cumbres, indicada por las cascadas de hielo, elevada altitud, orientación favorable y por supuesto la mejor y más variada herencia glaciar y periglacial del Alto Pisuerga.

a) **Temperaturas medias³⁶ del período estudiado y su distribución**

Las temperaturas medias registradas por los sensores térmicos fueron muy cálidas, especialmente en los termómetros situados en 2015. Aunque se ha podido ver como las temperaturas siguen un gradiente altitudinal significativo ($R^2 = 0,58$), se puede comprobar como son la orientación y sobre todo la radiación, determinantes para encontrar los puntos más fríos (Figura 158). El circo de Valdecebollas por su disposición mediante escalones hace que las temperaturas relativas más frías se encuentren en la base de estos. Estas medias sin embargo presentan una pequeña anomalía en la cumbre de Valdecebollas al registrar temperaturas más bajas hacia el Este (V66) y no en su cara norte llegando a registrar 0,81°C donde se garantiza la

³⁶ Las temperaturas medias no son de todo el año dado que no se ha podido medir completo en ninguna localización. Dado que los meses de ausencia de datos son verano y otoño se entiende que las medias reales son superiores.

existencia de suelos helados estacionales con más de un mes con temperaturas por debajo de 0°C (French, 2007).

b) **Días con temperaturas inferiores a 0°C y a -2°C**

Las temperaturas más bajas se registraron en los termómetros situados por encima de 1980 m. Hasta 5 termómetros marcan varios días con temperaturas inferiores a 0°C. V5 registra 15 días por debajo de 0°C a 2.134 m., y V6 tuvo 22 días a 2.038 m. en el invierno 2015/2016. Ambos sensores se localizan con una orientación Norte (Tabla 36). El episodio en el que se acumularon la mayoría de estas temperaturas se produjo en febrero de 2016 bajo una situación atmosférica de frío prolongado de hasta -7°C y después de haberse cubierto la superficie por una fina capa de nieve (Figura 159).

Durante este año 2016 sin embargo no se registraron temperaturas menores de -2°C en ninguno de estos termómetros.

En el invierno 2016/2017 si que se rebajó el umbral de los -2°C en los sensores V22 (7 días) y V66 (13 días), coincidiendo con el cambio de año y con unas temperaturas atmosféricas de al menos -8°C en el nivómetro. En estos meses, entre diciembre de 2016 y febrero de 2017, se sucedieron también temperaturas menores de 0°C en los sensores V5, V6 y V55, además de en los ya mencionados V22 (14 días) y V66 (38 días).

c) **Ciclos de hielo / deshielo**

Los ciclos de hielo/deshielo detectados han sido escasos. Si exceptuamos los microciclos, no detectables con estos sensores, fueron 5 o menos la cantidad de ciclos en todos los termómetros con temperaturas menores de 0°C. Todos ellos se concentraron al principio del invierno por la inestabilidad y poco espesor del manto nival y los continuos cambios de temperaturas y de situaciones atmosféricas con un predominio de los anticiclones que han sido recurrentes a lo largo de los períodos analizados. Prueba de ello es que la fase de efecto cortina (Outcalt et al., 1990) cercana a 0°C se reduce a menos de 5 meses por encima de los 2.000 m.

d) **Índice de helada.** Los cinco termómetros presentan índice de helada muy bajo en 4 casos (V5, V6, V22, V55) entre 12 y 20. En el sensor V66 se alcanzan 80,7, un valor muy alto en comparación con el resto. Este valor tan alto se explica ya que al situarse en un rellano, impide la acumulación de nieve por estar sacudido por vientos constantes. Si bien la diferencia con V5 no puede explicarse solo por la topografía.

e) **Profundidad de la helada**

La profundidad de la helada si esta se produce directamente sobre el sustrato llegaría a superar los 50 cm por la elevada conductividad térmica de los conglomerados en el caso de V66 situado a 2106 m. Los termómetros V5, V6, V22 y V55 situados a partir de los 1982 m. tendrían una penetración

de la helada en ausencia de manto nival de unos 30 cm. Por debajo de esta franja situada en torno a los 1.950 - 2.000 m se puede descartar una incidencia de tipo térmico clara sobre la parte superficial del suelo. Es cierto que las temperaturas de los dos inviernos analizados fueron altas, si bien, el escaso espesor y duración de las nevadas es propicio para la penetración de las heladas.

- f) **Suelos helados estacionales (SHE).** Por encima de los 1982, dependiendo de ausencia de nieve y eventos de intenso frío y de las condiciones topoclimáticas se pueden desarrollar SHE que pueden durar entre 15 días y 2 meses. En el caso del retrógrado de enero de 2017 hizo que se superara el umbral de -2°C a partir de la franja de los 2.000 m alcanzando en V66 los $-6,5^{\circ}\text{C}$. Durante esta situación atmosférica se alcanzaron los -8°C de temperaturas atmosféricas en el telenivómetro situado a 1.881 m lo que muestra que en la cima la ausencia de nieve hace que las temperaturas del suelo sean similares a las atmosféricas.
- g) **Regímenes térmicos** (Figura 159). Los regímenes presentan dos fases principales, marcadas por las altas temperaturas: una de altas temperaturas donde los termómetros más altos alcanzan entre 15 y 17°C y otra de equilibrio invernal en torno a los 0°C bajo cubierta nival. No se aprecian períodos marcados de transición entre las dos fases, siendo un cambio progresivo. A diferencia de otros inviernos más nevados como 2014-2015 o 2017-2018, el manto nival fue muy escaso y la fusión nival fue prematura impidiendo un régimen térmico con fases más diferenciadas.
- h) **Temperatura de la fase de equilibrio.** Esta fase es muy corta por el reducido espesor del manto nival en los años de estudio. Durante 2016, en V1, V2, V3, y V4 la temperatura en la fase de equilibrio permaneció estable hasta marzo alrededor de los 0° sin llegar a helar. Durante 2017 en V22 Y V66 se mantuvieron las temperaturas en efecto cortina (Outcalt et al., 1990) hasta mayo, momento en el que se fundió la nieve. V55 sin embargo se quedó desprovisto de nieve en marzo.
- i) **Mapa térmico** (Figura 160). La reflectancia frente al infrarrojo térmico en febrero permite ver como los espacios donde la nieve se acumula de forma homogénea sin irregularidades emiten una respuesta mucho más fría. Se puede identificar perfectamente como el deslizamiento de la parte suroeste de la imagen. Asimismo se aprecia la influencia de las sombras de los escarpes y su menor reflectancia.

La existencia de SHE solo puede considerarse como probable por encima de 2.000 m y seguro por encima de 2.100 m. Sin embargo a estas altitudes hay muy pocas Has, y la cumbre de Valdecebollas, es excepcionalmente plana y favorable a la formación de SHE. Este hecho supondría la elevación de unos 100 m. del cinturón periglacial con procesos activos en Picos de Europa respecto a 2003-2007 y de Fuentes Carrionas respecto a 2010-2012 (Pisabarro et al., 2017).

CAPÍTULO VI LA HIDROLOGÍA Y LA VARIABILIDAD DEL CLIMA ACTUAL

Las temperaturas registradas en dos años muy cálidos y con escasa nivación muestran una incidencia del frío muy reducida y dependiente de la altitud, sombra y manto nival que afecta como mucho a los primeros 30 cm de suelo en los sitios más fríos. Los resultados muestran como en una alta montaña poco quebrada, con diferencia a Picos de Europa (Pisabarro et al., 2015), la altitud y la presencia o no de nieve es mucho más determinante en la existencia de suelos helados estacionales.

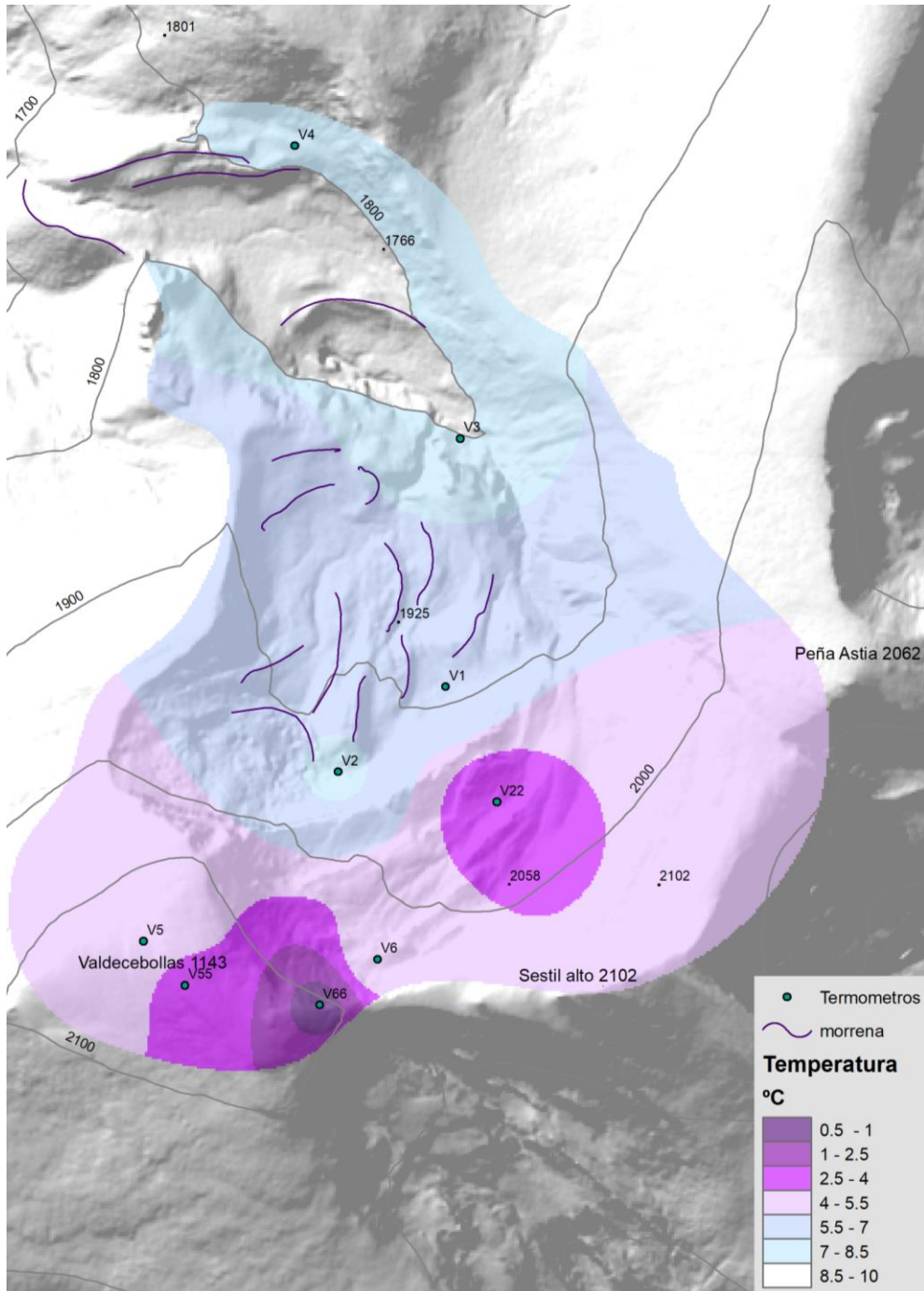


Figura 158. Interpolación de las temperaturas medias del suelo en el circo del Sel de la Fuente

CAMBIO GLOBAL Y RESPUESTAS AMBIENTALES EN LA MONTAÑA CANTÁBRICA: EL ALTO PISUERGA

Tabla 36. Resultados elaborados mediante los datos de temperaturas de los sensores térmicos.

Nombre	Alt.	Or.	Lat °	Long °	Depósito / Sustrato	Año	Días < 0°C & Días<-2°C		Índice de helada	Ciclos congelación-fusión	T°C Fase equilibrio invernal	Suelos helados estacionales	Profundidad de suelo congelado ³⁷	Conductividad del sustrato (10 ⁵ J°día) (Eppelbaum et al. 2014)	TMA
V3	1798	N-030	42°58' 37,1"	4°21'3 0,5"	Depósito coluvial y till / calizas westfalienses	15/16	0	0	0,0	0	0 a 5	No	0,00	2,05*10 ⁵	7,21
V4	1815	N-210	42°58' 57,6"	4°21'4 6,5"	Suelo en till /calizas westfalienses	15/16	0	0	0,0	0	0 a 4	No	0,00	2,05*10 ⁵	8,05
V1	1881	N-000	42°58' 19,9"	4°21'3 1,6"	Till con suelo turboso /conglomerados	15/16	0	0	0,0	0	0,5 a 4	No	0,00	4,32*10 ⁵	6,66
V2	1909	N-005	42°58' 13,9"	4°21'4 1,7"	Suelo turboso en el frente de un lóbulo protalud /conglomerados	15/16	0	0	0,0	0	-1 a 2	Improbable	0,00	4,32*10 ⁵	7,07
V22	1982	210	42°58' 12,2"	04°21' 26,4"	Arcillas rojas/ conglomerados triásicos	16/17	14	7	26,4	2	-4,5 a 1,5	Sí	0,36	4,32*10 ⁵	3,38
V6	2038	N-310	42°58' 01,4"	4°21'3 7,8"	Suelo sobre coluvión / conglomerados triásicos	15/16	22	0	17,3	4	-2 a 3	Probable	0,31	4,32*10 ⁵	4,69
V66	2106	N-000	42°58' 02,2"	4°21'3 8,0"	Arcillas rojas en coluvión / conglomerado triásico	16/17	38	13	80,7	3	-6,5 a 0,5	Sí	0,56	4,32*10 ⁵	0,81
V5	2134	N-330	42°58' 02,0"	4°21'5 9,0"	Suelo ordenado y almohadillado / conglomerados triásicos	15/16	15	0	12,1	2	-2 a 2	Probable	0,28	4,32*10 ⁵	5,49
V55	2141	N-300	42°57' 59,83"	4°21'5 5,41"	Suelo ordenado y almohadillado / conglomerados triásicos	16/17	20	0	21,0	5	-2 a 0,5	Sí	0,33	4,32*10 ⁵	3,69

³⁷Washburn (1979); $h(m) = \sqrt{\frac{2K(IH)}{C_L}} + d$; K (Conductividad [J°día]);

CL (Calor latente $3.34 \cdot 10^8 \cdot m^{-3}$); IH (Índice de helada °día); d (profundidad del sensor 0,1m)

CAPÍTULO VI LA HIDROLOGÍA Y LA VARIABILIDAD DEL CLIMA ACTUAL

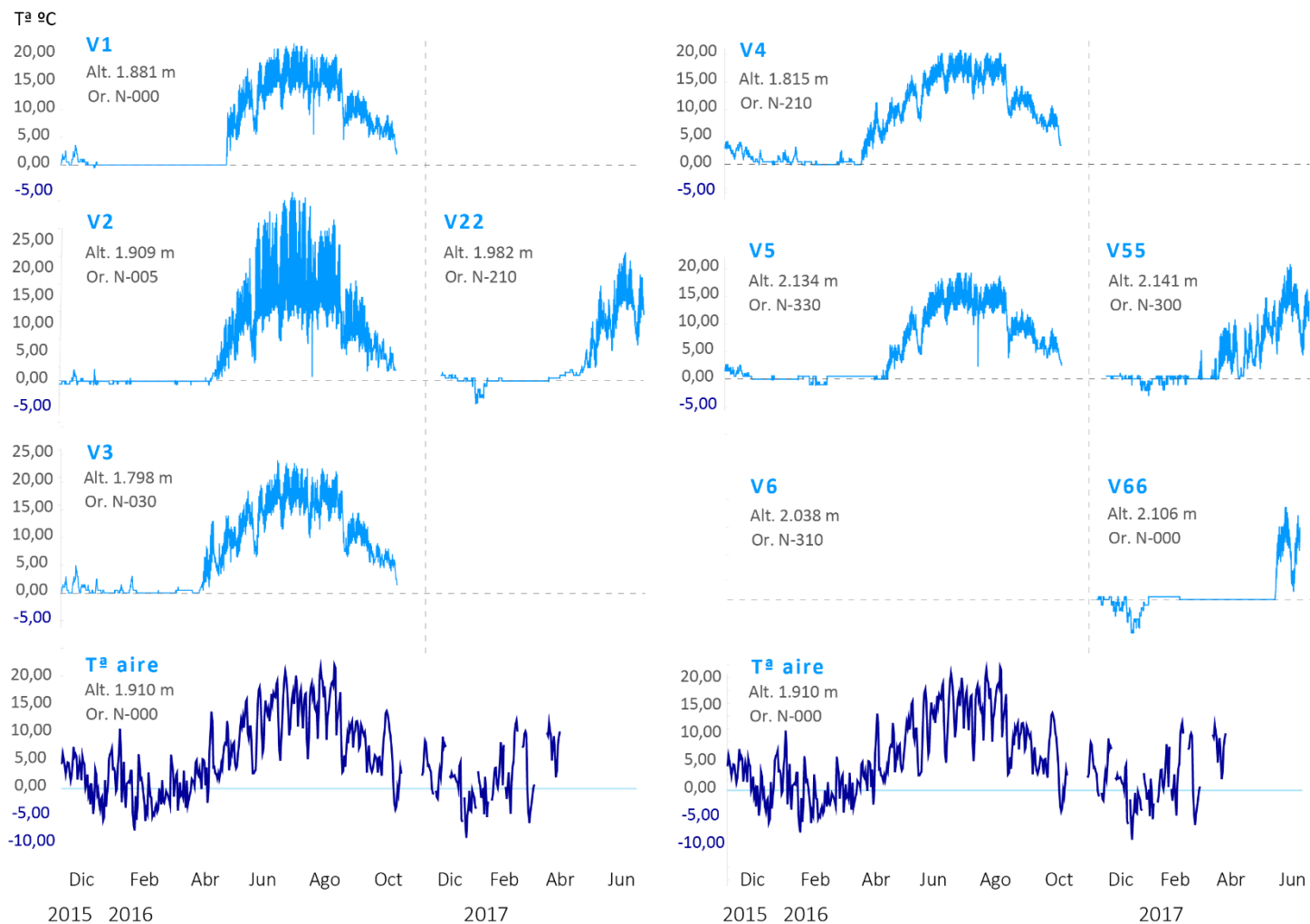


Figura 159. Regímenes térmicos de Valdecebollas entre diciembre de 2015 y julio de 2017

Se ha realizado el análisis de la imagen de satélite más cercana en fecha al episodio más frío detectado en la zona con el objetivo de detectar en la longitud de onda del infrarrojo térmico (NIR) algunas anomalías (Figura 160). En la imagen superior se puede apreciar la imagen del NIR y en la imagen inferior la clasificación de la reflectancia nos aporta información de las áreas más frías y cálidas. En la imagen se aprecia como los sectores de manto continuo de nieve presentan valores más bajos, así como las umbrias situadas al norte de los escarpes. Las irregularidades del terreno como se ve en el sector suroeste de la imagen producidas por la solifluxión hacen que el manto no sea homogéneo y responda térmicamente de forma diferente. Dado que la imagen es con luz natural es probable que durante la noche se inviertan las temperaturas y sean los lugares con irregularidades en el manto nival los más fríos.

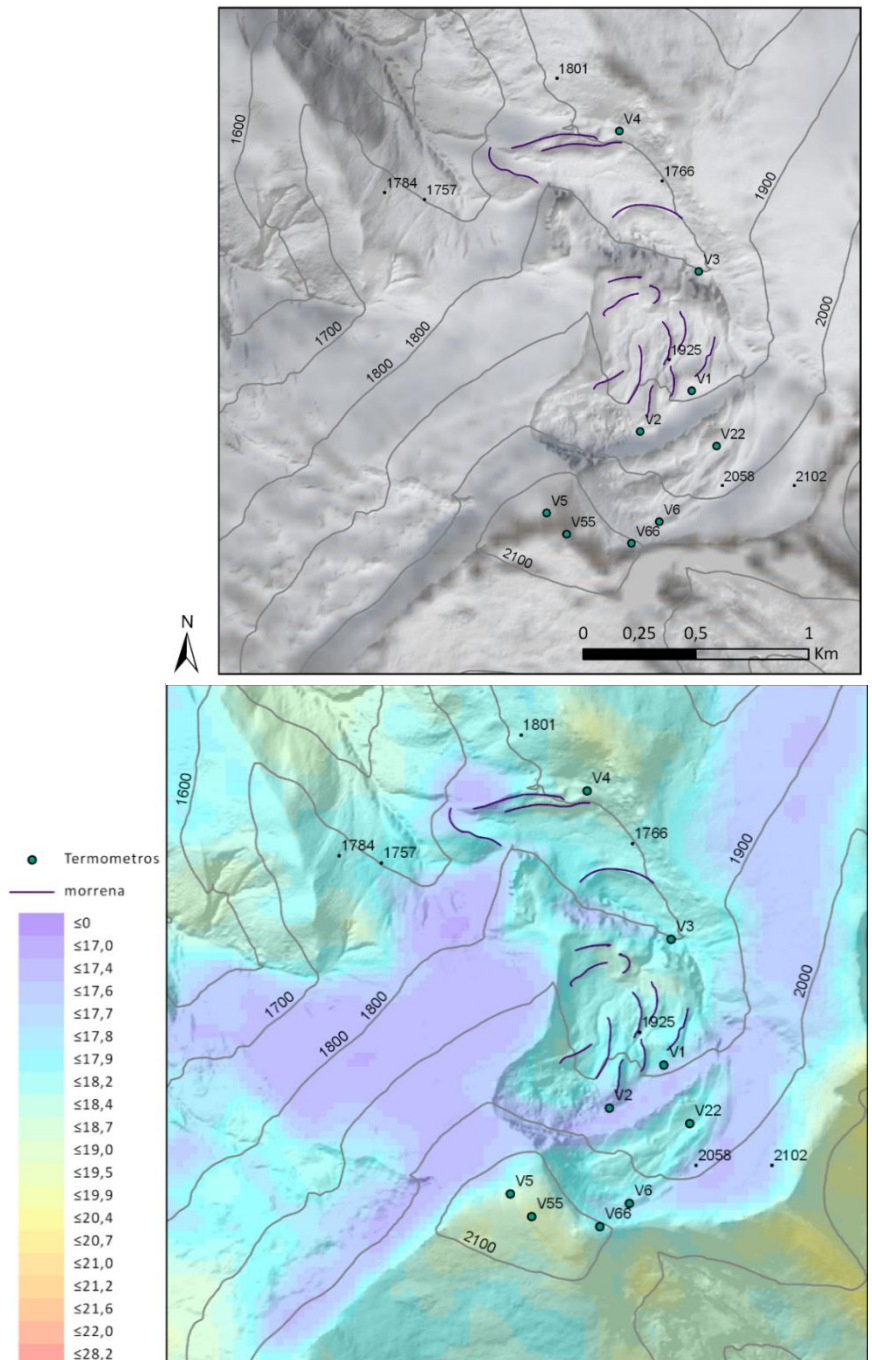


Figura 160. Clasificación de la reflectancia de la banda espectral del infrarrojo térmico (B-10). Imagen de satélite Landsat 8. 23 de febrero de 2016.

6.2. Evolución de caudales y déficit hidrológico

En el período con datos fiables de caudal en el embalse (1960-2015) este se ha reducido un 21,4% siguiendo una tasa negativa de 0,97 hm³/año (Figura 161). Aunque la serie presenta fuertes irregularidades, esta reducción de recursos se hizo clara entre los años 80 y 2000. En los años con más caudal se han alcanzado aportaciones al embalse de hasta 250 hm³, cuadruplicando la capacidad del embalse (64 hm³). Otros años apenas se alcanza el doble de la capacidad del embalse. Estos mínimos fueron frecuentes especialmente en las décadas de los 80 y 90. A partir de entonces las aportaciones se estabilizaron e incluso se han incrementado ligeramente.

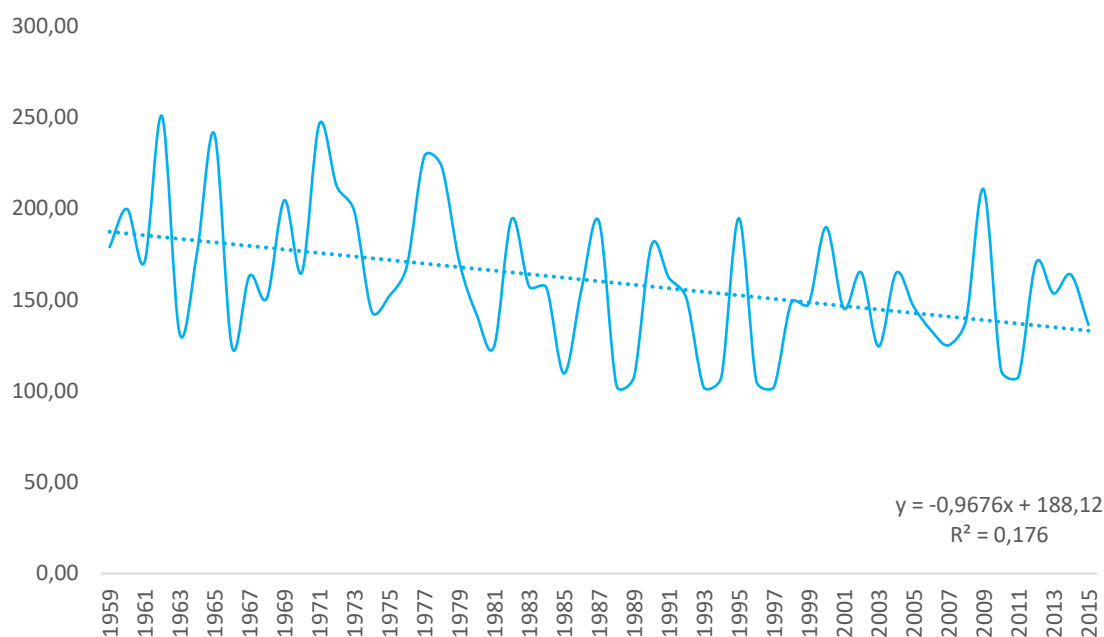


Figura 161. Evolución del caudal de entrada al embalse de Requejada (hm³)

En general es muy claro el hecho de que el caudal de entrada al embalse de Requejada sigue una evolución negativa sin que haya habido extracciones de agua para riego o abastecimiento destacables. Esta clara reducción de aportaciones contrasta con la variable de las precipitaciones (Figura 163). Se produce un desfase progresivo entre el volumen que llega de agua al embalse y las precipitaciones que se mantienen como ya hemos mencionado en el punto 6.1.4 prácticamente estables sin una tendencia significativa. Los mayores desfases se producen entre mediados de los años 80 y finales de los 2000, también a comienzos de los años 60. En cambio, siguen un comportamiento muy similar entre finales de los 60 y mediados de los 80.

CAMBIO GLOBAL Y RESPUESTAS AMBIENTALES EN LA MONTAÑA CANTÁBRICA: EL ALTO PISUERGA

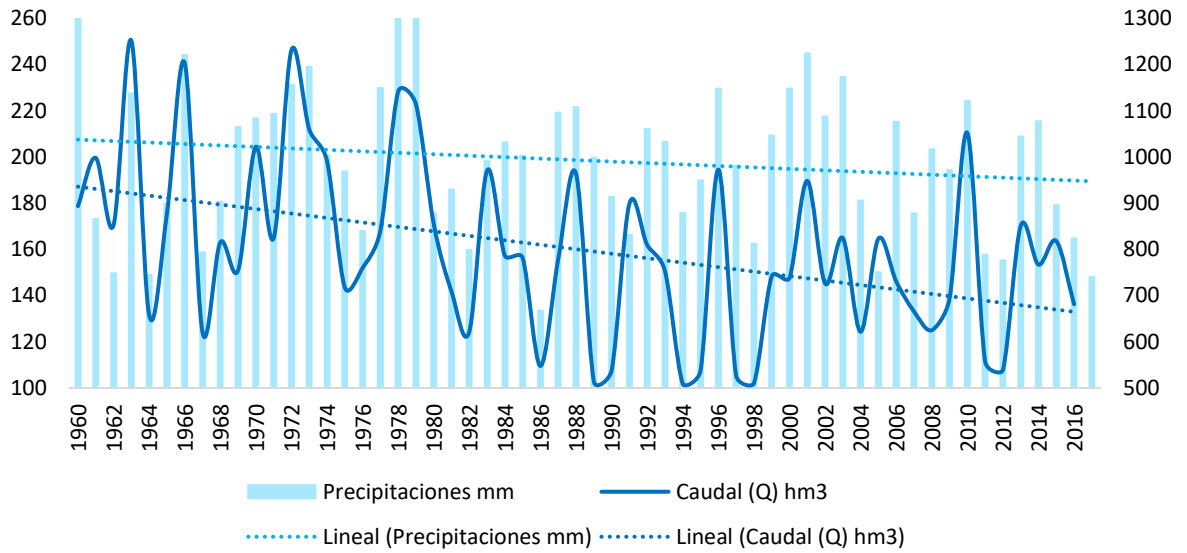


Figura 163. Comparación de la evolución de las aportaciones de entrada al embalse de Requejada y las precipitaciones

Si analizamos conjuntamente los valores estandarizados o anomalías de precipitación (Figura 162), temperatura y caudal de entrada podemos ver que el caudal responde a las variables de temperatura (T) y precipitación (P). Sin embargo vemos que el comportamiento de Q es mucho más ajustado a los cambios en T que en P.

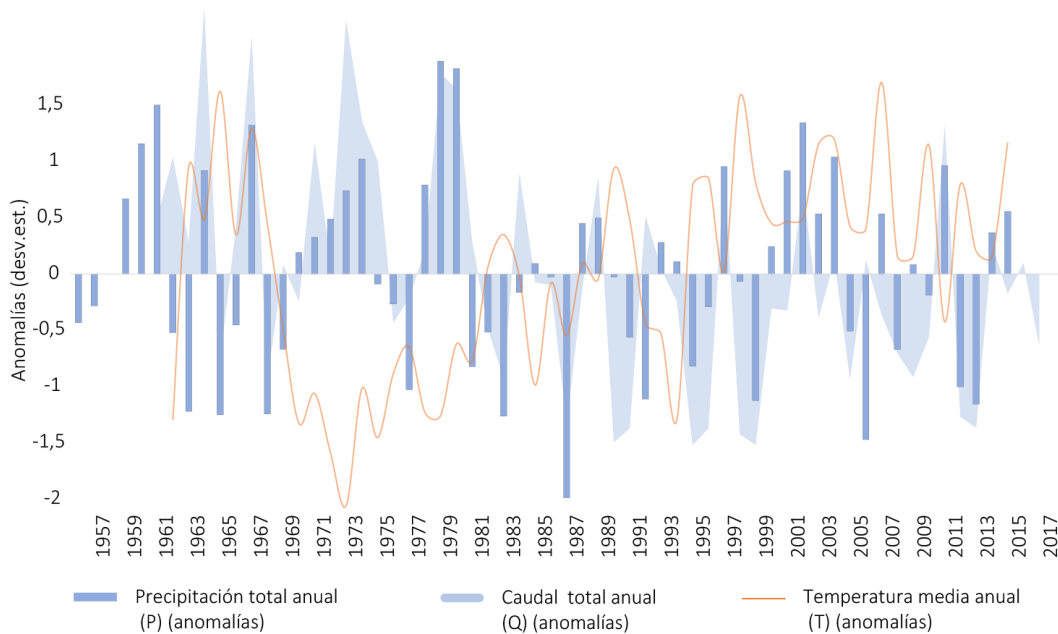


Figura 162. Comparación de las anomalías de las entradas al embalse (Q), precipitaciones (P) y temperatura (T)

Para entender en qué medida las temperaturas y las precipitaciones no son suficientes para explicar la totalidad de los descensos de caudal se pueden ver las anomalías de los valores residuales de la regresión lineal de las variables P, Q y T (Figura 164) si bien tienen un poder explicativo importante sobre los caudales (Tabla 37).

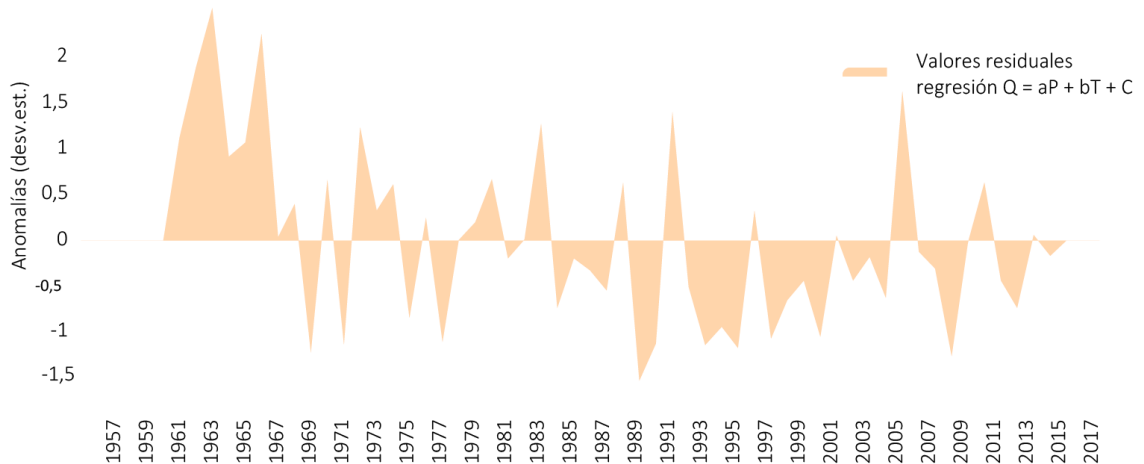


Figura 164. Evolución de los valores residuales de la regresión lineal entre P, T y Q. Esta figura permite identificar los años en los que los parámetros climáticos (P y T) no son suficientes para explicar Q.

- Los residuales tienen fuertes anomalías positivas durante los **años 60**. Esto indica que en esta década el caudal previsto en función de P y T ha sido menor que el caudal real, es decir, que se registró más caudal que el esperado en función del clima.
- En los **años 70 y en la primera mitad de los 80** no se aprecia una tendencia clara y los residuales se reducen, lo que se debe a que el caudal responde muy bien a los parámetros climáticos. Recordemos que en este período se produjeron las nevadas más copiosas y las temperaturas más bajas.
- **Entre 1985 y 2000** los residuales fueron negativos en casi todos los años. Esto significa que el caudal previsto por la P y T fue superior al caudal real registrado.
- **Desde el 2000** se produce una vuelta a la irregularidad y falta de tendencia clara en los residuales, si bien las anomalías negativas son ligeramente más abundantes.

Tabla 37. Resumen de los resultados de la correlación entre las series de caudal (Q), precipitación (P) y temperatura (T)

		Correlaciones				
ρ Spearman	Año	Coefficiente de correlación	Año	Q		
		Sig (2-colas)	1	-0,407		
		N	62	0,002		
	Q	Coefficiente de correlación	-0,407	1		
		Sig (2-colas)	0,002			
		N	57	57		
** La correlación es significativa al nivel 0,01 (2-colas)						
		Coeficientes				
		Coeficientes no estandarizados		Coeficientes estandarizados		
Modelo		B	Error estándar	Beta	t	Sig.
1	Constante	0,028	0,109		0,26	0,796
	P	0,728	0,125	0,629	5,831	0
2	Constante	0,034	0,099		0,343	0,733
	P	0,665	0,114	0,574	5,812	0
	T	-0,388	0,109	-0,351	3,553	0,001

Variable dependiente: Q

6.2.1. Cuantificación del déficit hidrológico

Para el cálculo del déficit hidrológico D, la diferencia entre el caudal (Q) y las precipitaciones, ha sido necesario estimar el volumen de agua precipitado total (P) del modo que se ha descrito en la metodología y que exige estimar P en todos los puntos de la cuenca. Se ha calculado para intervalos de tiempo de 10 años para poder contrastar diferentes períodos, además de porque estos períodos permitían una homogeneidad de las series mayor.

Los gradientes altitudinales de precipitaciones que se han obtenido de los datos de precipitación puntuales antes de ser aplicados al Modelo Digital de Elevaciones (MDE) 5·5 m nos indican algunos cambios desde 1956:

- 1956-1965. $P=0,690 \cdot Z + 199.375$; $r^2: 0,22$
- 1966-1975. $P=0.893 \cdot Z + 0.095$; $r^2: 0,41$
- 1976-1985. $P=0.949 \cdot Z + 65.455$; $r^2: 0,45$
- 1986-1995. $P=0.766 \cdot Z + 67.637$; $r^2: 0,37$
- 1996-2005. $P=0.449 \cdot Z + 495.246$; $r^2: 0,21$
- 2006-2015. $P=0.473 \cdot Z + 449.847$; $r^2: 0,47$

Se aprecia que la pendiente de las ecuaciones que determinan el gradiente altitudinal de P cambia pasando por tres fases. En la primera fase se experimenta un incremento del gradiente hasta 1985. Ese instante marcará el inicio de un descenso acusado del gradiente de precipitaciones hasta 2005, y finalmente en el último período analizado se mantiene estable. En conjunto, si comparamos el gradiente para todo el período (1956-2015) se ha determinado un gradiente altitudinal de 86 mm cada 100 m (Figura 165).

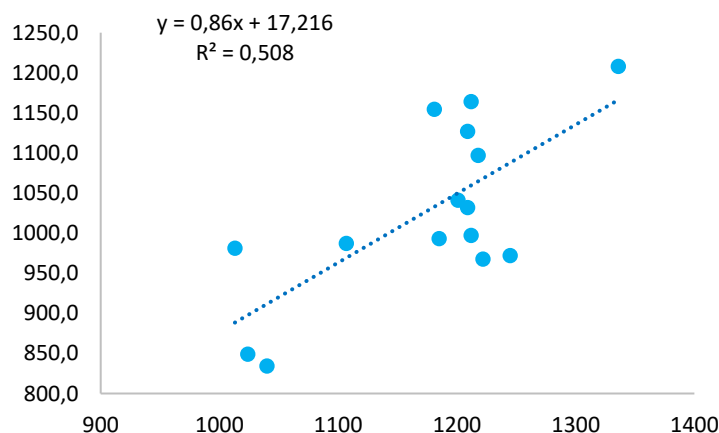


Figura 165. Gradiente altitudinal de las precipitaciones en el período 1956-2015

La aplicación de las sucesivas rectas de regresión para el conjunto permite asimismo conocer cuáles son las características o anomalías de las diferentes estaciones meteorológicas. Los valores residuales (Tabla 38) indican una serie de cuestiones para tener en cuenta. Por ejemplo, la estación de Requejada tiende a recoger unas precipitaciones inferiores de lo que altitudinalmente le corresponden, al igual que la de Polentinos. En el resto, los valores residuales han ido alternando valores positivos y negativos, por ejemplo en el valle de Redondos. Este hecho indica que se produce una cierta sombra pluviométrica en el sector sureste de la cuenca producido por la presencia del macizo de Fuentes Carrionas a barlovento. Se ha entendido lógica esta situación, y en consecuencia se ha optado por no corregir los modelos de precipitaciones derivados de las regresiones lineales mediante una interpolación de las estaciones meteorológicas más cercanas.

Tabla 38. Valores medios de precipitación y residuales respecto a los valores de la regresión lineal

	Z	56-65	Res	66-75	Res	76-85	Res	86-95	Res	96-05	Res	06-15	Res
Requejada	1024	816,6	-89,4	859,5	-55,1	822,0	-215,2	788,4	-63,6	925,0	-30,7	902,5	-31,7
Cervera	1013	1033,0	134,6	1009,8	105,0	1031,5	4,7	913,2	69,6	1020,9	70,1	955,3	26,3
S.M. Red.	1200	1011,7	-15,7	1202,0	130,3	1178,4	-25,8	1053,4	66,6			966,0	-51,5
Polentinos	1245	853,9	-204,5	943,8	-168,0	985,2	-261,8	916,0	-105,3	1035,4	-19,8	1008,7	-30,0
Lores	1210			1216,5	135,9	1120,5	-93,3	1141,2	146,7	1202,0	162,6	1106,3	84,1
Tremaya	1181	1198,6	184,4	1134,8	80,1	952,4	-233,8						
S.J. Red.	1218	1070,1	30,3	1087,2	-0,5	1273,3	52,0						
Piedrasluengas	1320			1206,1	27,3	1212,5	-105,6						
Casavegas	1210	1054,9	20,6	1009,8	-70,8	1005,8	-208,0	869,2	-125,3				
Camasobres	1201			1099,5	27,0	1045,9	-159,3	1064,2	76,6	962,8	-72,5		
El Campo	1185			1006,0	-52,3	1042,4	-147,6	948,3	-27,0	949,5	-78,7		
S. Salvador	1107	915,8	-47,4	996,4	7,7								
Herreruela	1222			967,9	-123,5								
Brañosera	1209	1123,9	90,3	1138,2	58,5								
Barruelo	1040	816,8	-100,1	820,2	-108,7	868,6	-183,8	828,2	-36,0	922,9	-40,0		

Se puede advertir en los modelos de precipitaciones (Figura 166) que una ligera variación en los gradientes afecta sobre todo al volumen precipitado en las partes más altas. Los períodos de 1966 a 1985 destacan por el elevado volumen precipitado en comparación con el resto de los períodos como ya se ha advertido.

CAPÍTULO VI LA HIDROLOGÍA Y LA VARIABILIDAD DEL CLIMA ACTUAL

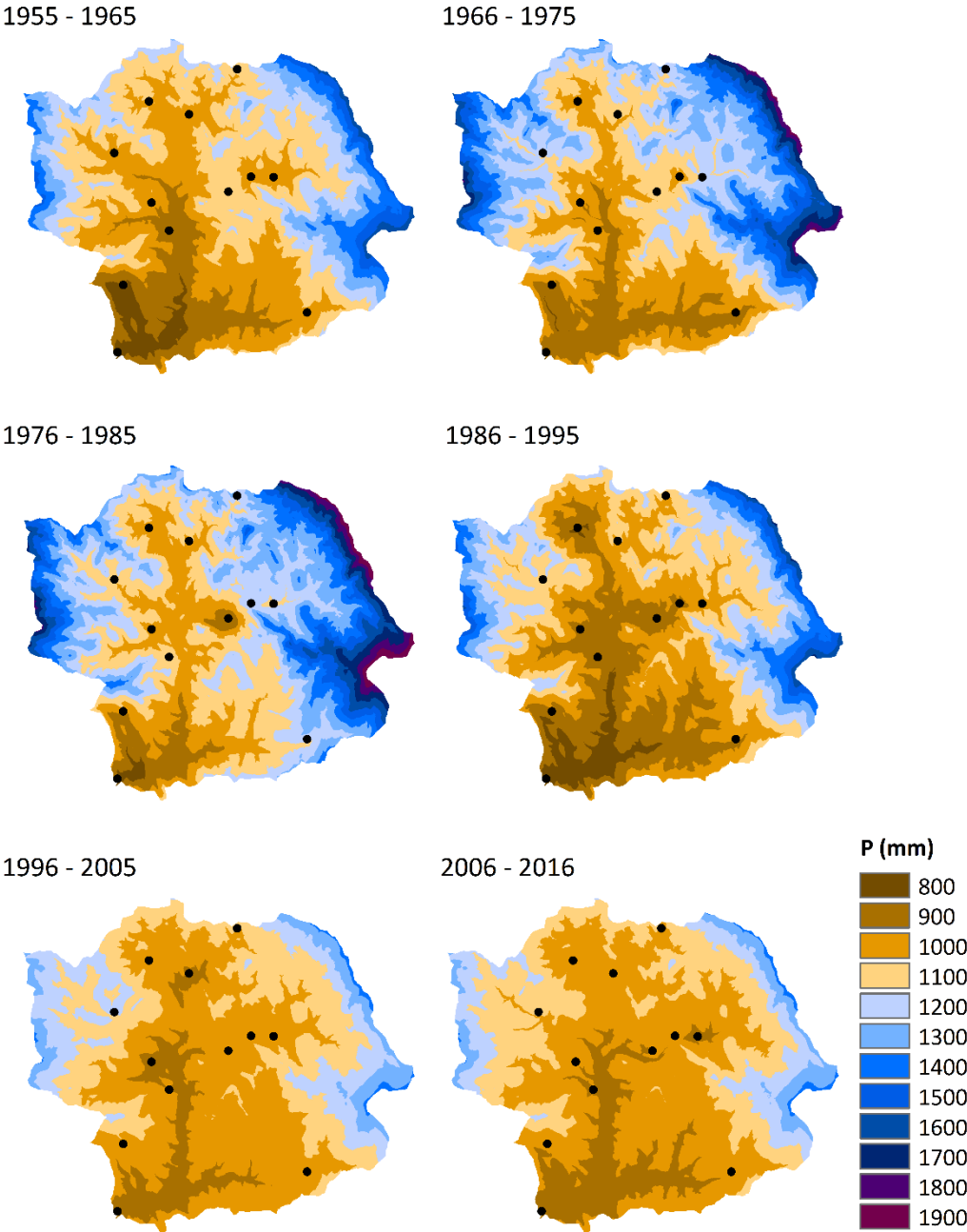


Figura 166. Modelos cartográficos de precipitación resultantes de la aplicación del gradiente altitudinal y la interpolación de los residuales en las estaciones meteorológicas al MDE.

Tabla 39. Valores de referencia derivados de los modelos de precipitaciones

	P (Min)	P (Max)	Rango	Media
1955 - 1965	821,3	1715,4	894,1	1150,18
1966 - 1975	864,6	1971,8	1107,2	1230,77
1976 - 1985	829,1	2045,2	1216,1	1373,34
1986 - 1995	793,5	1746,3	952,8	1123,22
1996 - 2005	928,2	1468,3	540,0	1114,75
2006 - 2016	905,7	1472,0	566,3	1101,47

Una vez obtenidos los mapas o modelos digitales de precipitaciones (Figura 166) la obtención del volumen total precipitado en un año se estima mediante el recuento de los valores de todas las celdas (Tabla 40). El tamaño de píxel del MDE es de 25 m² y se han considerado homogéneas las precipitaciones en el interior de cada uno de ellos.

Tabla 40. Estimación de las precipitaciones anuales totales a través del recuento de celdas del modelo digital

	Suma de celdas (mm)	Tamaño celda (m²)	P (m³)	P (hm³)
1955 - 1965	10156233106	25	253905827,7	253,9
1966 - 1975	10867837806	25	271695945,2	271,7
1976 - 1985	12126754120	25	303168853,0	303,2
1986 - 1995	9918178144	25	247954453,6	248,0
1996 - 2005	9843400490	25	246085012,3	246,1
2006 - 2016	9726096973	25	243152424,3	243,2

Una vez conocidas aproximadamente las precipitaciones totales de la cuenca, la comparación de estas con las aportaciones anuales al embalse indica lo ya apuntado previamente, que no en todos los momentos están relacionadas completamente (Figura 167) como se aprecia especialmente en el período 1976-1985 donde tienen un comportamiento dispar.

CAPÍTULO VI LA HIDROLOGÍA Y LA VARIABILIDAD DEL CLIMA ACTUAL

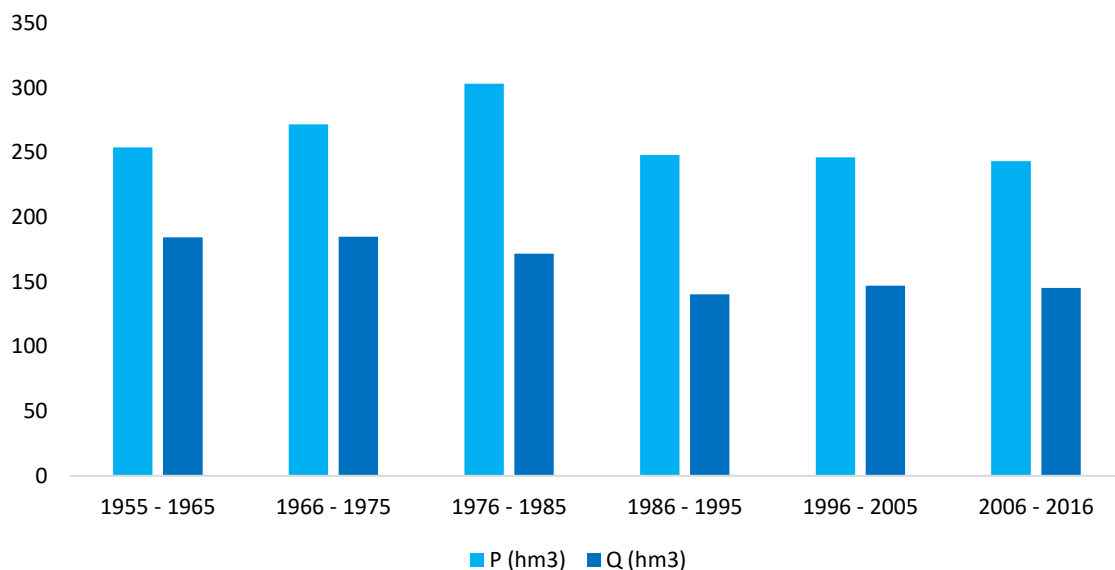


Figura 167. Volumen total de precipitaciones (P) y caudal de entrada (Q) en hm^3

La diferencia entre P y Q habitualmente se puede definir como déficit hidrológico, hídrico o de escorrentía (D) y como se aprecia (Tabla 41) ha seguido un ritmo ascendente hasta 1995 que luego se ha mantenido estable a la baja. Su relación con P como vemos no sigue un comportamiento homogéneo y conviene destacar la disparidad de tendencias y nula correlación.

Tabla 41. Parámetros obtenidos después de la cuantificación de las precipitaciones

	$P (hm^3)$	$Q (hm^3)$	$D=P-Q (hm^3)$	p^{38**}	Q^{**}	D^{**}
1955 - 1965	253,9	184,4	69,5	-0,31	1,08	-1,41
1966 - 1975	271,7	184,8	86,9	0,46	1,10	-0,57
1976 - 1985	303,2	171,6	131,6	1,83	0,46	1,58
1986 - 1995	248,0	140,3	107,7	-0,57	-1,07	0,43
1996 - 2005	246,1	146,9	99,2	-0,65	-0,75	0,02
2006 - 2016	243,2	145,1	98,0	-0,77	-0,83	-0,04

³⁸ ** Valores estandarizados. Anomalías respecto a la media.

6.2.2. Causas del déficit hidrológico

a) Incremento de la evapotranspiración (ET)

La parte mayoritaria del agua precipitada que no produce escorrentía ya sea superficial e hipogea vuelve al ciclo hidrológico en forma de evapotranspiración y la que no vuelve se entiende que es absorbida o consumida por los seres vivos. El objetivo planteado exige conocer simplemente si las variaciones históricas del déficit hidrológico responden al cambio de cubiertas. Para ello conocer la evapotranspiración máxima es suficiente, una medida que podemos conocer gracias al valor de evapotranspiración potencial (ETP) de Thornthwaite. Este valor máximo permite ver hasta qué punto máximo las temperaturas tendrían capacidad para producir variaciones en el déficit hidrológico (D). Por descarte, el resto debe considerarse absorción de los seres vivos.

Para la cuantificación del volumen de agua evapotranspirado en el Alto Pisuerga en hm^3 se ha procedido de forma análoga a la cuantificación de las precipitaciones utilizando el MDE y el gradiente altitudinal de ETP por décadas³⁹ (Figura 168).

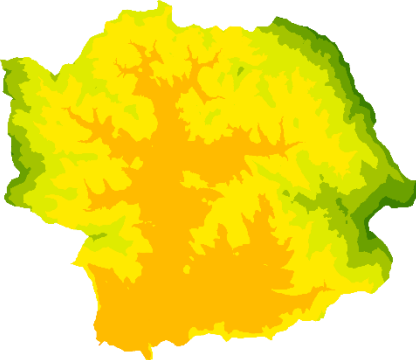
- 1966 – 1975: $\text{ETP} = -0,1364 \cdot Z + 722,54$; $r^2=0,89$
- 1976 – 1985: $\text{ETP} = -0,1590 \cdot Z + 754,44$; $r^2=0,74$
- 1986 – 1995: $\text{ETP} = -0,1503 \cdot Z + 762,49$; $r^2=0,44$
- 1996 – 2005: $\text{ETP} = -0,1272 \cdot Z + 756,11$; $r^2=0,85$
- 2006 – 2015: $\text{ETP} = -0,1388 \cdot Z + 766,33$; $r^2=0,98$

La pendiente obtenida en las ecuaciones que relacionan altitud y temperatura media anual muestran que el mayor incremento se produjo hasta 1976 y se mantuvo estable hasta 1986. A partir de ese momento se produce una disminución del gradiente térmico hasta 2005. En el último período se ha vuelto a incrementar. Este hecho tiene importancia ya que con un gradiente menor se han obtenido temperaturas medias anuales mayores y estas se extienden hasta las cumbres.

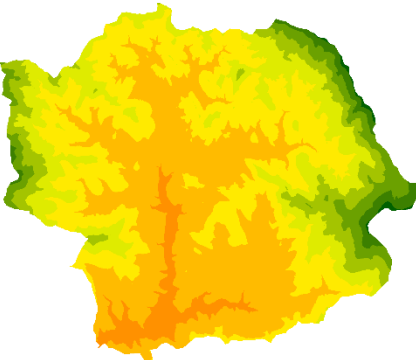
³⁹ La obtención del gradiente más adecuado a las características del Alto Pisuerga en función de la escasez de valores de temperaturas ha exigido prescindir de las estaciones de Cantabria y utilizar las tres que mejor regresión lineal presentaban: Cervera, Requejada, El Campo, y en la última década Valdecebollas.

CAPÍTULO VI LA HIDROLOGÍA Y LA VARIABILIDAD DEL CLIMA ACTUAL

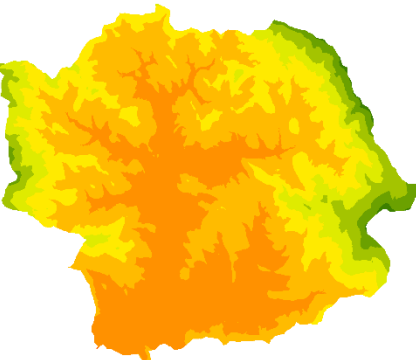
1966 - 1975



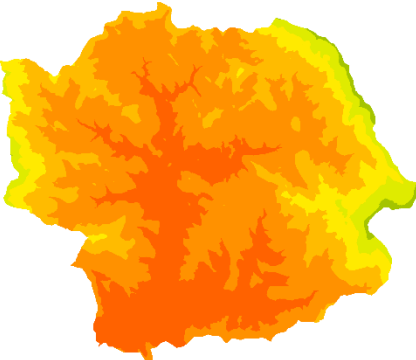
1976 - 1985



1986 - 1995



1996 - 2005



2006 - 2015

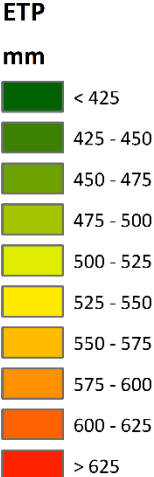
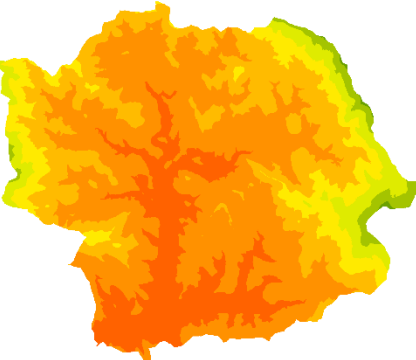


Figura 168. ETP modelizada en el Alto Pisuegra

La aplicación de los gradientes altitudinales y la suma de los píxeles en el MDE nos ha permitido estimar el volumen de ETP, que se van a comparar con el déficit hídrico (D) con el objetivo de saber si las variaciones de ETP se ajustan a las variaciones de D (Tabla 42).

Tabla 42. Evaluación de la parte del déficit hidrológico que no se evapotranspira

	D = P-Q (hm ³)	ETP (hm ³)	Variación (D) (hm ³)	Variación (ETP) (hm ³)	Anomalías D	Anomalías ETP
1955 - 1965	69,49				-1,41	
1966 - 1975	86,89	117,88	17,40		-0,57	-1,00
1976 - 1985	131,57	118,04	44,67	0,16	1,58	-0,97
1986 - 1995	107,66	122,47	-23,90	4,42	0,43	-0,04
1996 - 2005	99,19	128,09	-8,48	5,62	0,02	1,14
2006 - 2016	98,05	126,81	-1,14	-1,27	-0,04	0,87

La ETP ha seguido un comportamiento temporal que no ha ido en paralelo a D habiendo notables diferencias entre períodos.

- Entre 1976 y 1985 el déficit hidrológico (D) se incrementa en más del doble (44, 67 hm³) respecto a al período 1966 -1975. Es un momento en el que a pesar de que se produce el máximo absoluto de precipitaciones, la escorrentía se reduce ligeramente respecto a las décadas anteriores. Las temperaturas no son capaces de explicar esta retención de tanta agua en la cuenca (131,57 hm³) ya que en el mejor de los casos, la ETP sería de 118,04 hm³ y apenas habría crecido respecto al período anterior (0,16 hm³).
- Entre 1986 y 1995 D se reduce en 23,90 hm³ aunque siguen retenándose en la cuenca 107,66 hm³. En este caso, la reducción si que viene ayudado por las temperaturas, la ETP aumenta en 4,42 hm³ aunque todavía sin capacidad para explicar esta variación por completo.
- Entre 1996 y 2005 el déficit (D) sigue reduciéndose pero mucho menos (-8,48 hm³). Esta reducción coincide con un incremento de las temperaturas que se venía produciendo desde el período anterior, y con ellas la ETP que se incrementa en 5,62 hm³.
- En el último período, las variaciones de D y ETP son escasas. Se produce un ligero descenso de las temperaturas y por tanto de la ETP. Por su lado D se sigue reduciendo. Estas ligeras variaciones inciden en la idea de que en esta década los caudales han respondido mucho más claramente a los valores de P y T.

CAPÍTULO VI LA HIDROLOGÍA Y LA VARIABILIDAD DEL CLIMA ACTUAL

En conjunto, desde el período 1966-1975 la evapotranspiración (ETP) ha aumentado un 7,6%. Si la ETP resultara igual a la evapotranspiración Real (ETR) el volumen anual de agua perdida de este modo en la actualidad sería de 9 hm³.

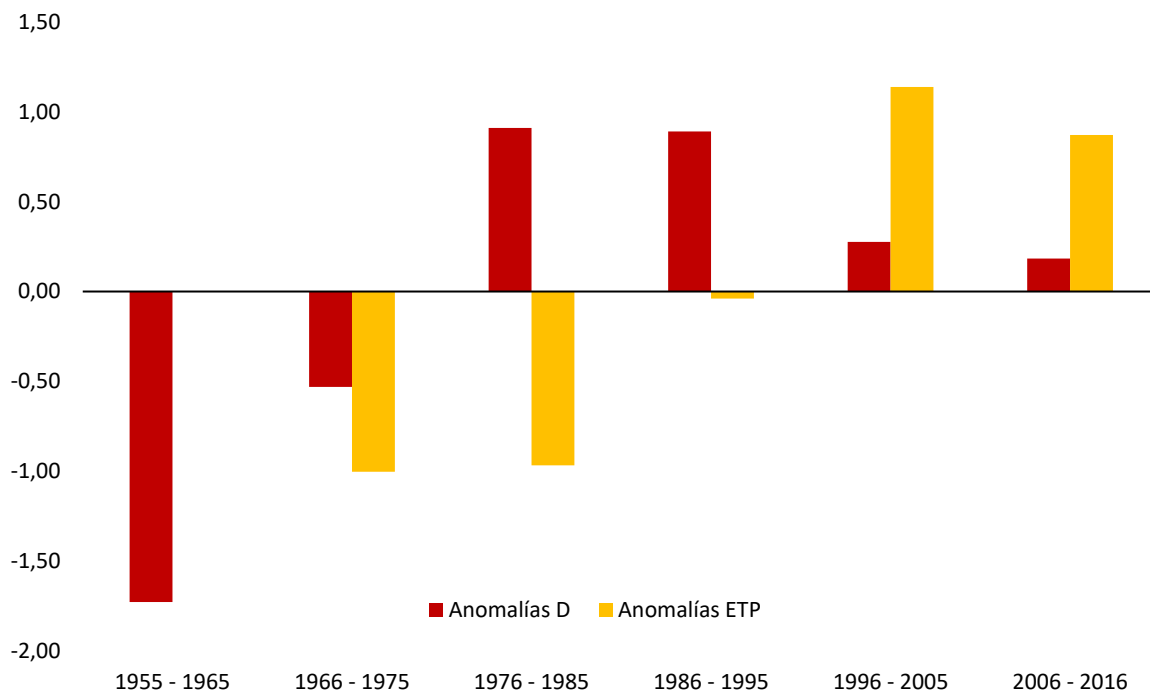


Figura 169. Comparación de las anomalías en D y ETP

El incremento de la ET a pesar de producir una pérdida importante de recursos hídricos entre 1986 y 2005 no explica la totalidad de las pérdidas, ni tampoco la dinámica en algunos períodos del siglo XX. Destaca cómo en el período 1976 – 1985 los valores de anomalía son diametralmente opuestos y cómo en menor medida también lo son entre 1986 y 1995 (Figura 169). A partir de 1996 si que se puede entender que D se ha mantenido más sujeto a la ETP.

b) Cambio de usos de suelo y cubiertas

Las actividades humanas también tienen su influencia, y en muchos casos afectan a la variación de la escorrentía en los cauces mucho más que el calentamiento climático como ya hemos indicado (Church et al., 2009).

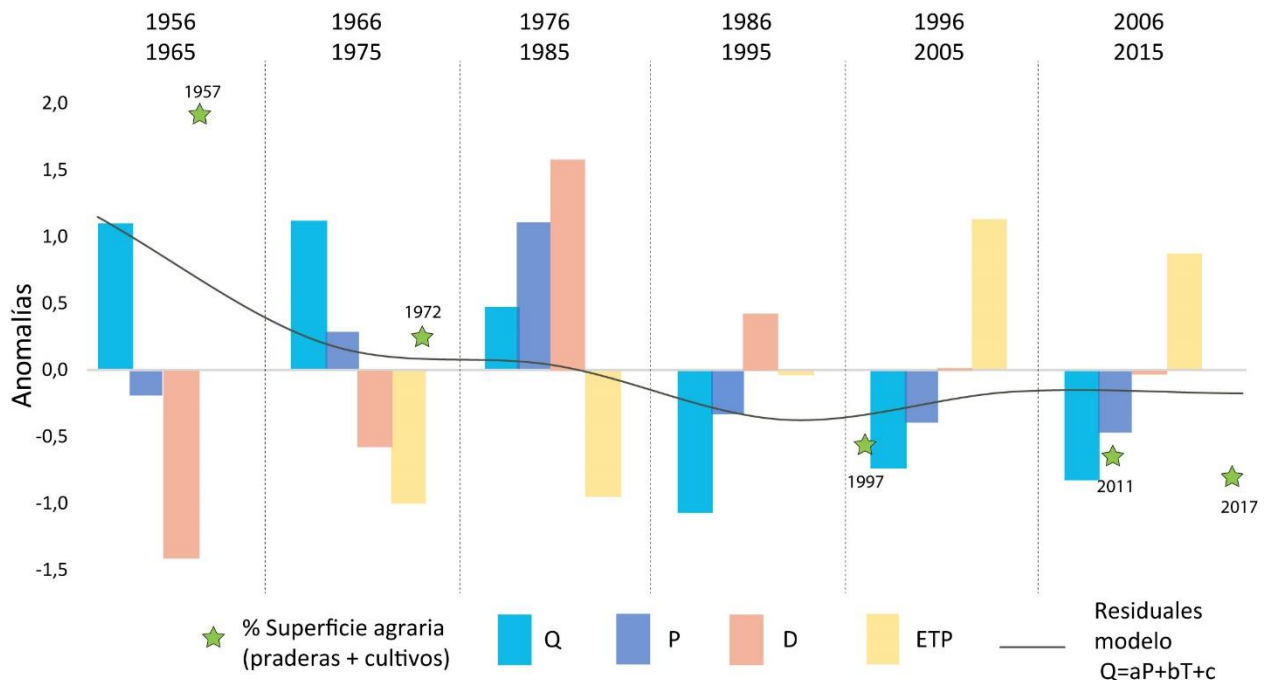


Figura 170. Comparación de los diferentes parámetros climáticos y la superficie agraria (la mayor parte pastos)

Hay una relación directamente proporcional entre los valores residuales no explicados por el clima y la evolución de la superficie agraria. Sin embargo esta relación es inversamente proporcional entre los citados residuales y el déficit hidrológico (D).

- Entre 1956 y 1965 con una superficie agraria aún extensa se dan las mayores anomalías positivas de residuales y negativas en cuanto al D. Se puede afirmar que en esta época las precipitaciones son altamente efectivas y la no existencia de matorral y bosque evita pérdidas por absorción.
- En el período 1966-1975. El déficit hidrológico negativo se reduce a la par que lo hace la superficie agraria y los residuales positivos. La transformación de las cubiertas en matorral principalmente parece favorecer la absorción y el aumento del D. Es el matorral

precisamente la cubierta que almacena una mayor cantidad de agua durante períodos secos, seguidos del barbecho y la pradera (Errea et al., 2001).

- Entre 1976 y 1985 D se incrementa notablemente por el aumento progresivo de la vegetación provocado por el descenso de las cubiertas agrarias hasta la total desaparición de los cultivos. Es un momento en el que se incrementa el caudal y también lo hacen las precipitaciones. Las temperaturas descienden y por lo tanto no justifican D. Como se ha indicado en el capítulo V, este es el período en el que se produjo un avance de vegetación a mayor velocidad sobre las parcelas abandonadas.
- Después el descenso de la superficie agraria se estabiliza y los residuales, así como D, se adaptan a las variables climáticas. Aumentan las temperaturas y estas son las que tienen mayor influencia sobre la escorrentía. A partir de 1986 Se puede decir que la vegetación prácticamente ha detenido su expansión y es otro el factor que determina los residuales negativos de Q de los años 1990 que no se explican por P y T.

c) La existencia o no de nevadas

Tanto los valores residuales de la regresión lineal ($Q=aP+bT+c$) que no se explican por estas dos variables climáticas como la disparidad de anomalías entre D y ETP en el período 1976 y 1985 (Tabla 42 y Figura 169) parecen indicar un vínculo muy claro entre las nevadas, la escorrentía y las cubiertas de suelo. Recordemos que fueron precisamente la década de los 70 y la primera parte de los 80, cuando se producen las mayores nevadas (Aptdo. 6.1.4.1. Las nevadas), además de un incremento en volumen de las precipitaciones.

Ya pudimos comprobar como la variable de días de nieve en la estación de St^a M^a de Redondo se ajustaba muy bien a los modelos de espesor y equivalencia en agua de la nieve por lo que se ha procedido a relacionarla con los valores residuales del modelo $Q=aP+bT+c$ (Figura 171).

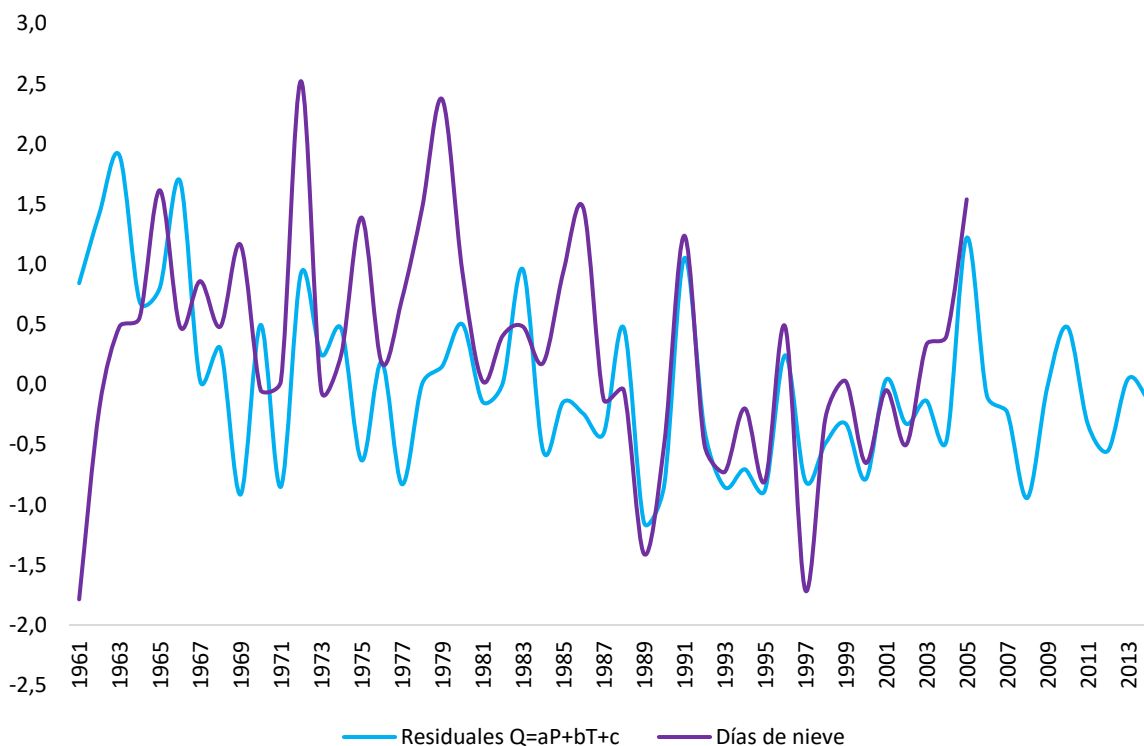


Figura 171. Relación entre los residuales del modelo $Q=aP+bT+c$ y el número de días de nevada en St^a M.^a de Redondo

Hay una correlación significativa al nivel $\alpha < 0,01$ (doble cola) entre los días de nieve y los valores residuales no explicados por el clima, y tiene un coeficiente de correlación ρ de Spearman de 0,412.

La correlación es especialmente fuerte solo a partir de 1987 hasta 2005. Anteriormente y muy en especial entre 1976 y 1985 vimos como se producía el mayor déficit hidrológico (D) a pesar del gran volumen de agua precipitado que hemos asociado a los cambios de uso de suelo. Sin embargo, una vez que el crecimiento de vegetación se ha estabilizado, el grosor y duración del manto nival es el verdadero factor capaz de explicar los valores residuales.

Este hecho relaciona directamente la precipitación en forma de nieve con una mayor escorrentía, es decir, en años con un volumen de precipitaciones similar el embalse recibe más aportaciones si ha nevado. Ante este hecho caben las siguientes interpretaciones:

1. Que las estaciones meteorológicas registran menos precipitaciones de la cuenta durante las nevadas. Esto ya ha sido contemplado para las estaciones españolas (Buisán et al., 2017).
2. Si se forma un manto nival se produce mucha más escorrentía, algo ya comprobado en otras montañas, e.g. Pirineos (López Moreno y García Ruiz, 2004; López Moreno et al. 2009;

CAPÍTULO VI LA HIDROLOGÍA Y LA VARIABILIDAD DEL CLIMA ACTUAL

García Ruiz et al. 2011; Sanmiguel et al., 2017) y en ambientes periglaciares con elevada nivación donde la ratio escorrentía – precipitación es muy elevada (Kane et al., 1998; Woo, 2012; Ballantyne, 2018).

Esto implica dos derivadas:

- a. El manto nival reduce la influencia de la vegetación.
- b. Un incremento de la vegetación reduce la escorrentía en ausencia de manto nival.

La situación se puede ejemplificar si se analiza lo ocurrido entre 1987-1988 (a), un año muy nivoso, y 1988-1989 (b) cuando las precipitaciones fueron en forma de lluvia. En la (Tabla 43) se ha comparado la proporción que cada año tiene respecto a la suma a+b en las variables de precipitación y caudal. Se ha observado que desde octubre hasta enero las proporciones de precipitación y caudal se mantienen idénticas pero a partir de febrero es superior las proporción de Q en el año nivoso a excepción de junio. En este mes se produce un pico de lluvias en el año nivoso (a) que no se traslada a los caudales. Este hecho se aprecia mejor en la Figura 172.

Tabla 43. Comparación de los años hidrológicos 1987-1988 (a) y 1988-1989 (b). El primero de ellos es mucho más nivoso que el segundo.

	Año	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A	S
Días nieve	a	1	8	3	11	12	9	5	0	0	0	0	0
	b	0	2	2	2	6	2	11	0	0	0	0	0
Equivalencia en agua de la nieve (mm)	a	1,3	35	216,8	260,1	339	441,6	286,9	1,4	0	0	0	0
	b	0	0,2	33,3	5,5	7,6	1,7	27,6	0	0	0	0	0
P (mm)	a	265,6	103,3	130,4	202,2	108,8	33,3	197,3	129,5	118,5	70,3	19	37,5
	b	133	36,6	22,2	40,2	53	44,4	99,6	83,1	13,4	45,8	18,9	26,5
	a+b	398,60	139,90	152,60	242,40	161,80	77,70	296,90	212,60	131,90	116,10	37,90	64,0
	P % a	67%	74%	85%	83%	67%	43%	66%	61%	90%	61%	50%	59%
	P % b	33%	26%	15%	17%	33%	57%	34%	39%	10%	39%	50%	41%
Q (m³/s)	a	10,96	5,91	46,18	29,09	25,56	28,58	42,3	24,25	11,67	9,7	6,08	6,01
	b	4,86	1,25	3,42	4,12	2,62	6,93	16,07	8,58	4,47	3,1	1,61	0,82
	a+b	15,82	7,16	49,60	33,21	28,18	35,51	58,37	32,83	16,14	12,80	7,69	6,83
	Q % a	69%	83%	93%	88%	91%	80%	72%	74%	72%	76%	79%	88%
	Q %b	31%	17%	7%	12%	9%	20%	28%	26%	28%	24%	21%	12%

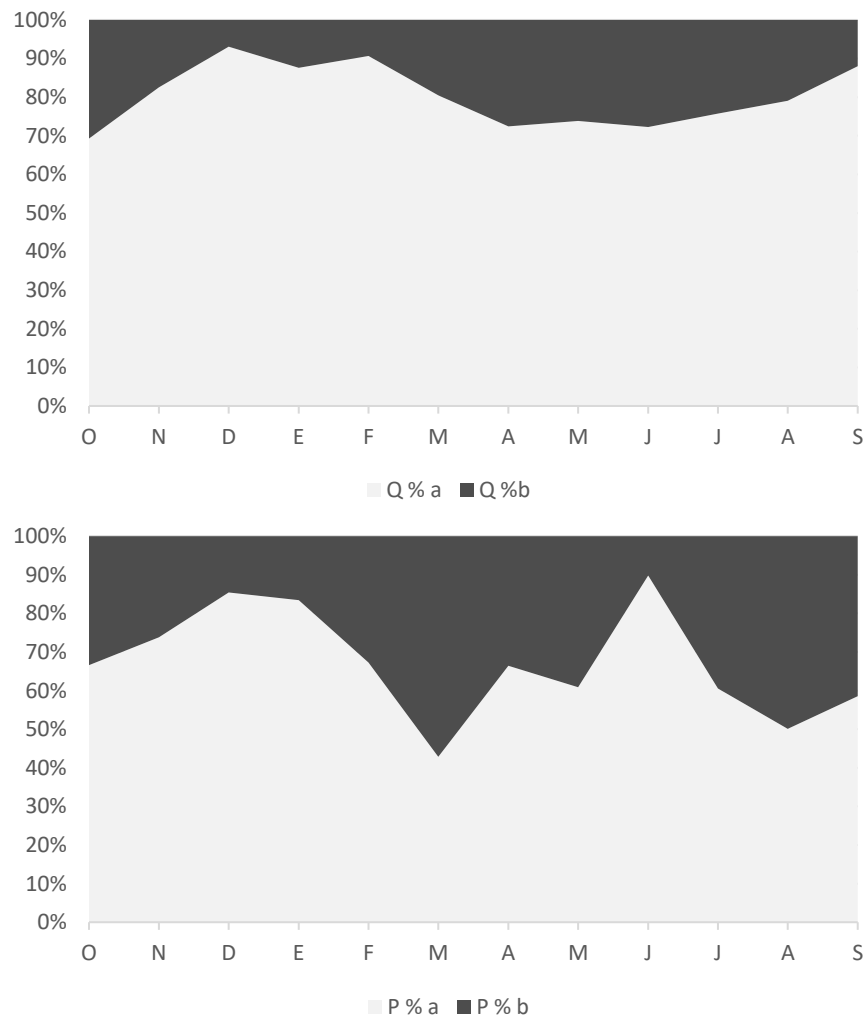


Figura 172. Proporción de precipitaciones (arriba) y caudal (abajo) entre año nivoso 1987-1988 (a) y año lluvioso 1988-1989 (b).

Se podría entender que el mayor crecimiento de vegetación en el año nival, una vez retirada la nieve es capaz de retener este pico de lluvias y no producir la misma proporción de caudal. En los últimos tres meses del año no sería bueno obtener conclusiones ya que el volumen de precipitaciones fue mucho más escaso. En este sentido se puede concluir que las nevadas actúan juntamente con la vegetación en la producción de escorrentía en el Alto Pisuerga siguiendo el siguiente modelo (Tabla 44).

CAPÍTULO VI LA HIDROLOGÍA Y LA VARIABILIDAD DEL CLIMA ACTUAL

Tabla 44. Efectividad de la escorrentía bajo diferentes circunstancias

Matorral y bosques	P en forma de nieve	Déficit hidrológico por absorción vegetal	Escorrentía
ESCASOS	SI	NO	LÓGICA
ESCASOS	NO	NO	LÓGICA
DENSOS	SI	NO	LÓGICA
DENSOS	NO	SI	MUY BAJA

En el modelo propuesto se establece una combinación de los dos factores que tienen capacidad para producir un déficit hidrológico por absorción vegetal como son el aumento de vegetación y el tipo de precipitación. Teniendo en cuenta que se ha producido un déficit hidrológico mayor en los períodos que no ha habido nevadas entre 1985 y 2005, se entiende que la vegetación sólo tiene capacidad para reducir drásticamente la escorrentía en ausencia de manto nival. Lógicamente lo hará en mayor medida si se produce una densificación y por esta razón no se produjo un déficit hidrológico a finales de los años 1950 y comienzos de los años 1960.

6.3. Cambios mensuales del clima y régimen fluvial

Los ríos de la Cordillera Cantábrica siguen un régimen pluvio-nival con picos puntuales debido al incremento repentino de temperaturas propio de su localización en una franja de contacto con entre el clima mediterráneo y de la variedad de situaciones atmosféricas de las latitudes medias. En todo caso, la fusión de la nieve suele propiciar los máximos caudales. A escala mensual se aprecian cambios significativos en los caudales como ya advirtió Morán Tejeda (2012) en los datos de explotación del embalse de Requejada apuntando un descenso en primavera y verano y también

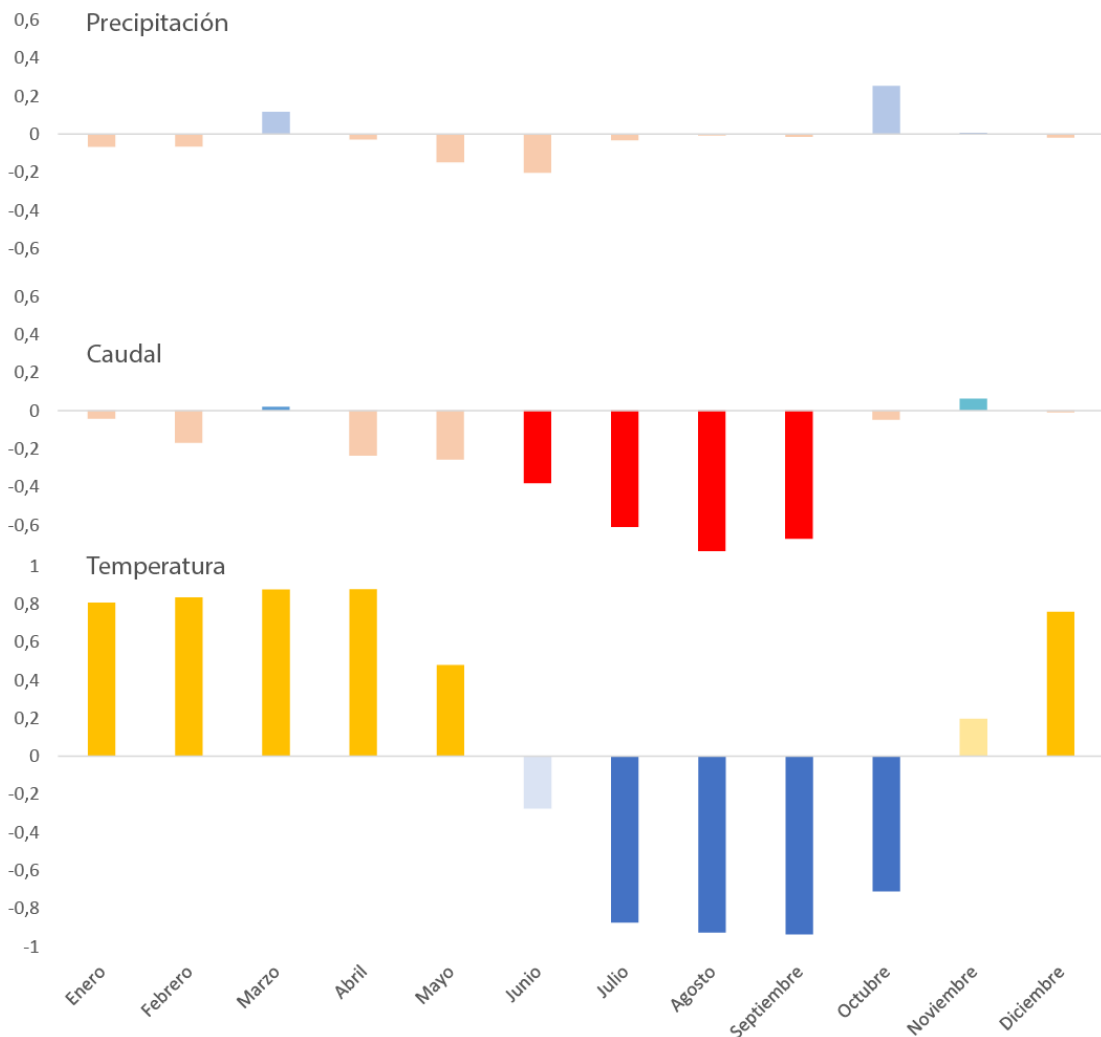


Figura 173. Distribución mensual del coeficiente de correlación de Spearman para precipitaciones, caudal y temperaturas entre 1962 y 2014. Los colores sólidos indican las correlaciones significativas ($\alpha < 0.01$).

afectando a la dinámica de llenado de los embalses. Este comportamiento se repite en otras cuencas del sistema Duero (Ceballos Barbancho et al., 2008; Morán Tejada et al., 2010; Morán Tejada, 2012). Este hecho apunta a un peso decreciente de la nieve en el régimen de ríos nivo-pluviales con un adelanto de las aguas altas que también se aprecia en los ríos pirenaicos (García Ruiz et al., 2015).

Mediante el coeficiente de correlación de las series regionales mensuales entre 1962 y 2014 se aprecian las siguientes tendencias (Figura 173):

- a) En las **precipitaciones** los coeficientes de correlación no son significativos ($\alpha < 0,01$) en ningún período del año, al igual que no lo eran entre diferentes años. Se aprecia un ligero incremento casi despreciable en los meses de marzo y octubre y un descenso también despreciable en enero, febrero, mayo y junio.
- b) En las **temperaturas**, sí que se pueden ver cambios significativos ($\alpha < 0,01$) en 10 de los 12 meses. Se produce un ascenso de temperaturas en el período estudiado, determinado con un coeficiente ρ positivo y muy próximo a +1 en diciembre, enero, febrero, marzo y abril, y cercano a +0,5 en mayo, también significativo. En noviembre también se aprecia un ligero ascenso que no es significativo.
Al contrario, se ha producido un descenso en las temperaturas significativo ($\alpha < 0,01$) en julio, agosto, septiembre con ρ negativo muy cercano a -1, y también significativo en octubre con ρ de 0,8. Este descenso también se da ligeramente en junio, pero no es significativo.
- c) El **caudal** presenta unos valores de correlación ρ de Spearman negativos en 10 de los 12 meses, quedando los dos restantes casi a cero. El descenso es especialmente significativo tan solo en los meses de verano junio, julio, agosto y septiembre con coeficientes de correlación entre 0,5 y 0,6, muy altos. Estos coeficientes negativos siguen una tendencia que incluye a abril y mayo con $\rho >$ de 0,2. Los meses de noviembre a marzo, parecen estar excluidos de esta tendencia por lo que conviene destacar que hay un elemento que disminuye la escorrentía de los meses de verano actuando desde finales de la primavera.

En conjunto se pueden apreciar que solo hay cambios significativos en caudal y temperatura (Figura 174). Es bastante claro que el escenario de subida de temperaturas en el período ha afectado al régimen fluvial. La mayoría de las investigaciones muestran una muy Buena correlación entre descenso de nevadas e incrementos de temperaturas (Adam et al., 2009). La fusión nival se produce cada vez antes en el año y en consecuencia la escorrentía se reduce en adelante. Es evidente que las temperaturas invernales elevadas tienen consecuencias obvias en las nevadas y el régimen de fusión nival que afectan a la escorrentía (López Moreno y García Ruiz, 2004; Morán Tejeda et al., 2010; Sanmiguel et al., 2017).

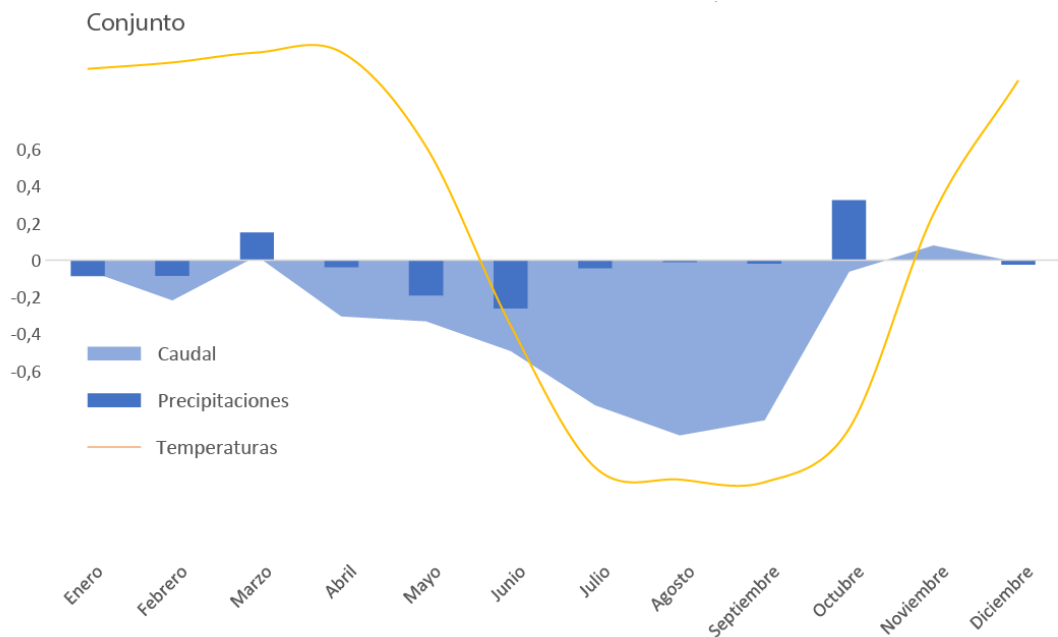


Figura 174. Evolución conjunta del coeficiente de correlación p de Spearman de Q , P y T

Los cambios en el régimen fluvial por décadas se plasman especialmente en el pico de crecida primaveral (Figura 175) que en las últimas tres décadas ha estado en marzo, mientras que en la década de los 70 y 80 estuvo en abril. Previamente en los años 60 estuvo también en marzo. En el resto de los meses los caudales no han variado su comportamiento más allá de la mayor cuantía entre 1970 y 1989 y un ligero descenso de los caudales actual en noviembre y diciembre.

CAPÍTULO VI LA HIDROLOGÍA Y LA VARIABILIDAD DEL CLIMA ACTUAL

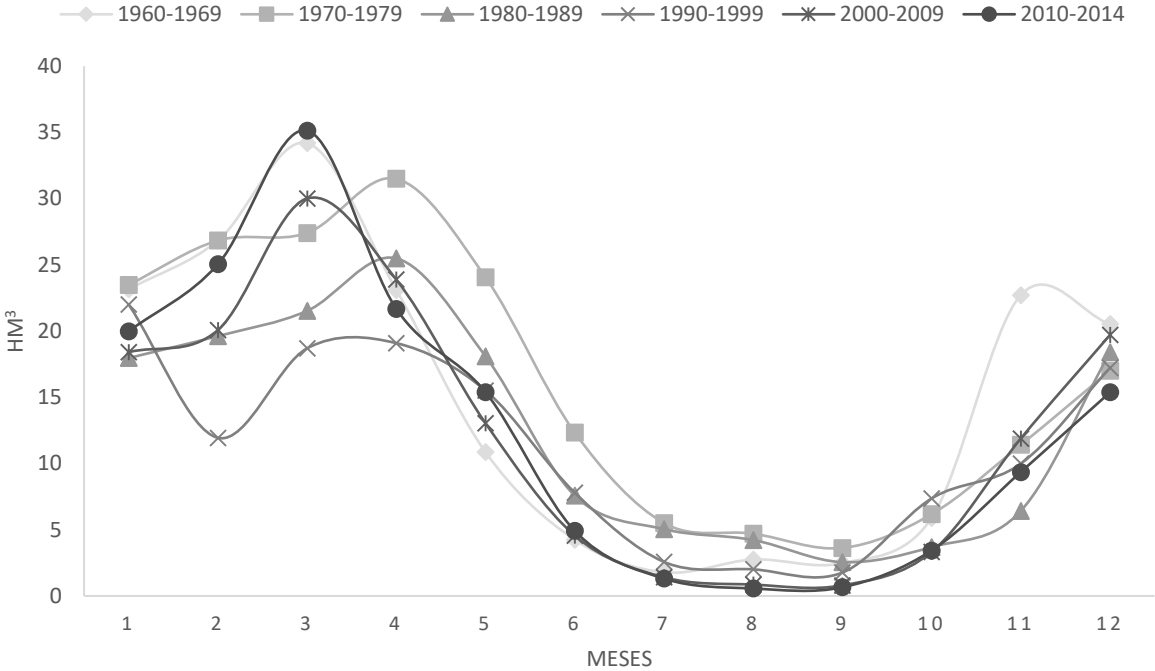


Figura 175. Evolución por décadas del régimen fluvial del Pisuerga en la entrada del embalse de Requejada

CAP. VII. COMPORTAMIENTO SEDIMENTARIO Y CAPACIDAD MODELADORA DEL AGUA EN LA CUENCA



Figura 176. Fondo del embalse de Requejada junto al puente de Vañes sobre el valle de Castillería

7.1. El ritmo y características de los procesos ambientales a través del análisis del aterramiento en el embalse de Requejada

En el Alto Pisuerga los procesos históricos de cambio en los usos de suelo deberían dejar huellas aguas abajo. El Cambio Global suele generar cambios en las áreas fuente de sedimento, en la conectividad entre laderas y cauces o la modificación de los propios cauces (Ibisate et al., 2011; García Ruiz et al., 2015; Besné e Ibisate, 2015). A menudo se vincula el máximo demográfico como el momento más activo desde un punto de vista geomorfológico (Molinillo et al., 1997; Liébault et al., 2005) y el posterior decaimiento de la actividad morfogénica por el crecimiento de las plantas.

Por ello el estudio de la sedimentación o aterramiento de embalses ofrece una oportunidad para inducir cambios en el funcionamiento del medio físico. Hay experiencias en embalses de la cuenca del Ebro donde se ofrecen cronologías (Navas et al., 1998, 2004; Valero Garcés et al., 1999) o en otros casos se realiza un profundo análisis a una alta resolución. Alternativamente se realizan mediante batimetrías (Sanz Montero et al., 1998) o mixtas mediante batimetría y sedimentología (Avendaño et al., 1997). En general, los sedimentos de los embalses españoles ofrecen una composición acorde con las características geológicas de la cuenca (Sanz Montero et al., 1998). En este sentido, el estudio del tamaño de las partículas es un parámetro sedimentológico fundamental (Ryzak y Bieganski, 2011).

CAPÍTULO VII. COMPORTAMIENTO SEDIMENTARIO Y CAPACIDAD MODELADORA DEL AGUA EN LA CUENCA EN LA CUENCA

En el embalse de Requejada hay dos cuencas principales de aportación. Por el Norte, la cuenca principal del Pisuerga (RQb) y por el Este la cuenca de Castillería (RQa), ambas incluidas dentro de la cuenca de estudio.

- a) La cuenca de Castillería tiene una superficie de 50,2 Km² y una altitud media de 1.340 m. El río Castillería no tiene estación de aforo. En régimen de aguas bajas se ha medido un caudal de un tercio del que aporta la cuenca del Pisuerga.
- b) La cuenca del Pisuerga tiene una superficie de 143,68 Km² tomada desde la estación de aforo de San Salvador, con una altitud media de 1.424 m.

7.1.1. Perfil litoestratigráfico Requejada 1 (RQa)

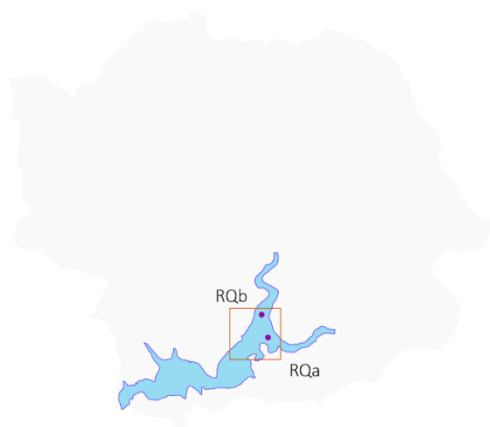


Figura 177. Depósito del embalse de RQa

El depósito lacustre depositado en el interior del embalse RQa (Figura 177) permite estudiar un relleno de 151 cm. sedimentado en un período de 75 años. En el perfil se han podido identificar hasta 12 niveles distintos, de los cuales dos han sido subdivididos en subniveles dado que eran mucho más grandes que los demás.

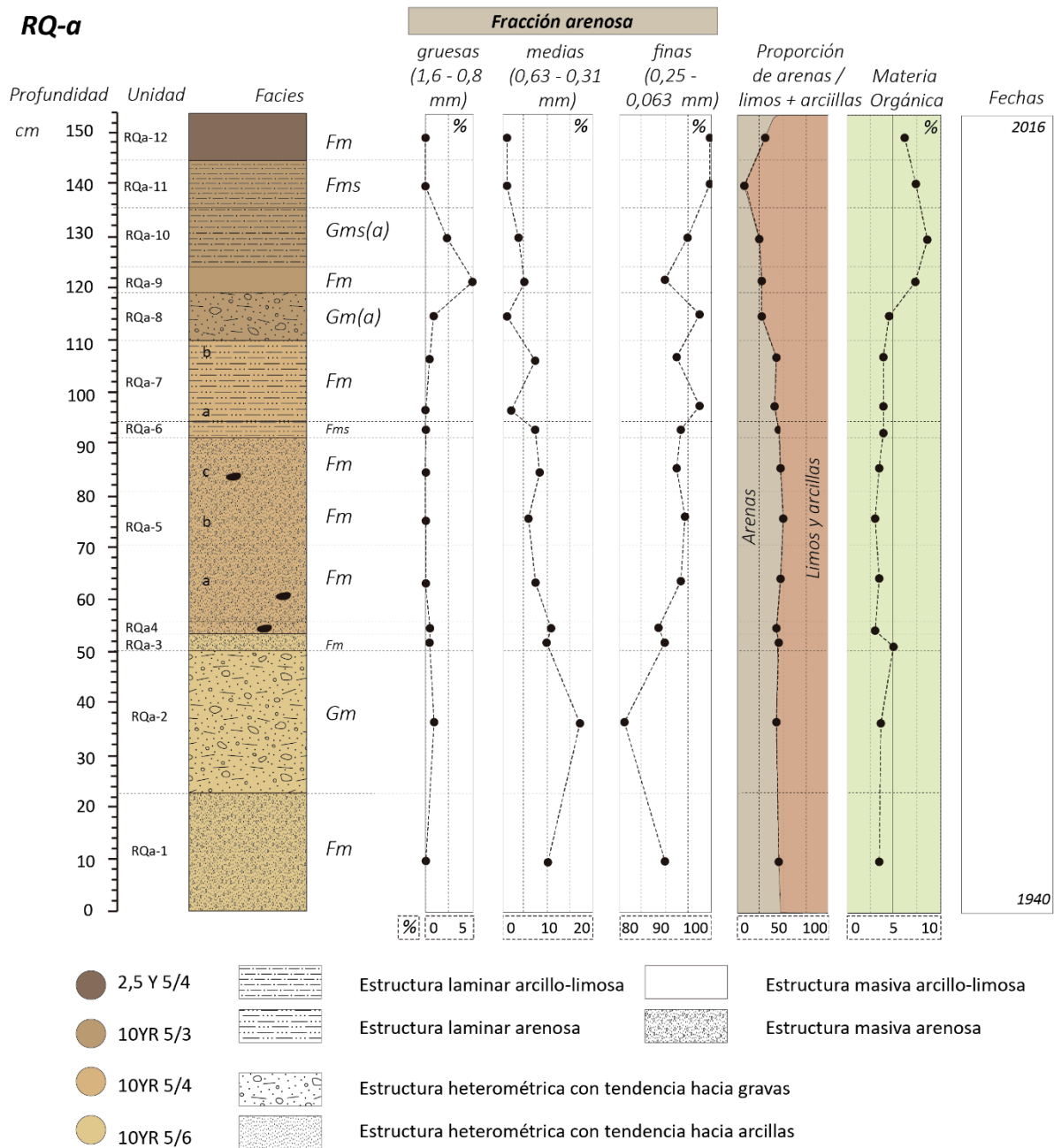


Figura 178. Depósito del embalse de Requejada (RQa). Se comparan estructuras, texturas, color Munsell y materia orgánica

CAPÍTULO VII. COMPORTAMIENTO SEDIMENTARIO Y CAPACIDAD MODELADORA DEL AGUA EN LA CUENCA

RQa-1. Es el primer nivel y tiene una textura completamente ausente de gruesos con arenas y limos casi al 50%, así como carente de arcillas. Dentro de la fracción arenosa la mayoría son arenas muy finas con la distribución en torno a una mediana de 0,11 mm y similares características en la distribución de frecuencias de los niveles superiores. La materia orgánica y el color se mantienen los de RQa-2 y RQa-3.

RQa-2. Este nivel es completamente diferente al resto ya que se compone de bloques de hasta 270 mm con gravas. Se interpreta como un depósito fluvio-torrencial de gran intensidad entre los años 1940 y 1950. La mediana de la fracción arenosa se incrementa a 0,14 mm con una buena clasificación, simetría y agrupación en torno a la mediana de la muestra. La materia orgánica es idéntica a RQa-3.

RQa-3. Se compone de una estructura heterométrica con tendencia hacia finos donde los gruesos son pequeñas gravas (7%). Las arenas presentan unas características similares a RQa-4 y aparecen en un 43%. Los limos y arcillas son el 50%. El cambio más destacado es la aparición de una mayor saturación del color donde los amarillos y rojos pueden haber respondido a una mayor oxidación. La materia orgánica es de 4,23 %.

RQa-4. Es un nivel heterométrico con presencia de gravas y pequeños cantos (5-20 mm) con un 21% del conjunto. Los finos son limo arenosos. Las arenas como en el resto de los niveles son muy finas aunque hay un 4% de arenas gruesas. La mediana es de 0,12 mm. La materia orgánica (5,06%) es muy superior a los niveles superiores e inferiores. Se puede deber a que se ha producido posiblemente una estabilización del nivel del embalse durante varios días a la altura del depósito.

RQa-5C, 5B, 5A. Es un nivel de estructura masivo muy espeso que se ha separado en 3 subniveles. En todos ellos los gruesos son testimoniales en forma de dropstone (20 mm). Todos son de carácter limo arenoso o areno limosos por una proporción cercana al 50% de cada textura. En la fracción arenosa las arenas son muy finas, de un tamaño mediano entre 0,11 y 0,12 mm bien clasificadas simétricas y muy platicúrticas, salvo en 5C que están mejor clasificadas y menos platicúrticas. Indican una sedimentación de baja energía durante un período largo de tiempo por lo que debe haberse sedimentado este nivel en el período de mayores precipitaciones en la cuenca en los años 70.

RQa-6. Es un nivel estrecho con estructura laminar con pocos gruesos (3%) y finos repartidos de forma similar entre arenas (43%) y limos (54%). En la fracción arenosa, como el resto de los niveles, las arenas son muy finas, bien clasificadas, simétricas y distribuidas en torno a la mediana (0,11 mm). La materia orgánica es de apenas el 3,82% el nivel más bajo de todos los niveles.

RQa-7A y 7B. Es un nivel que se ha dividido en dos por espesor aunque se han detectado que el nivel inferior de los dos tiene arenas más finas (0,10 mm) frente a 0,11 del superior. La estructura es laminar en bandas microrrítmicas y el nivel superior está ligeramente peor clasificado. La materia orgánica es baja, del 4,07 y 4,21%.

RQa-8. Estructura heterométrica. No hay gruesos y los finos se componen de arenas en un 27% y limos y arcillas en un 73%. Las arenas tienen las mismas características de tamaño y distribución que el nivel superior, muy finas. En este caso no se ha producido ningún depósito en el perfil sin estar cubierto de agua. La materia orgánica es cercana al 6% pero algo inferior a los niveles superiores.

RQa-9. Es un nivel con estructura masiva arcillo limosa. Los finos representan aquí el 82% siendo 21% arenas y 61% limos y arcillas. Las arenas son muy finas y están muy bien clasificadas, simétricas y distribuidas en torno a la mediana (0,09 mm). La materia orgánica es muy inferior a los niveles superiores (1,71%).

RQa-10. Es un nivel también con estructura laminar en bandas microrríticas. Es el nivel con mayor cantidad de gruesos (41%) con cantos y gravas subredondeadas debido a una exposición atmosférica mayor coincidente con eventos fluvio-torrenciales. Por ello presenta también elementos antrópicos. Los finos son limo arenosos donde la fracción arenosa es de apenas el 14% de la muestra (arenas muy finas y muy bien clasificadas de mediana 0,08 mm) mientras los limos fundamentalmente y las arcillas son el 45%. Posee la mayor cantidad de materia orgánica del perfil (8,37%) que está en relación con ese período de exposición.

RQa-11. Se trata de un nivel con estructura laminar donde predomina la textura limo-arcillosa sin apenas arenas, solo un 4%. Estas pocas arenas tienen unas características similares al nivel superior pero mayor materia orgánica. Los gruesos alcanzan el 3% y son gravas de 3-4 mm. La escasez de arenas se interpreta como que el depósito ha estado completamente lleno todo el tiempo y la aportación de gravas procede de algún episodio más torrencial muy puntual que ha movilizó corrientes en profundidad.

RQa-12. Es un nivel con estructura masiva. Los gruesos son testimoniales y los finos son de textura inferior a la fracción arenosa ya que el 70% es arcilloso con algunos limos. Incluso dentro de la fracción arenosa casi la totalidad son arenas muy finas muy bien clasificadas, simétricas en torno a la mediana (0,08 mm) y muy platocúrticas. La materia orgánica es abundante (6,84%) aunque menor a los dos niveles inferiores. Su color es diferente al resto con menor presencia de tonalidades rojas, tal vez por no haber tenido tiempo para oxidarse.

CAPÍTULO VII. COMPORTAMIENTO SEDIMENTARIO Y CAPACIDAD MODELADORA DEL AGUA EN LA CUENCA

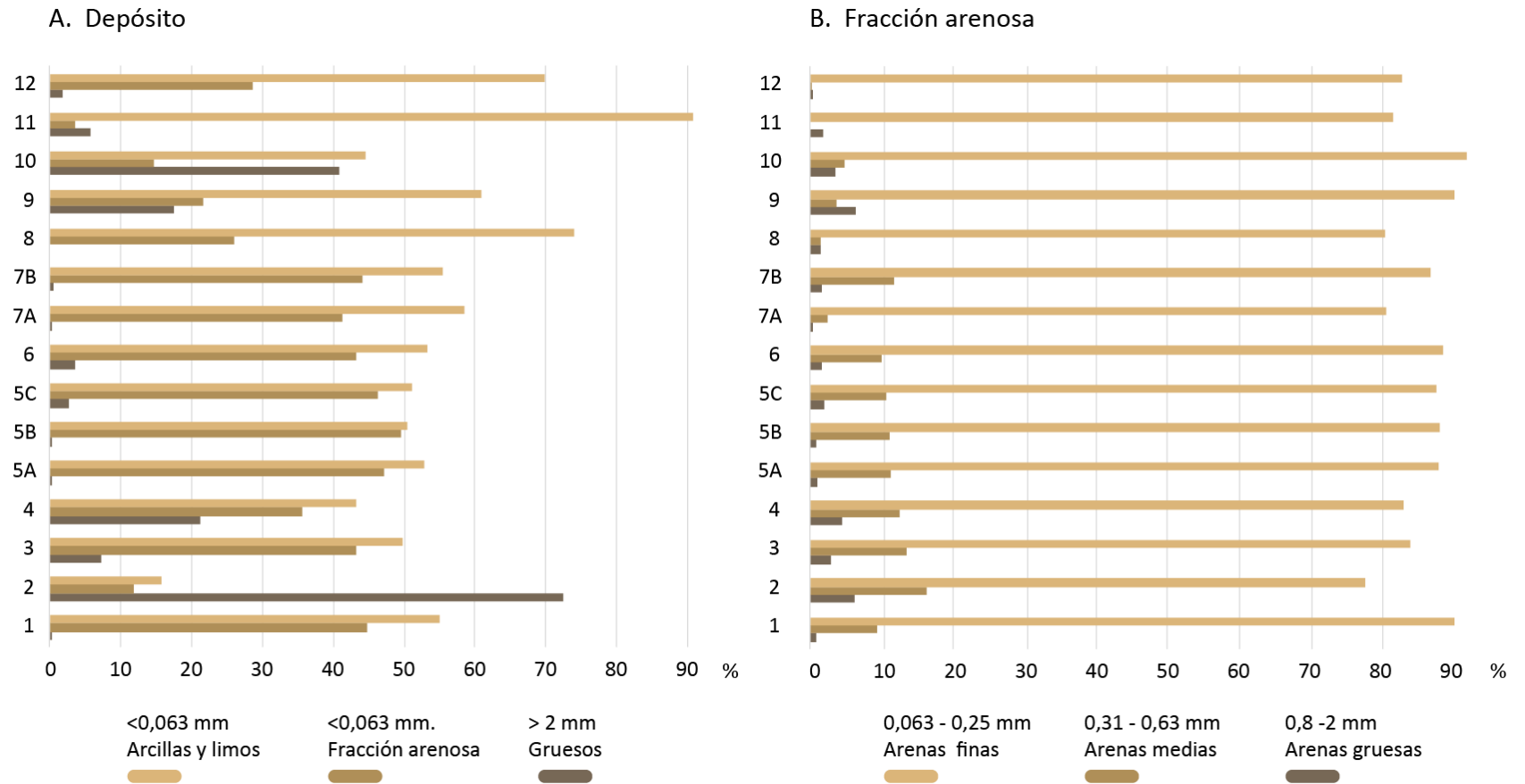


Figura 179. Distribución por niveles de las texturas en el depósito RQa (A.) y de la fracción arenosa (B.)

En estos niveles se ha podido identificar una desigual distribución de tamaños de la fracción arenosa (Wentworth, 1922) donde se aprecia una ligera tendencia hacia tamaños más finos.

Tabla 45. Características del perfil litoestratigráfico del embalse de Requejada 1

Nivel	%< 63 µm	Código de facies	Color	% Org. (LOI)	σ_i	Q50 (mm)	Mz	So	Ski	KG'	% fracción gruesa (>2mm)
RQa-12	71,00	Fm	2,5Y- 5/4	6,84	0,31	0,08	3,37	1,06	0,30	0,024	0,02
RQa-11	96,27	Fms	10YR- 5/3	7,27	0,17	0,08	3,63	1,02	0,23	0,023	0,06
RQa-10	75,17	Gm(a)	10YR- 5/3	8,37	0,82	0,08	3,18	1,11	0,52	0,021	0,41
RQa-9	73,73	Fm	10YR- 5/3	7,14	0,95	0,09	3,08	1,16	1,13	0,022	0,18
RQa-8	73,97	Gm(a)	10YR- 5/3	4,71	0,38	0,08	3,49	1,05	0,43	0,022	0,00
RQa-7B	55,73	Fms	10YR- 5/4	4,07	0,85	0,11	2,83	1,25	0,38	0,023	0,00
RQa-7A	58,70	Fms	10YR- 5/4	4,21	0,58	0,10	3,13	1,15	0,21	0,022	0,00
RQa-6	55,13	Fms	10YR- 5/4	3,82	0,80	0,11	2,84	1,22	0,46	0,025	0,03
RQa-5C	52,50	Fm	10YR- 5/4	3,44	0,40	0,11	2,49	1,04	2,26	0,041	0,03
RQa-5B	50,43	Fm	10YR- 5/4	3,85	0,79	0,11	2,82	1,25	0,36	0,025	0,00
RQa-5A	52,83	Fm	10YR- 5/4	3,46	0,86	0,12	2,82	1,23	0,31	0,022	0,00
RQa-4	54,83	Fm	10YR- 5/4	5,06	0,99	0,12	2,72	1,30	0,46	0,023	0,21
RQa-3	53,57	Fm	10YR- 5/6	4,23	0,89	0,11	2,73	1,25	0,38	0,025	0,07
RQa-2	56,87	Gm	10YR- 5/6	4,24	1,12	0,14	2,53	1,37	0,36	0,023	0,72
RQa-1	55,12	Fm	10YR- 5/6	4,24	0,81	0,11	2,88	1,21	0,26	0,021	0,00

CAPÍTULO VII. COMPORTAMIENTO SEDIMENTARIO Y CAPACIDAD MODELADORA DEL AGUA EN LA CUENCA

La proporción de **fracción fina inferior a los 63 μm** indica una estabilidad aproximada hasta RQa-8 en la que se incrementa el porcentaje de finos. Esta tendencia se aprecia también en la **mediana (Q50)** que entre RQa-1 y RQa-7B se sitúa entre 0,10 y 0,12 mm a excepción de RQa-2 (0,14). A partir de CA-8 se reduce hasta los (0,08-0,09 mm). **La media (Mz)** indica una tendencia hacia los finos a partir de RQa-7A. Antes la media en unidades phi se sitúa entre 2,53 y 2,88 (0,13 y 0,17 mm).

El coeficiente de clasificación (S_o) indica una buena a moderadamente buena clasificación de la muestra. Los valores mejor clasificados son los valores más pequeños por lo que se puede identificar el período entre RQa-1 y RQa-5B como el período en el que se produjo una peor clasificación junto a RQa-7B. En el **coeficiente de asimetría (Ski)** todos los niveles presentan una fuerte asimetría hacia finos con valores positivos en todos los casos, lo que indica una sedimentación lacustre de baja energía. No obstante se pueden diferenciar etapas donde esa disimetría hacia finos es mayor, especialmente en RQa-5C y RQa-9. Esto indica que durante estos períodos no se produjeron corrientes con capacidad de transportar arenas gruesas siendo la mayor parte de la sedimentación por decantación.

La **curtosis o coeficiente de acuidad (KG')** indica en todos los niveles que la distribución de frecuencias tiene una clara tendencia platicúrtica, es decir que no presenta una concentración destacada en los valores centrales de la distribución. Se puede entender que la deposición de tamaños ha sido homogénea dentro de la fracción analizada (2-0,063 mm).

El **color** ha variado solamente en croma, es decir en la saturación que ha ido disminuyendo (RQa: 1-3; RQa: 4-7B; RQa: 8-11; RQa: 12). Esto se puede interpretar con una relación directamente proporcional a la humedad pero también a una relación variable de grado de oxidación de los minerales. El contenido de materia orgánica presenta un gran incremento a partir de RQa-8 de hasta el 8,37% en RQa-9. Previamente se había mantenido entre el 3 y 4%. El % de fracción gruesa o rechazo es muy baja a excepción de **RQa-2, RQa-4 y RQa-9 y RQa-10**.

Se aprecia desde 1940 un cambio en la distribución del tamaño de grano (Figura 181). La curva granulométrica evidencia la sedimentación lacustre a excepción de RQa-2, sin embargo, lo más interesante es que la sucesión de capas en el depósito sigue una tendencia clara hacia una disminución de la proporción de arenas en el conjunto de la fracción fina. Aunque la arcilla está bien representada en todo el perfil, se pasa de un porcentaje de arenas en RQa-1 del 44% a un 29% en RQa-12 y también de un tamaño medio de grano de 1,1 mm en la década de 1940 a 0,8 mm en las capas más recientes, posteriores a RQa-8 (Tabla 45).

El espesor acumulado, asumiendo el error de una sedimentación homogénea indicaría una tasa de sedimentación para los 75 años de unos 2 cm al año. Esto se puede descartar por la variabilidad interanual de caudales y la diferente profundidad a la que está inmerso el depósito dependiendo de los años (Figura 182). Se aprecia un ritmo acelerado de sedimentación desde RQ-1 hasta RQ-7B en condiciones de disponibilidad hídrica en el embalse con sedimentos cubiertos de agua y escaso contenido orgánico a excepción de RQ-3, que es muy breve. Este relleno se produjo con casi total seguridad con anterioridad comienzos de la década de 1980, momento en el que disminuyen los caudales y el embalse tiene mayor número de episodios de sequía. A partir de entonces el relleno parece haber ido respondiendo a episodios alternantes de excedente hídrico y de sequías. No existe ningún contacto abrupto en el perfil lo que indica un ambiente deposicional continuo. La estabilidad es particularmente clara en la parte central del perfil (RQa-5 A-B-C). Las últimas capas muestran, al contrario, contactos más claros con episodios de mayor energía en la deposición que llevaron a depositar arenas más gruesas (RQa-6, RQa-8 y RQa-10).

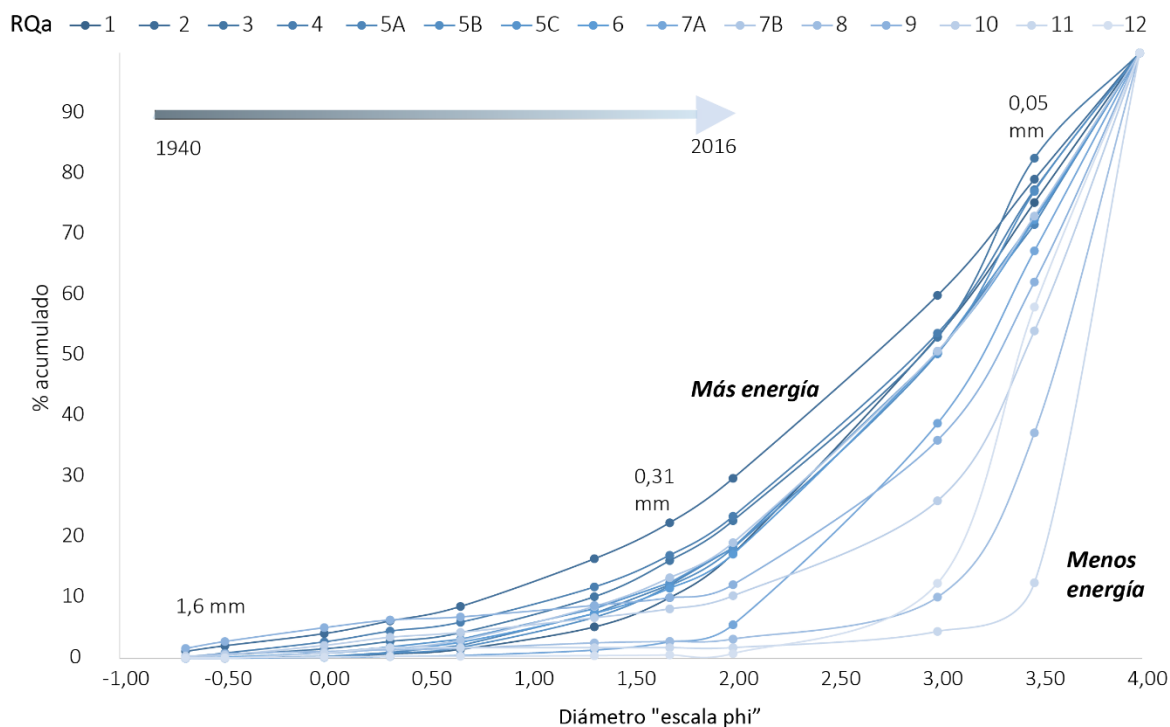


Figura 180. Evolución del tamaño de las arenas

CAPÍTULO VII. COMPORTAMIENTO SEDIMENTARIO Y CAPACIDAD MODELADORA DEL AGUA EN LA CUENCA

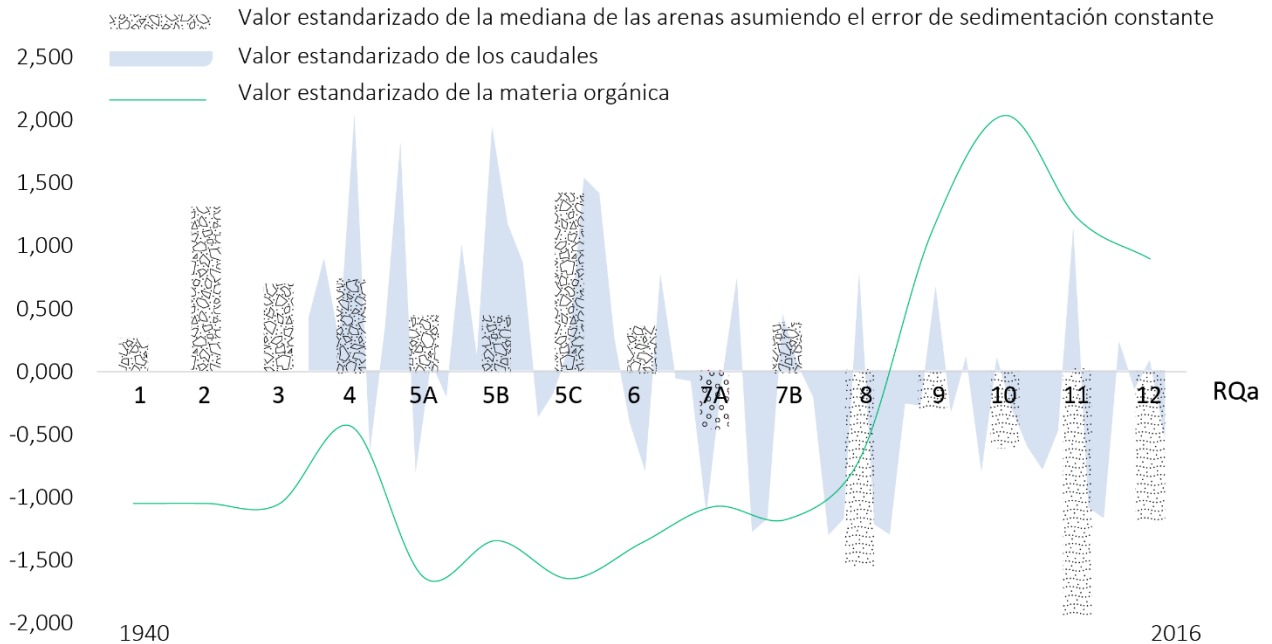


Figura 182. Comparación entre la tendencia del tamaño de grano, caudal y materia orgánica

La proporción de materia orgánica aumentó también de forma exponencial después de un período de equilibrio (RQa-1 a RQa-7) desde la capa RQa-8 hasta la capa RQa-10. Conociendo que el tamaño y la materia orgánica cambian simultáneamente sus tendencias, estas se pueden correlacionar con el cambio de tendencia en las anomalías del caudal experimentadas en la década de 1980. Para poder representar este hecho en la Figura 182, al no tener dataciones se han distribuido uniformemente los horizontes del perfil asumiendo el error de la existencia de una sedimentación constante. Estos resultados irían en la línea de lo apuntado hasta ahora en otras cabeceras montañosas donde se ha detectado un descenso de la carga sedimentaria después de la expansión del matorral sobre cultivos y pastizales abandonados (Lasanta et al. 2010) reduciendo los procesos geomorfológicos activos en las cabeceras montañosas (García Ruiz et al. 2010). En todo caso conviene tomar con cautela estos resultados dado que el embalse ha estado más tiempo al descubierto en los últimos años con una exposición mayor a la atmósfera a final del verano.

7.1.2. Perfil litoestratigráfico Requejada 2 (RQb)

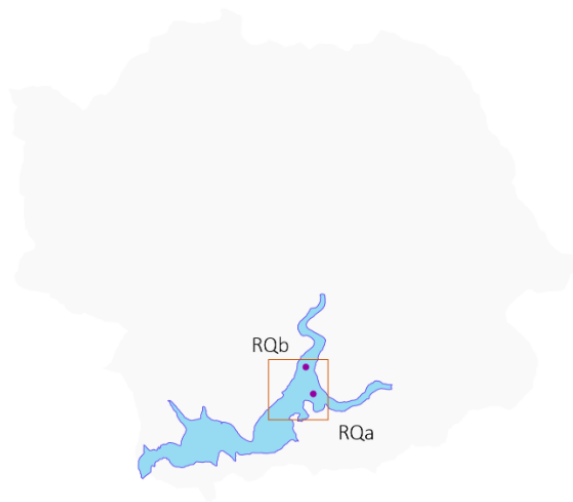


Figura 183. Perfil litoestratigráfico RQb- 2

El depósito lacustre depositado en el interior del embalse RQb (Figura 183) permite estudiar un relleno de 128 cm sedimentado en un período de 76 años. En el perfil se han podido identificar hasta 10 niveles distintos. Este depósito plantea algunas dificultades mayores al encontrarse más cerca de la ladera compuesto por un depósito más arcilloso y en contacto con el flujo de entrada al embalse que hace muy inestable el terreno. La síntesis del depósito se puede apreciar mediante el perfil realizado (Figura 184).

RQ-b

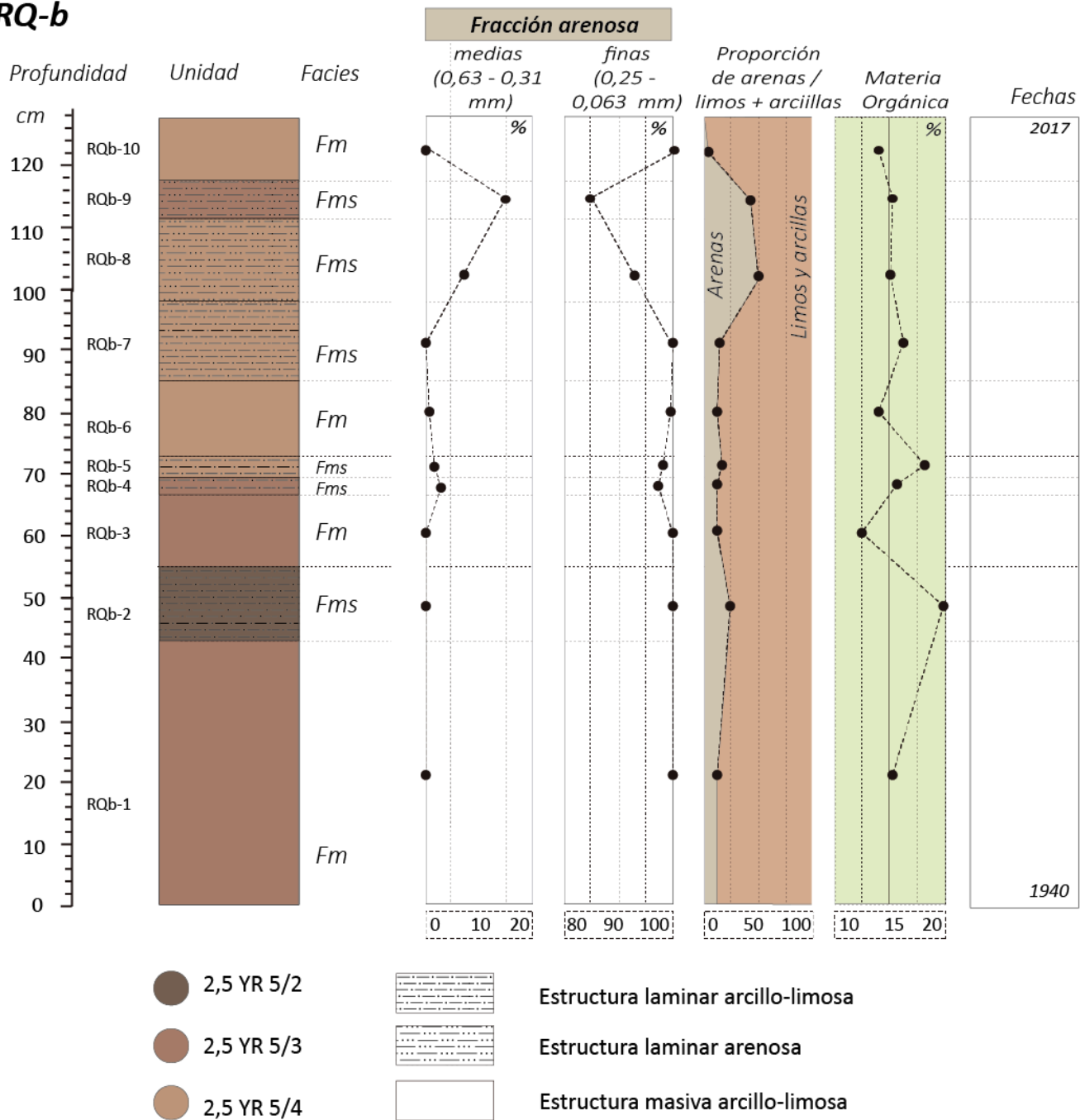


Figura 184. Perfil litoestratigráfico del depósito del embalse de Requejada RQb

RQb-1: El nivel inferior es el más espeso y homogéneo con estructura masiva y sedimentación plenamente lacustre. La observación en campo indica que es fundamentalmente arcilloso. Las arenas apenas son el 10% con similares características a los niveles superiores. Durante un período a partir de 1940 este depósito fue lacustre con un relleno rápido de sedimento. La materia orgánica es del 15,53%.

RQb-2: Se trata de un nivel con estructura laminar horizontal en el que se pueden apreciar arenas de mayor tamaño (Figura 185) que han sufrido alguna aportación fluvial además de la lacustre mayoritaria. La fracción arenosa en su conjunto es el 23,5% de los finos y tiene el mayor contenido de materia orgánica del perfil (19,42%). Tanto la influencia fluvial como la elevada materia orgánica pueden indicar que el nivel del embalse permaneció muchas veces estable en torno a este nivel.

RQb-3: Se trata de un nivel masivo y continuo que podría vincularse al período de máximos caudales de los años 70 dado que es mucho más homogéneo y sin tanta materia orgánica como en el resto de los niveles (12,58). Podría relacionarse con haber estado sumergido el depósito mucho más tiempo de forma continua. Es también arcillo limoso, con una mediana en 0,08 mm y una distribución de frecuencias que indica un origen lacustre muy bien clasificado y agrupado en torno a la media.

RQb-4: Tiene una estructura laminar arcillo-limosa. Las arenas son solo un 13,4% con una mediana de 0,09 mm y ligeramente mejor clasificadas que RQb-5 con un transporte lacustre. Se incrementa de nuevo ligeramente la saturación en el color y disminuye la materia orgánica a un 12,58%.

RQb-5: Es un nivel de escaso espesor con una estructura laminar y alto contenido de hojas que fueron eliminadas. Las arenas son el 19,7% y los limos y arcillas el 80,3%. La mediana de la fracción arenosa es de 0,09 mm y la materia orgánica es mayor (17,84%). El color asimismo gana ligeramente en saturación.

RQb-6: Nivel masivo arcillo-limoso (87,63%) sin gruesos y un 12,37% de arenas. En la fracción arenosa la mediana es de 0,08 mm y su distribución indica un carácter lacustre. Se diferencia del nivel superior en ser menos simétrica respecto a la mediana y tener un contenido de materia orgánica ligeramente inferior (14,14%).

RQb-7: Es un nivel también laminar donde los limos y las arcillas son de nuevo mayoritarias (86,27%). Dentro de las arenas, la mediana está en 0,08 mm, al igual que en el nivel RQb-10. Las arenas vuelven a ser de los calibres más finos propiamente lacustres. La materia orgánica asciende a 16,39%.

RQb-8: Estructura laminar sin gruesos. La fracción arenosa es el 50% de los finos y el resto son limos y arcillas. La mediana de las arenas es de 0,13 mm y estas presentan características similares al nivel superior con arenas ligeramente más gruesas con arenas de tamaño intermedio y ligeramente mejor clasificadas. Esto se debe a un claro carácter fluvial por lo que este nivel no sigue la dinámica lacustre. La materia orgánica es de 14,95%. Se aprecian bandas versicolores.

RQb-9: La estructura es laminar y en este caso las arenas son un 34,83%. No posee gruesos. Las arenas están muy bien clasificadas con disimetría hacia finos y bien agrupada en torno a la mediana (0,12 mm) (

CAPÍTULO VII. COMPORTAMIENTO SEDIMENTARIO Y CAPACIDAD MODELADORA DEL AGUA EN LA CUENCA

Tabla 46). Su curva granulométrica (Figura 186) indica una ligera influencia fluvial. Junto a RQb-8 es el nivel con mayor cantidad de arenas de calibre intermedio. La materia orgánica es de 15% a la que habría que añadir hojas que se han eliminado.

RQb-10: El nivel tiene una estructura masiva. No posee gruesos ni apenas arenas (3,73%). El resto son limos y sobre todo arcillas de sedimentación lenta lacustre. En la fracción arenosa al igual que todos los niveles las arenas son muy finas cercanos al tamaño limo. La materia orgánica es del 13%, muy alta aunque una de las dos menores del perfil. El color junto a los niveles superiores está ligeramente menos saturado.

Tabla 46. Características de los distintos niveles del perfil estratigráfico Requejada 2

Nivel	% < 63 μ m	Código de facies	Color	% Org. (LOI)	σ_i	Q50 (mm)	Mz	So	Ski	KG'	% gruesos (>2mm)
RQb-10	96,27	Fm	2,5YR 5/4	13,04	0,28	0,08	3,55	1,06	0,03	0,020	0,00
RQb-9	65,17	Fms	2,5YR 5/3	15,08	0,89	0,12	2,78	1,27	0,18	0,021	0,00
RQb-8	50,33	Fms	2,5YR 5/4	14,97	0,71	0,13	2,76	1,20	0,20	0,022	0,00
RQb-7	86,27	Fms	2,5YR 5/4	16,39	0,29	0,08	3,55	1,07	0,05	0,020	0,00
RQb-6	87,63	Fm	2,5YR 5/4	14,14	0,36	0,08	3,56	1,06	0,25	0,020	0,00
RQb-5	80,30	Fms	2,5YR 5/4	17,84	0,60	0,09	3,19	1,14	0,16	0,021	0,00
RQb-4	86,60	Fms	2,5YR 5/3	15,59	0,62	0,09	3,26	1,12	0,20	0,020	0,00
RQb-3	89,77	Fm	2,5YR 5/3	12,58	0,29	0,08	3,62	1,05	0,15	0,020	0,00
RQb-2	76,50	Fms	2,5YR 5/2	19,42	0,35	0,08	3,48	1,07	0,11	0,020	0,00
RQb-1	89,97	Fm	2,5YR 5/3	15,53	0,41	0,08	3,53	1,07	0,31	0,020	0,00

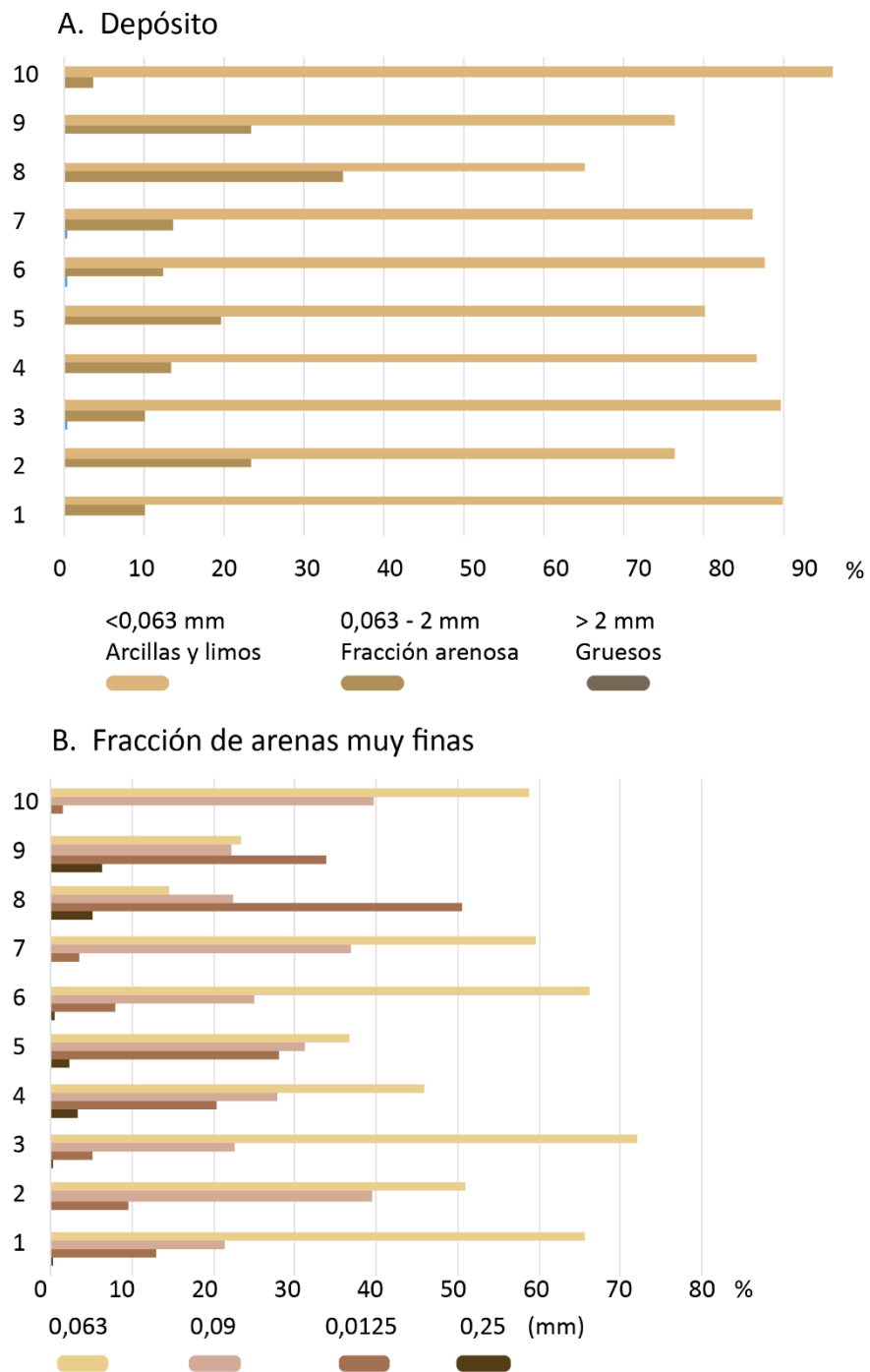


Figura 185. % de la fracción arenosa retenida en cada tamiz

CAPÍTULO VII. COMPORTAMIENTO SEDIMENTARIO Y CAPACIDAD MODELADORA DEL AGUA EN LA CUENCA

La proporción de **fracción fina inferior a los 63 μm** presenta una cierta homogeneidad desde RQb-1 hasta RQb-7 donde la disminución de arcillas y limos es muy elevada (entre el 76 y el 90%). Se reduce drásticamente hasta el 50% en RQb-8 y hasta el 65% en RQb-9 para volver a incrementarse hasta el 96% en RQb-10. La mediana (Q50) confirma esta tendencia con una estabilidad en todos los niveles (0,08-0,09 mm) excepto en los citados niveles 8 y 9. La media (Mz) indica que los niveles con más finos serían RQb-1 y RQb-3, seguidos por RQb-7 y RQb-10. Estos niveles habrían recibido una sedimentación completamente lacustre y son los que permiten una mejor comparación. De hecho en RQb-10 la textura es la más fina de todo el perfil.

El coeficiente de clasificación de Trusk (S_o) indica una muy buena clasificación en todos los niveles excepto en RQb-9 que presenta una buena clasificación. Hay una mayor variabilidad en el **coeficiente de asimetría (S_{ki})**. Hay dos niveles simétricos (RQb-7 y RQb-10) mientras que el resto presenta una disimetría hacia finos. La **curtosis o coeficiente de acuidad (KG')** indica en todos los niveles que la distribución de frecuencias tiene una clara tendencia platocúrtica, es decir que no presenta una concentración destacada en los valores centrales de la distribución. Se puede entender que la deposición de tamaños ha sido homogénea dentro de la fracción analizada (2-0,063 mm).

El **color** ha variado solamente en croma sin una tendencia clara, la saturación tiene pequeñas variaciones y es menor en RQb-2. En este nivel coincide que el contenido de **materia orgánica** es de casi el 20%. Es muy alto en todos los niveles en comparación con el depósito RQa, especialmente en RQb-2 y 5. Esto se debe a que el depósito se encuentra más tiempo al descubierto o semicubierto que RQb como veremos en el siguiente apartado. Se encontró además una mayor cantidad de hojas procedentes de los árboles de las laderas situadas en ambos márgenes del embalse. Finalmente no hay niveles en los que se hayan rechazado tamaños por encima de 2 mm, lo que excluye la llegada de flujos con gran capacidad y energía.

En conjunto el depósito RQb no presenta tendencia hacia finos, a diferencia de lo que ocurre en RQa. Las curvas granulométricas (Figura 186) no indican claramente la evolución hacia unas arenas más finas. Es cierto que aparecen destacados dos niveles que convendría eliminar: el nivel RQb-8 porque presenta una curva de características fluviales y el nivel RQb-9 porque la muestra tenía una gran cantidad de restos de hojas que fueron eliminados. Una vez eliminado esto sí que podemos apreciar como RQb-1, que es el nivel con mayor espesor y que tuvo que rellenarse a comienzos del embalsado, presenta un grano más grueso que otros niveles más finos posteriores. La materia orgánica, muy abundante en prácticamente todos los niveles (>15%) parece haber seguido una cierta disminución en los niveles con granulometría más fina. En todo caso este depósito al encontrarse a mayor altitud ha permanecido descubierto durante más tiempo

pudiendo haber recibido aportes laterales de las laderas y depósitos fluviales en momentos de crecida.

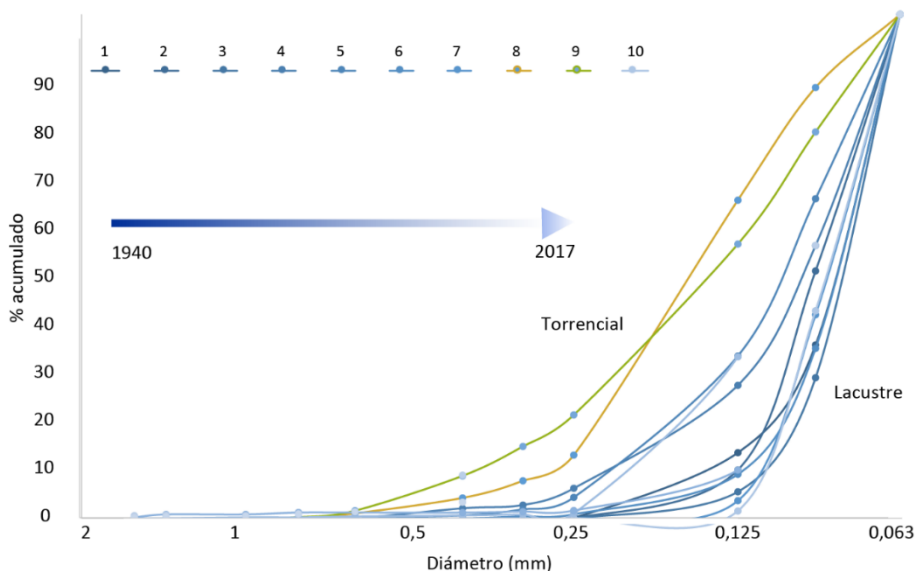


Figura 186. Evolución del tamaño de la fracción arenosa

Finalmente la comparación de las medianas de la fracción arenosa con los caudales y con la materia orgánica (Figura 187) asumiendo sedimentación constante no nos permite establecer patrones claros en relación con la cuenca como podemos establecer en RQa. Se puede entender que el relleno en este caso está mucho más afectado por la dinámica de gestión del embalse y que el punto de muestreo no ha sido el más adecuado.

- Anomalia de la mediana del tamaño de las arenas asumiendo el error de sedimentación constante
- Anomalia de los caudales
- Anomalia de la cantidad de materia orgánica

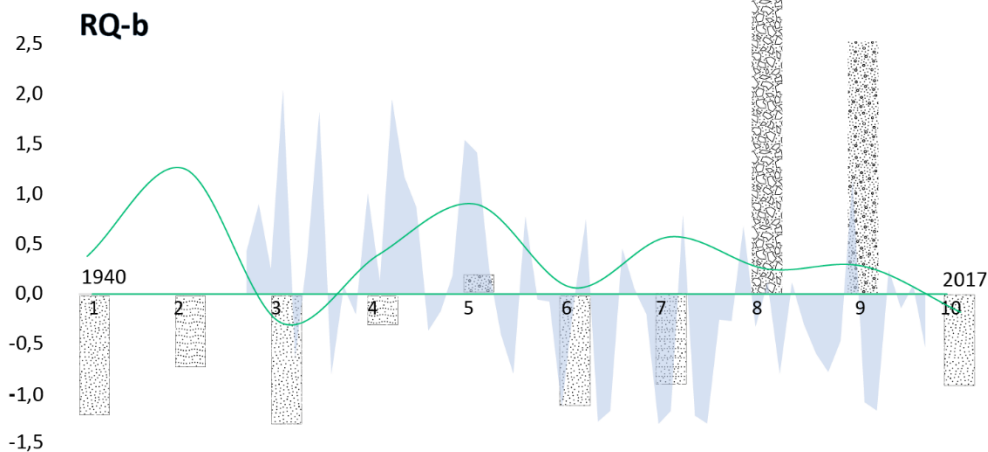


Figura 187. Comparación entre la tendencia del tamaño de grano, caudal y materia orgánica

Al realizar un análisis comparativo de los datos disponibles (Tabla 47) se pueden apreciar las siguientes tendencias que presumiblemente tendrían una influencia clara sobre la sedimentación en el embalse:

- Los **caudales extremos** registrados en la entrada del embalse ($Q_{\text{máx.}} > 35 \text{ m}^3/\text{s}$) se han registrado en los períodos entre 1959-1968; 1977-1979; 2000-2005. Estos no han seguido una distribución homogénea y muchos de los picos de caudal se han producido dentro de un mismo año, p.e. 1979 y 2001, lo que corroboraría la irregularidad en la fusión nival. Estos han sido frecuentes en el mes de febrero y responden a fusión rápida y temprana, presumiblemente por incrementos repentinos de las temperaturas invernales posteriores a grandes nevadas. La capacidad de transporte de sedimento sería mayor pero el rápido llenado del embalse incrementaría el carácter lacustre de la sedimentación.
- Los episodios de **precipitaciones extremas** no generan picos extremos de caudal ya que en su mayoría responden a grandes tormentas otoñales. Los períodos de mayor actividad tormentosa con mayor volumen precipitado han sido entre 1972 y 1978, y entre 1987 y 1995. Coincidiría con las tendencias a precipitaciones extremas del período 1986-2005 en Castilla y León y el norte de España (Bartolomeu et al., 2016).
- El **criterio para definir los niveles** en ausencia de dataciones ha sido el siguiente: En un principio se ha tenido en cuenta el número de meses que ha estado cubierto el depósito por la lámina de agua. Si este ha estado cubierto todo el año (12 meses) se ha asignado un nivel de sedimentación homogénea y fina. Los niveles con mucha materia orgánica se han asignado a períodos con 1 o más meses en los que la lámina de agua ha estado al mismo nivel que el depósito. Los niveles con muchos gruesos se han asignado en la medida de lo posible a períodos con picos de caudal relevantes. En todo caso estas cronologías relativas deben ser comprobadas en el futuro con dataciones de Cs^{137} .
- El período cuando el embalse ha permanecido con una reserva mayor ha sido la década de los 70, en lógica con lo apuntado en el anterior capítulo y que se puede ver claramente en el nivel 5 (a, b y c) del perfil RQa.
- En **ambos depósitos** (RQa y RQb) se ha producido una sedimentación homogénea en los primeros niveles bajo condiciones de embalse lleno pero con aportaciones de agua mayores que en los períodos posteriores.
- A pesar de que en el perfil RQa se aprecia claramente una tendencia hacia una sedimentación cada vez más fina, los resultados de RQb no confirman dicha tendencia. Esto obliga a hacer nuevos análisis en el futuro mediante sondeos a pie de presa dado que en el centro del embalse no hay perfiles más adecuados que los estudiados.

CAMBIO GLOBAL Y RESPUESTAS AMBIENTALES EN LA MONTAÑA CANTÁBRICA: EL ALTO PISUERGA

Tabla 47. Comparación de datos disponibles y la posible correlación con los depósitos analizados, así como su cronología aproximada

Año	Fecha Q >35m³/s	Q diario >35m³/s	Q anual. Tend.	P anual. Tend	Pmax (24h) mm	Mes Pmax	Est.Met ⁴⁰	RQb-Meses depósito cubierto	RQb-Meses depósito semicubierto	RQa-Meses depósito cubierto)	RQa-Meses depósito semicubierto	Nivel RQa ≈	Nivel RQb ≈	Obs.
								Reserva >9,85 hm³ Cota > 1057 m	Reserva (7,9 -9,85 hm³) Cota (1055- 1057m)	Reserva >12,5 hm³ Cota > 1059 m	Reserva (9,85 - 12,5 hm³) Cota (1057- 1059m)			
1940-44												RQa-1	RQb-1	41
1945														
1946														
1947														
1948					93	12	AB							
1949														
1950					90	11	AB							
1951					102	11	AB							
1952					78; 85	3 y 11	AB							
1953					85	10	SMR							
1954														
1955														
1956					85,2	11	TY							42
1957														
1958					99,	3, 5 v	AB							
1959	16/04/1959	35,8						10	1	10	0	RQa-2		
	27/12/1959	69,14			75	12	SJR							
1960	25/01/1960	46,13						11	0	11	0			
	18/02/1960	75,24	0,49	1,50									RQb-2	
	25/02/1960	40,89												
	01/03/1960	40,89												
1961			1,03	-0,52				10	0	10	0			
1962	05/03/1962	38,02			79,4	1	SJR	9	0	8	1			
	08/03/1962	56,53	0,27	-1,22										
	31/03/1962	41,19												
1963	10/04/1963	41,2	2,36	0,92				11	0	11	0			
1964			-0,74	-1,25				10	0	10	0			
1965			0,40	-0,45				8	1	7	1	RQa-3	RQb-3	
1966	20/02/1966	55,87	2,10	1,32				11	0	10	1			
	26/02/1966	35,96												
1967			-0,94	-1,24	116,5	11	PD	9	1	9	0	RQa-4		
1968	19/04/1968	52	0,08	-0,67				8	0	8	0			
1969			-0,24	0,19				10	0	9	1	RQa-5A	RQb-4	
1970			1,16	0,33				9	1	8	1			
1971			0,12	0,49				9	0	9	0			43

⁴⁰ Estaciones meteorológicas: SC: S. Salvador de C., CM: Camasobres; SMR: St^a. M^a. Redondo; SJR: S. Juan de R.; LR: Lores; CS: Casavegas; EC: El Campo; RQ: Requejada; PT: Polentinos; TY: Tremaya; AB: Abadía; PD: Piedrasluengas

⁴¹ 17-01-1945. 10 metros de nieve en Pajares, -12°C en la capital de Palencia.

⁴² 22-02-1956. Tras 10 días de nevadas con la nieve helada en las montañas hay ventisqueros en las montañas y hasta 12 metros de nieve en las sierras, muerte de ganado.

⁴³ 11-11-1971: Se encuentran incomunicados hasta Cervera o Aguilar. No hay luz, teléfono ni ferrocarril.

CAPÍTULO VII. COMPORTAMIENTO SEDIMENTARIO Y CAPACIDAD MODELADORA DEL AGUA EN LA CUENCA

Año	Fecha Q >35m³/s	Q diario >35m³/s	Q anual. Tend.	P anual. Tend	Pmax (24h) mm	Mes Pmax	Est.Met ⁴⁰	RQb-Meses depósito cubierto	RQb-Meses depósito semicubierto	RQa-Meses depósito cubierto	RQa-Meses depósito semicubierto	Nivel RQa ≈	Nivel RQb ≈	Obs.
1972			2,25	0,74	84,4	6	PD	11	1	11	0			44
1973			1,36	1,02	92,2; 100	9 10	SC, CM, CM	12	0	12	0	RQa-5B		
1974			1,00	-0,09	89,5; 136;	12 11	TY, SJR PL, LR,	12	0	12	0			
1975			-0,43	-0,27	82,3;	9	TY, CS,	12	0	11	1			
1976			-0,21	-1,03	87,3	4	SMR	12	0	10	2		RQb-5	45
1977	20/05/1977	46,56	0,21	0,79	84,2	12	PL	12	0	12	0			
1978	21/02/1978	36,16	1,78	1,89	78,3;	1	LR, PD	12	0	12	0	RQa-5C	RQb-6	
	23/02/1978	39,73												
	24/02/1978	39,85												
	25/02/1978	39,73												
	26/02/1978	38,17												
1979	11/02/1979	52,57	1,64	1,82				12	0	12	0			
	12/02/1979	79,33												
	13/02/1979	44,49												
	14/02/1979	44,7												
	11/04/1979	61,44												
	12/04/1979	38,84												
	13/04/1979	38,84												
1980			0,29	-0,82				9	0	9	0			
1981			-0,48	-0,52				9	2	8	1	RQa -6		
1982			-0,93	-1,26				9	0	9	0			
1983	23/04/1983	35	0,89	-0,17				9	0	9	0			
	24/04/1983	35										RQa -7		
1984			-0,07	0,09				10	0	10	0			
1985			-0,10	-0,03				8	1	8	0			
1986			-1,32	-1,99				12	0	10	2	RQa -8		
1987			-0,11	0,45	126,3	2	CS	11	0	11	0		RQb-7	
					79	10	RQ							
					96	12	LR							
1988			0,85	0,50	75,3	4	LR	9	0	9	0			
					75	10	LR							
1989			-1,49	-0,03	77,2	12	LR	7	1	7	0			
1990			-1,37	-0,56	85,2	1	SMR	10	1	9	1			
1991			0,51	-1,11				10	0	9	1			
1992			0,05	0,28				10	1	10	0			
1993			-0,25	0,11	105,6;	12	SMR, CM,	12	0	12	0	RQa -9		
1994			-1,52	-0,82				10	1	9	1		RQb-8	
1995			-1,37	-0,29	81	11	LR	10	0	9	1			
1996	26/03/1996	42,8	0,90	0,95				11	1	10	1			
	27/03/1996	37,19												
1997			-1,43	-0,07				11	0	10	1			
1998			-1,52	-1,12				9	1	9	0			
1999			-0,31	0,24				12	0	12	0			
2000	15/04/2000	38,588						12	0	12	0			
	16/04/2000	41,481	-0,32	0,92										
	17/04/2000	39,734												
2001	06/01/2001	44,468			89,7	2	RQ	10	0	9	1	RQa -10	RQb-9	

⁴⁴ 22-02-1972: Todos los pueblos de la Pernía se encuentran aislados. Lobos y jabalíes bajan por el hambre y comen ganado.

⁴⁵ 02-02-1976: Otra vez quedan aislados todos los pueblos de La Pernía, se hunde la colegiata de Aguilar

CAMBIO GLOBAL Y RESPUESTAS AMBIENTALES EN LA MONTAÑA CANTÁBRICA: EL ALTO PISUERGA

Año	Fecha Q >35m³/s	Q diario >35m³/s	Q anual. Tend.	P anual. Tend	Pmax (24h) mm	Mes Pmax	Est.Met ⁴⁰	RQb-Meses depósito cubierto	RQb-Meses depósito semicubierto	RQa-Meses depósito cubierto)	RQa-Meses depósito semicubierto	Nivel RQa ≈	Nivel RQb ≈	Obs.
	07/01/2001	38,137												
	02/02/2001	43,287												
	03/02/2001	40,567												
	07/02/2001	47,28												
	08/02/2001	87,095												
	09/02/2001	75,231												
	03/03/2001	38,773	0,77	1,34										
	04/03/2001	40,972												
	05/03/2001	41,343												
	06/03/2001	42,28												
	07/03/2001	43,9												
	08/03/2001	43,588												
	09/03/2001	37,593												
2002			-0,39	0,53				9	0	9	0			RQb-10
2003	27/02/2003	42,928	0,13	1,04				12	0	11	1			
	28/02/2003	36,319												
2004			-0,93	-0,51				11	0	10	1			
2005	23/03/2005	36,81						10	2	10	0	RQa-11		
	25/03/2005	40,15	0,12	-1,47										
	27/03/2005	40,22												
2006			-0,36	0,54	98,2;	11	RQ, LR, PL	10	0	9	1			
2007			-0,70	-0,67				12	0	12	0			
2008			-0,92	0,08				12	0	12	0			
2009			-0,56	-0,19				12	0	12	0			
2010	28/02/2010	47,85						12	0	12	0	RQa -12		
	01/03/2010	75,96												
	02/03/2010	62,52	1,32	0,96										
	10/05/2010	43,67												
	17/06/2010	50,22												
2011			-1,27	-1,00				11	1	10	1			
2012			-1,37	-1,16				10	1	8	2			
2013			0,26	0,37				11	0	10	1			
2014			-0,17	0,56				7	3	6	4			
2015														
2016														
2017														
2018														

46

⁴⁶ El mayor registro se obtuvo el 14 de noviembre de 1919 con 151,1 m³/s antes del cierre de la presa. Los primeros datos contrastados de caudales, los encontramos en el proyecto de construcción del pantano de Requejada en 1920, donde el ingeniero jefe señala las siguientes cifras de caudal en avenidas máximas (Moreno Augustín, 1920):

7.2. La capacidad de transporte actual

La aparente disminución de la escorrentía motivada por el abandono y el crecimiento de vegetación subsiguiente que se ha discutido en el capítulo VI es habitualmente un motivo suficiente para reducir la erosión de las laderas (García Ruiz et al., 2015) e incluso se ha tratado de modelizar en algunos casos (Mueller et al., 2009; Buendía et al., 2016a, 2016b). Muchas de las repoblaciones forestales de los años 60 y 70 tenían como objetivo la reducción de la carga de sedimento que llega a los embalses (Consejería de Medio Ambiente, 2002; García Ruiz et al., 2015). En la Cordillera Cantábrica Bertrand y Bertrand (1986a) añaden que el abandono estaba provocando una disminución de procesos morfogenéticos y geoformas activas, muchos de ellos vinculados a la solifluxión producida por la fusión nival.

La importancia del paso del ganado por los collados se aprecia en la intensa erosión de algunos de ellos como en el de Polentinos en la imagen de 1957. Hoy en día la erosión ya no es un problema y cárcavas, pedreras, suelo desnudo y márgenes de cauces están vegetados casi por completo. Este hecho conlleva un probable descenso del transporte y depósito de sedimento que puede alterar las condiciones de estabilidad de los ríos produciendo por ejemplo cambios en la geometría del canal, reduciendo la sinuosidad o abandonando cauces (Wohl et al., 2015), así como otras consecuencias geomorfológicas, como la disminución de movimientos en masa (García Ruiz et al., 2015).

El análisis simultáneo por subcuencas del transporte de sedimentos y la relación con las cubiertas terrestres existentes es una herramienta útil para ver ciertos comportamientos comunes entre valles. Este tipo de análisis es utilizado habitualmente en cuencas más amplias con instalaciones estables de medida (Vericat y Batalla, 2006; García Ruiz et al., 2008; López Tarazón et al., 2009; Batalla y Vericat, 2009, 2011; Lobera et al., 2016; López Tarazón y Estrany, 2016, 2017; Tuset et al., 2016; Herrero et al., 2017; Piqué et al., 2017; Béjar et al., 2018). En otras ocasiones se analizan los efectos que tiene la vegetación sobre los cauces, a menudo su incremento causa estrechamientos como ocurre en el Alto Pisuerga. Las propias presas también tienen influencia aguas arriba en las colas de los embalses facilitando el depósito de conos aluviales con sedimentos finos. Posteriormente el estrechamiento de cauces común a espacios revegetados favorece la erosión de estos conos (Boix Fayos et al., 2007).

En el alto Pisuerga se han podido controlar los caudales y la carga de simultáneos de 9 subcuencas de diferentes tamaños (Figura 188), 3 de ellas superpuestas y que coinciden con los valles principales. La cabecera del Pisuerga, cuya cuenca se ha diferenciado aguas arriba de la confluencia con el Areños, después de Tremaya, aporta casi la mitad del caudal estudiado (Figura 189) de las 6 cuencas no superpuestas.

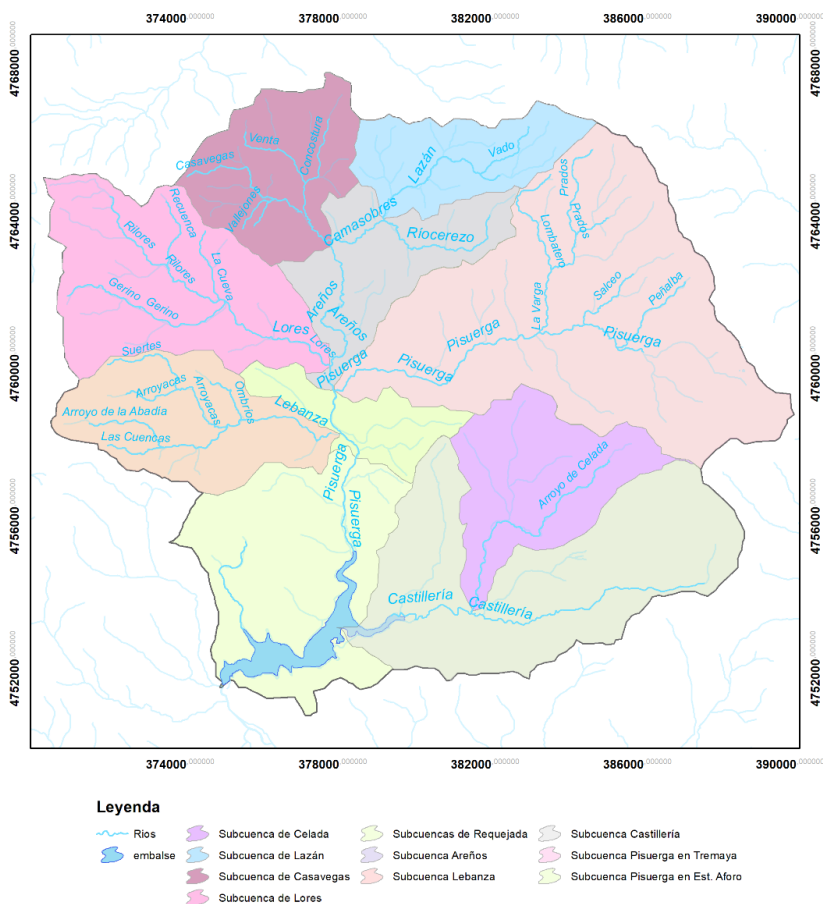
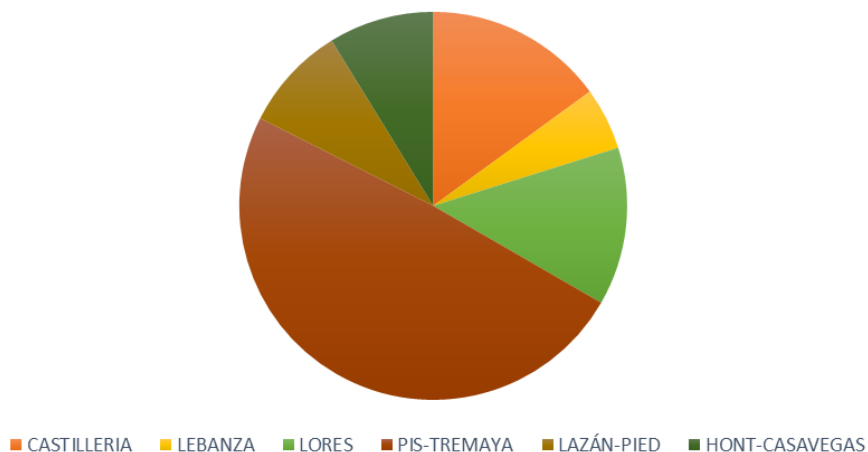


Figura 188. Subcuencas delimitadas en el Alto Pisuerga

CAPÍTULO VII. COMPORTAMIENTO SEDIMENTARIO Y CAPACIDAD MODELADORA DEL AGUA EN LA CUENCA EN LA CUENCA



Aportación hídrica de cada valle al embalse de Requejada (subcuencas independientes)

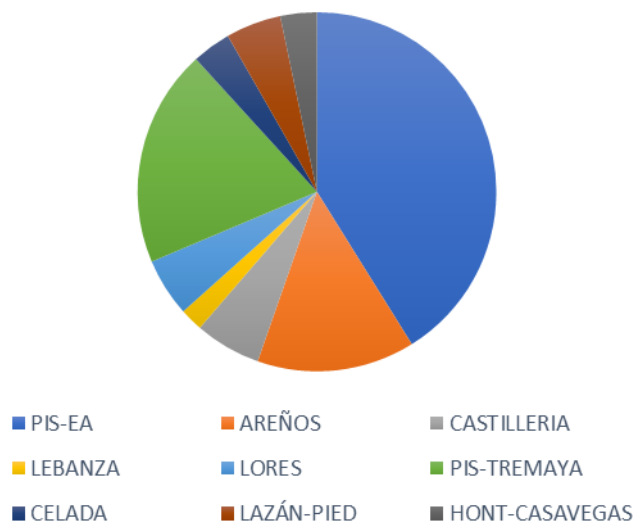


Figura 189. Aportación hídrica de cada valle al embalse de Requejada (subcuencas superpuestas)

En todas estas subcuencas se han calculado las superficies de cada cubierta de suelo y la carga sedimentaria (Tabla 48). Los cultivos abandonados son las cubiertas que han tenido una mayor transformación, en el valle de Casavegas representan más del 6% de la cuenca. Los pastos superan el 15% en casi todos los valles, pero llegan al 20% en el de Lebanza. El matorral en Casavegas alcanza el 40% de la superficie mientras que en Castillería es inferior a la mitad, donde el rebollar ha colonizado más del 30% de la superficie. El hayedo ocupa alrededor del 10% en todas las subcuencas excepto en Castillería donde apenas existe.

CAMBIO GLOBAL Y RESPUESTAS AMBIENTALES EN LA MONTAÑA CANTÁBRICA: EL ALTO PISUERGA

Tabla 48. Resumen de la proporción de cubiertas, caudal y carga transportada en suspensión para cada subcuena hidrográfica el 13 de mayo de 2017

	PIS-EA	AREÑOS	CASTILLERIA	LEBANZA	LORES	PIS-TREMAYA	CELADA	LAZÁN-PIED	CASAVEGAS
Latitud		42°58'939"	42°55'518"	42°57'98,0"	42°59'115"	42°58'76,0"	42°55'606"	43°01'067"	43°00'775"
Longitud		4°29'81,9"	4°27'73,9"	4°29'78,0"	4°30'15,9"	4°29'47,4"	4°26'941"	4°28'844"	4°30'090"
Superficie subcuena km2	143,68	66,46	50,20	17,46	25,49	52,54	16,65	11,57	15,26
Altitud media subcuena	1423,66	1390,53	1339,73	1412,38	1441,01	1497,75	1352,23	1449,85	1352,70
Altitud mínima	1091,69	1109,78	1077,64	1101,16	1117,05	1109,88	1107,52	1198,09	1174,03
Altitud máxima	2173,04	2037,38	2086,39	2011,43	2019,92	2173,04	2002,03	2037,38	1637,74
Desv.st. Altitud	204,52	160,08	193,98	170,58	181,06	242,05	166,12	168,44	92,31
Caudal	1,16	0,30	0,17	0,05	0,13	0,48	0,10	0,12	0,08
Carga tn/km ² (año)	0,06	0,07	0,01	0,07	0,12	0,14	0,01	0,02	0,01
Rugosidad (Yochum et al., 2014)	0,057	0,059	0,055	0,055	0,057	0,057	0,081	0,074	0,055
Tipo de curso (Montgomery y Buffington,1997)	Bed/Plane	Bed/Step-pool	Bed/Plane	Bed/Plane	Bed/Plane	Bed/Plane	Riffle-glide	Bed/Step-pool	Bed/Plane
Has Cultivos aband	7,79	3,47	2,33	0,39	0,43	3,41	0,52	0,49	0,97
Has Pastos	22,52	10,59	6,84	3,55	4,21	6,80	2,52	1,73	2,60
Has Matorral	37,08	19,89	9,34	4,39	6,64	11,32	2,20	3,06	6,44
Has suelo	18,98	7,15	5,42	1,22	2,60	10,08	2,22	2,13	0,98
Has roca	4,35	2,36	1,94	0,28	0,81	1,61	1,37	0,58	0,26
Bosque mixto	14,31	6,35	4,99	2,56	3,31	4,70	1,95	0,80	1,07
Q. Pyrenaica	23,64	9,88	17,36	2,87	4,54	9,24	5,45	1,47	1,51
Hayedo	14,60	6,55	1,94	2,16	2,91	5,28	0,41	1,26	1,39
Total	143,28	66,24	50,16	17,43	25,45	52,43	16,65	11,54	15,22
%	PIS-EA	AREÑOS	CASTILLERIA	LEBANZA	LORES	PIS-TREMAYA	CELADA	LAZÁN-PIED	CASAVEGAS
Superficie	74,11	7,64	25,89	12,15	17,74	36,57	8,59	8,05	10,62
Caudal	87,33	30,22	12,67	4,39	11,14	41,58	7,42	10,59	6,99
Carga Tn/km ² (año)	0,06	0,07	0,01	0,07	0,12	0,14	0,01	0,02	0,01
Cultivos abandonados	5,44	5,23	4,65	2,26	1,70	6,50	3,10	4,27	6,38
Has Pastos	15,72	15,98	13,63	20,38	16,55	12,97	15,17	15,03	17,09
Has Matorral	25,88	30,03	18,61	25,20	26,09	21,59	13,21	26,53	42,33
Has suelo	13,25	10,80	10,81	7,02	10,21	19,23	13,36	18,49	6,44
Has roca	3,03	3,56	3,87	1,58	3,17	3,07	8,23	5,00	1,69
Bosque mixto	9,99	9,59	9,95	14,66	13,00	8,96	11,71	6,98	7,04
Q. Pyrenaica	16,50	14,91	34,61	16,49	17,85	17,62	32,76	12,76	9,93
Hayedo	10,19	9,89	3,87	12,41	11,42	10,07	2,45	10,95	9,10
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

CAPÍTULO VII. COMPORTAMIENTO SEDIMENTARIO Y CAPACIDAD MODELADORA DEL AGUA EN LA CUENCA

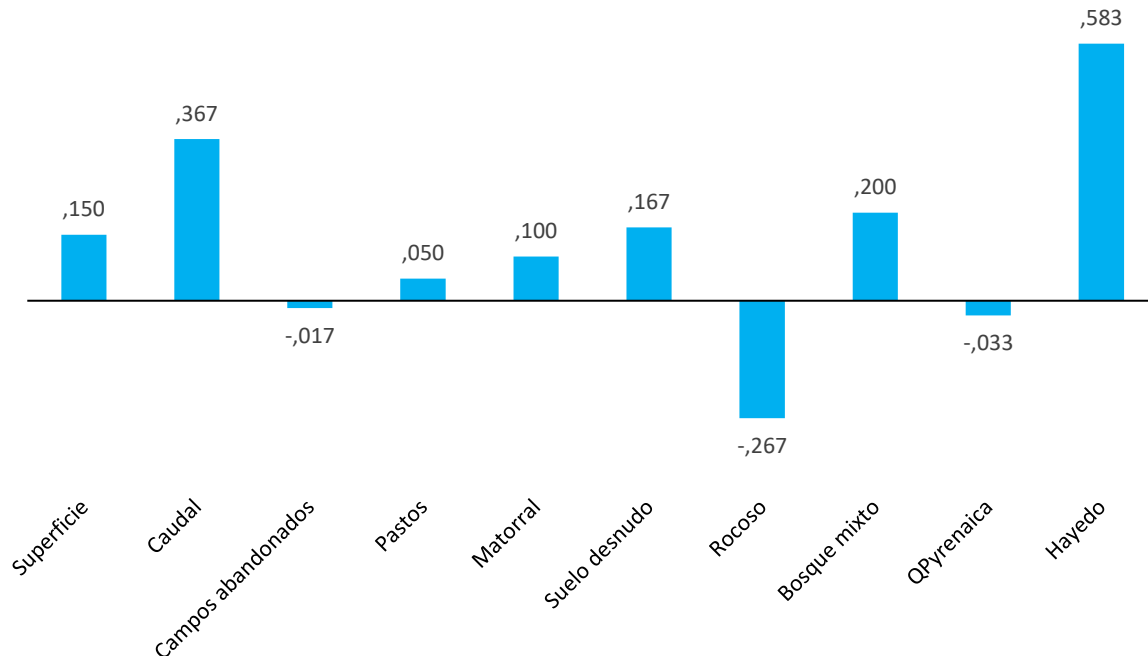


Figura 190. Test no-paramétrico rho de Spearman bivariados que relaciona la carga sedimentaria en la salida de cada una de las subcuencas hidrográficas con los porcentajes de las diferentes cubiertas de suelo que hay en ellas.

La correlación de resultados de la carga sedimentaria (Figura 190) no arroja ningún resultado significativo $\alpha < 0,05$, pero mediante el coeficiente de correlación rho de Spearman nos informa de que hay una correlación mayor entre la carga sedimentaria y las subcuencas dominadas por los hayedos lo cual tiene sentido en tanto en cuanto este bosque apenas tiene sotobosque y el suelo está desprovisto de protección frente a la escorrentía. Es incluso mayor esta correlación que la hecha con el caudal y con la superficie de la subcuenca.

Las subcuencas con más superficie de bosque de *Quercus pyrenaica* y campos abandonados es donde tienen un coeficiente de correlación negativo. Se entiende que impiden en mayor medida el transporte de sedimento porque permiten el desarrollo de sotobosque con arbustos, matorral y herbáceas. Por otro lado, los campos ahora abandonados a mitad de siglo XX eran suelo desnudo por lo que entonces tuvieron que haber generado una mayor cantidad de sedimento.

La transformación de la agricultura en pasto producida entre 1957 y 1972 es considerada un factor suficiente para disminuir de forma intensa la tasa de erosión en las mismas (Liébault y Piégay, 2001; Keesstra et al., 2005; Molina et al., 2009). La erosión ha sido parametrizada y se cree que la agricultura sufre una erosión de $15 \text{tn} \cdot \text{Ha}^{-1}$, mientras que en los pastos se reduce a 5tn (Lane y Nearing, 1989; Hooke et al., 2012). Con esta grosera estimación la producción, de

CAMBIO GLOBAL Y RESPUESTAS AMBIENTALES EN LA MONTAÑA CANTÁBRICA: EL ALTO PISUERGA

sedimentos se habría reducido en casi 200.000 tn. En el banco de datos de la naturaleza del MAPAMA se establece una erosión potencial de cauces alta para el caso de las cuencas de Lores, Castillería y Pisuerga, y media para el resto de las subcuencas. Estos rangos se ajustarían parcialmente a la carga específica calculada por cada subcuenca (Tabla 49). Se ha determinado que en el caso del tramo alto del Pisuerga y en la subcuenca de Lores se han obtenido los valores más altos junto a la del Lazán. En cambio la subcuenca de Castillería no está entre las que más carga transporta.

Tabla 49. Resumen de la proporción de cubiertas, caudal y carga transportada en suspensión para cada subcuenca, 13/05/2017.

% en cada subcuenca ⁴⁷	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cultivos abandonados	5,4	5,2	4,7	2,3	1,7	6,5	3,1	4,3	6,4
Pastos	15,7	16,0	13,6	20,4	16,6	13,0	15,2	15,0	17,1
Matorral	25,9	30,0	18,6	25,2	26,1	21,6	13,2	26,5	42,3
Suelo sin vegetación	13,3	10,8	10,8	7,0	10,2	19,2	13,4	18,5	6,4
Afloramientos rocosos	3,0	3,6	3,9	1,6	3,2	3,1	8,2	5,0	1,7
Bosque mixto	10,0	9,6	10,0	14,7	13,0	9,0	11,7	7,0	7,0
Robledal <i>Q. pyrenaica</i>	16,5	14,9	34,6	16,5	17,9	17,6	32,8	12,8	9,9
Hayedo <i>F. sylvatica</i>	10,2	9,9	3,9	12,4	11,4	10,1	2,5	11,0	9,1
Superficie (km ²)	143,68	66,46	50,20	17,46	25,49	52,54	16,65	11,57	15,26
Caudal m ³ /s	1,16	0,30	0,17	0,05	0,13	0,48	0,10	0,12	0,08
Tasa transporte media (g/s)	$2,9 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$3,8 \cdot 10^{-2}$	$9,7 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-1}$	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$7,7 \cdot 10^{-4}$	$5,1 \cdot 10^{-3}$
Carga específica (g/s·km ²)	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$

⁴⁷ [1] Pisuerga (Estación de aforo); [2] Areños; [3] Castillería; [4] Lebanza; [5] Lores; [6] Pisuerga (Tremaya); [7] Celada; [8] Lazán; [9] Casavegas-Hontanillas.

Tabla 50. Test no-paramétrico ρ de Spearman entre carga específica ($\text{g/s}\cdot\text{km}^2$) y % de cubiertas en cada subcuenca

Coeficiente de correlación ρ de Spearman	
Campos abandonados	-0,017
Pastos	0,050
Matorral	0,100
Suelo sin vegetación	0,167
Afloramientos rocosos	-0,267
Bosque mixto	0,200
Robledal <i>Quercus pyrenaica</i>	-0,033
Hayedo <i>Fagus sylvatica</i>	0,583

García Ruiz et al. (1995) analizaron la pérdida de suelos tras el abandono de diferentes cubiertas de los Pirineos. En nuestro caso vemos que en los ambientes que fueron sobrepastoreados y por lo tanto muy lavados, ofrecen su mayor erosión en los 10 años siguientes al abandono, sufriendo un repunte menor entre 25 y 50 años después del abandono debido a la degradación del matorral. Un matorral que incrementa la erosión del suelo por la acción de las raíces (Ruiz Flaño, 1993). Durante este episodio también se facilita el avance a posibles incendios que incrementan la erosión. Entienden García Ruiz et al. (1995) que la pradera es la cubierta que mejor evita la erosión y el transporte de sedimento, siendo por el contrario la que de manera más efectiva transporta el agua.

Tabla 51. % de pérdida de suelo para cada intervalo de tiempo después del abandono en los diferentes ambientes geomorfológicos (García Ruiz et al. 1995).

Abandono [años]	Áreas sin erosión (%)	Ambientes con erosión moderada por lavado (%)	Ambientes con erosión severa por lavado (%)	Ambientes muy degradados (rills) (%)
< 10	0	10	60	0
10 - 25	15	70	0	15
25 - 50	40	0	15	30
> 50	20	0	0	35

En este sentido, los valles con una producción de sedimentos más potente son los de Redondos, Castillería, Casavegas, Camasobres y Lores. En todos los valles, a falta de nuevas comprobaciones en regímenes de aguas altas, los valles con más suelo sin vegetación o con bosques sin sotobosque parecen favorecer la erosión y el transporte de sedimento. Es precisamente el suelo sin vegetación la cubierta que más se ha reducido desde el abandono mientras los hayedos han permanecido estables. Esta reducción se ha producido no solo por el abandono directo de los cultivos sino también por su transformación en pastos. En los entornos más cercanos a los pueblos algunas de

las parcelas se levantaron construyendo bancales de tierra. Estos se fueron abandonando o transformando en pastos progresivamente (Figura 191) en función de sus aptitudes agrarias. Los bancales se construyen con pendientes de ladera superiores a 20° e inferiores a 25° construido mediante remoción de tierra y aplanamiento manual para después estabilizarlo mediante un perímetro de arbustos que no son eliminados. La ausencia de cuidados posteriores al abandono ha ido desfigurándolos hasta que las laderas han ido recuperando su forma.

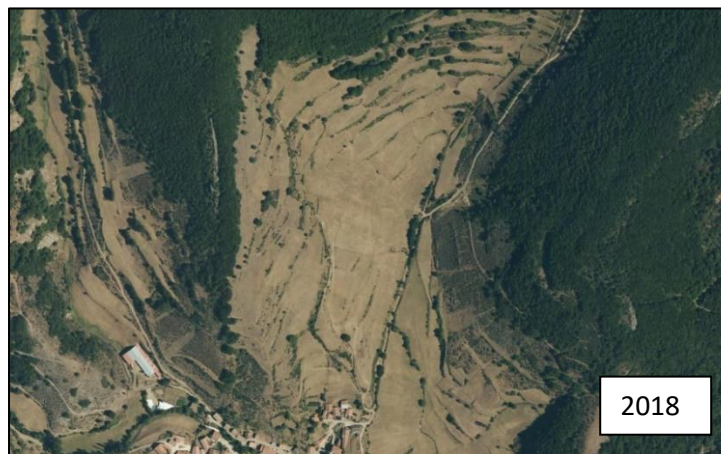
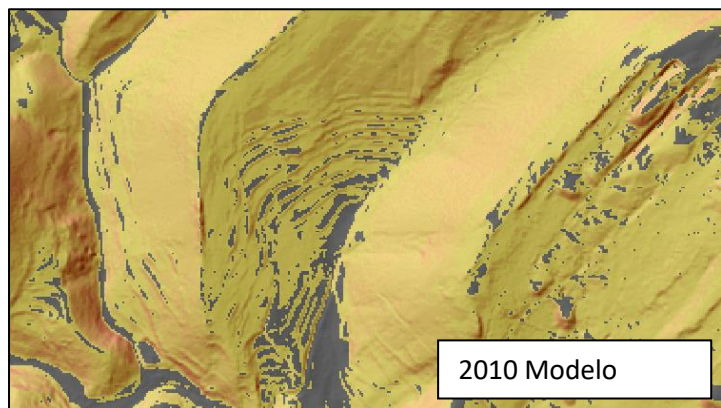
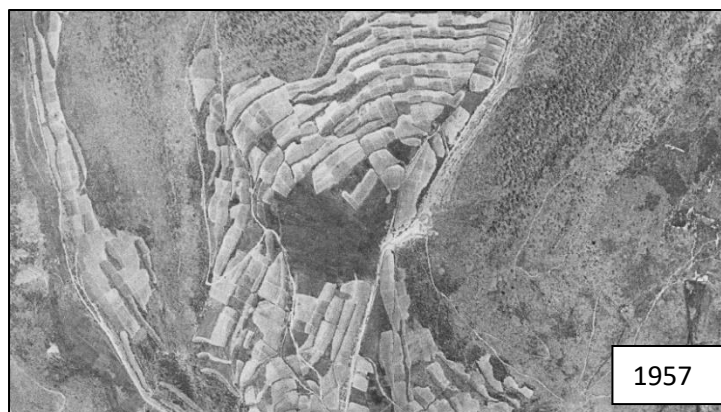


Figura 191. Comparativa del relieve abancalado bien conservado junto a la localidad de Lores sobre una ladera con 20,5° de pendiente.

Se ha realizado también otro análisis entre la carga sedimentaria de cada subcuenca y el tipo de formaciones geológicas predominantes (Figura 192) mediante correlación. En este caso se han obtenido resultados contradictorios que no permiten relacionar la carga transportada con las

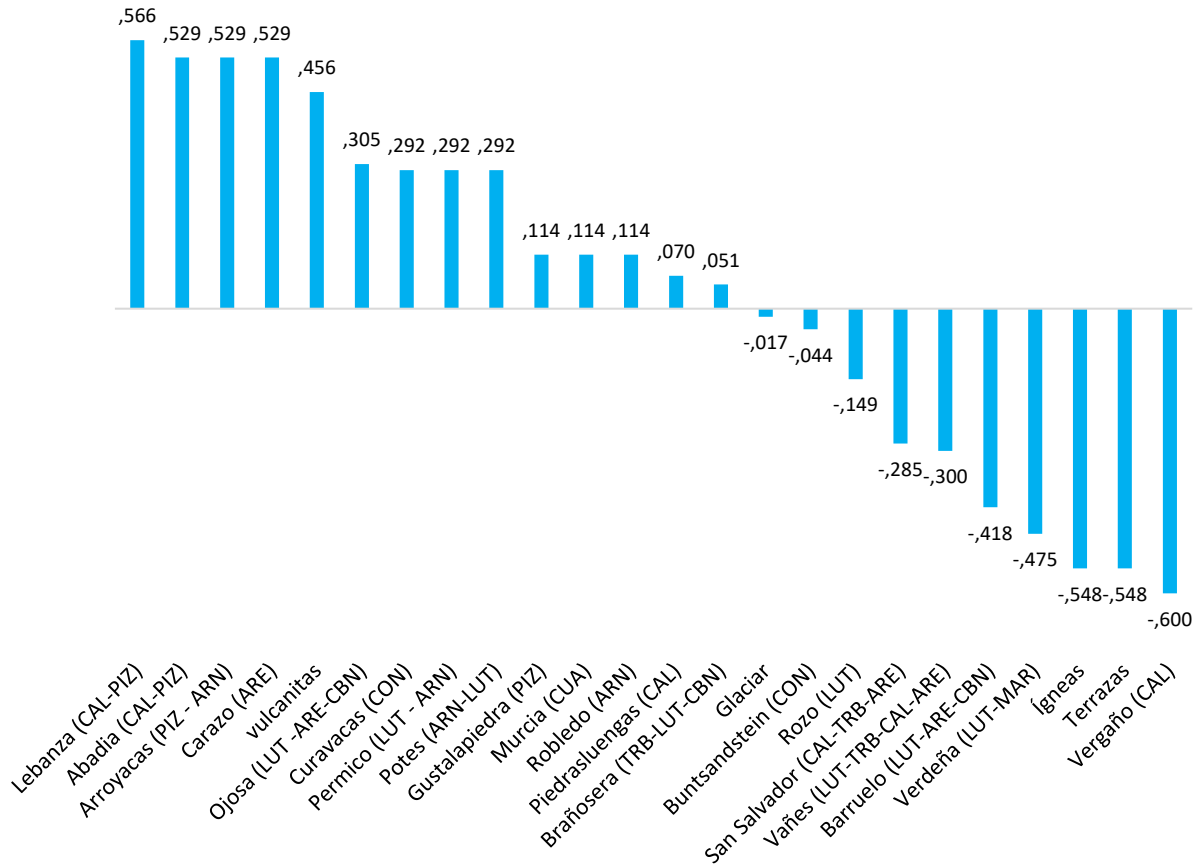


Figura 192. Test no-paramétrico rho de Spearman bivariados que relaciona la carga sedimentaria en la salida de cada una de las subcuencas hidrográficas con los porcentajes de las diferentes formaciones geológicas que hay en ellas.

CAL: Calizas; PIZ: Pizarras; ARN: Areniscas; LUT: Lutitas; CUA: Cuarcitas; CBN: Carbón; CON: Conglomerados; TRB: Turbiditas; MAR: Margas

formaciones geológicas de cada subcuencas. Con un coeficiente positivo alto aparecen formaciones deleznable y fms. consolidadas como Carazo mientras que otras como Brañosera o Vañes tienen correlación negativa. Este hecho indica que las cubiertas de suelo son más importantes para la producción de sedimento que las formaciones geológicas.

CAP. VIII. CONCLUSIONES

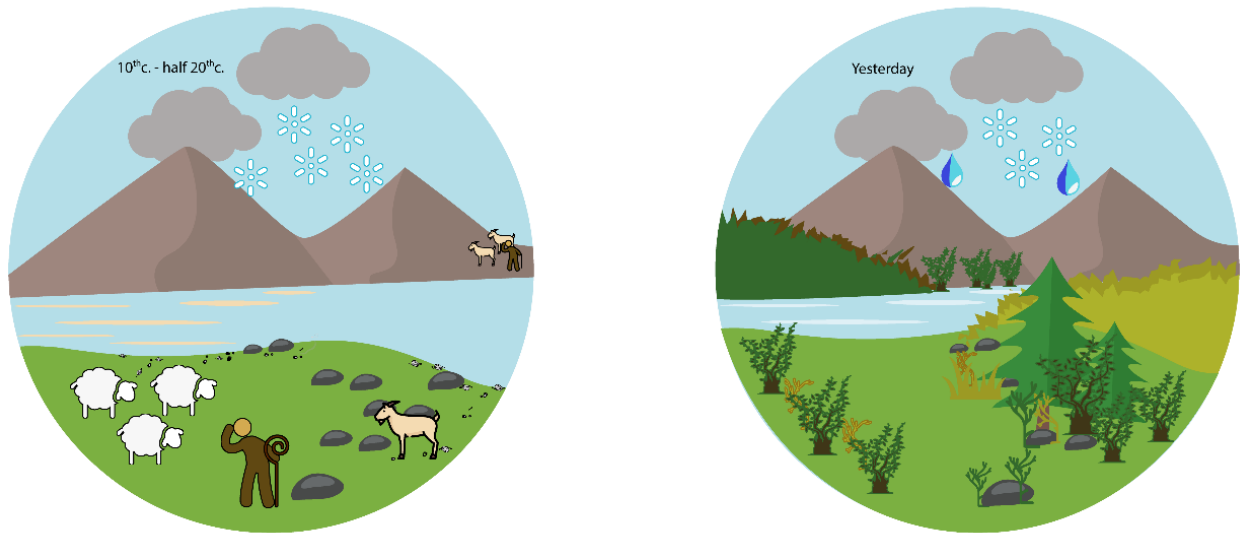


Ilustración. Representa los principales cambios en el medio físico percibidos entre mediados del siglo XX (A) y la actualidad (B).

- ✓ El cambio ha sido una constante a lo largo de la historia natural en el Alto Pisuega. La configuración del relieve estructural terminó su formación y retoque al final en el Terciario con la orogenia alpina. Inmediatamente después, la red hidrográfica antecedente comienza la disección de antiguos fondos de valle que ahora aparecen colgados hasta 120 m (T1). Estos se corresponden con antiguos niveles de arrasamiento comunes en toda la cuenca del Duero. La apertura de esta gran cuenca al Atlántico con el consecuente descenso del nivel de base del Pisuega y un probable basculamiento de la cuenca posterior al relleno Mioceno ayudó a evacuar decenas de metros de sedimento en cabecera. Este proceso no fue lineal pues se puede distinguir un amplio nivel de valle colgado unos 40 m (G-T2) por encima de los fondos de valle actuales. En este proceso se generaron numerosas capturas fluviales entre valles dejando algunos colgados en cabecera. El proceso aún no se ha terminado y aún quedan pequeños depósitos por evacuar recorridos por arroyos inadaptados debido a los grandes volúmenes de sedimento procedentes de las laderas. Por otra parte, la presencia de grandes bloques de conglomerados triásicos dispersos y desconectados del área fuente responde a una disección fluvial posterior a su caída, facilitada por condiciones ambientales muy húmedas y frías.
- ✓ En la última fase de disección, durante la sucesión de períodos glaciares e interglaciares del Pleistoceno, el clima es el principal modelador de los valles originando una sucesión de terrazas y

CONCLUSIONES

glacis-terrace de origen climático (G-T3, G-T4, T5, T6, T7 y T8) por debajo del último nivel de valle colgado (G-T2). Durante este período no se produjeron cambios de nivel de base tan marcados, como el producido entre T1 y G-T2, que había desencadenado capturas entre subcuencas como la producida entre las cabeceras del Riocerezo y el Lombatero, tributario del Pisuega por la derecha en St^a María de Redondo. La progresiva incisión del Pisuega unida a la ampliación de su red de drenaje en su margen derecha ha provocado una inadaptación de los valles situados al norte de la localidad de Areños cuyos cauces no han alcanzado su perfil de equilibrio.

- ✓ Los depósitos de la última terraza (T8) estructuran los fondos de valle actuales. Esta se compone de bloques y cantos fluviales con calibres, muy superiores a la competencia actual de los ríos, que se asocian a episodios torrenciales. Mediante las dataciones en el valle de Casavegas en la base (AC-1) y en el techo (AC-3) de T8 se ha determinado una sedimentación entre los 20 y los 10 ka. BP. Internamente se aprecian dos fases de bloques intercaladas por un nivel muy escaso o nulo de finos. Ambas fases se han asociado a condiciones paraglaciaras. El nivel inferior (AC-1) se compone de bloques más grandes datados en 19.621 -19.239 a. cal. BP. que son claramente posteriores al Último Máximo Glaciar aunque podrían coincidir con una fase glacial de retroceso. El nivel superior (AC-3) tiene bloques de menor tamaño y se depositó después del Younger Dryas. Esta secuencia de gruesos en una gradación de mayor a menor y con escasez de finos intermedios se ha distinguido claramente también en depósitos de los valles de Riocerezo (RC), Areños (AR) y Lombatero (LO).
- ✓ Esta línea evolutiva fluvial es coherente con la evolución de los glaciares pleistocenos de la cuenca, catorce en total. Tan solo dos de ellos, los situados bajo Peña Carazo y Valdecebollas, superaron la tipología de circo y formaron pequeños glaciares alpinos con morrenas de dos y hasta tres etapas respectivamente. Estas fueron; fase de máxima extensión glacial, fase de retroceso intermedia y fase tardiglacial. A pesar de la complejidad que tuvo el glaciar de Valdecebollas con tres grandes pulsos glaciares, fue el glaciar situado al norte de Peña Carazo el de mayor desarrollo altitudinal, ya que la morrena más baja se sitúa a 1.550 m orientada hacia el este y con huellas de dinamismo geomorfológico paraglaciar y post-glaciar. En paralelo el frío y la nieve del Pleistoceno dejaron muestras periglaciares que afectaron a la red hidrográfica generando valles asimétricos y colmatados de sedimentos afectados. También se desencadenaron movimientos solifluidales y gelifluidales alternantes que hoy aparecen cubiertos por los depósitos del Holoceno. Estos se han encontrado junto a Peña Carazo a 1.860 m y junto al pico Tres Mares a 1.520 m.
- ✓ En la primera mitad del Holoceno, a partir de 10.235 – 10117 a. cal. BP y hasta un momento próximo a los 6.000 a. BP se produce el relleno de los fondos de valle. Arenas muy finas (90-63 μm), limos y arcillas procedentes de las laderas en un ambiente saturado tipo mudflow y solifluidal

se desplazan lentamente hasta alcanzar una velocidad máxima de $5,5 \cdot 10^{-3}$ m/s. Este proceso se produjo por una mayor innivación que la actual con temperaturas templadas y alta disponibilidad hídrica. Estas condiciones ayudaron a la expansión de los bosques mixtos de caducifolias, en especial del roble y del haya. Estas especies podrían haber favorecido el transporte de sedimento por su escaso sotobosque y la ausencia de hojas en invierno. Los tramos de valle con pendientes inferiores a los 3° y con cursos de agua poco competentes como el de Casavegas, Riocerezo o Areños ayudan al proceso de encharcamiento de los fondos de valle sin ser capaces de transportar estos volúmenes de sedimento aguas abajo.

- ✓ Durante el Holoceno, se acumulan rellenos coluviales con sedimentos finos de entre 1 y 2 metros por encima de la terraza T8 procedentes de las laderas desplazados hasta el fondo de valle en condiciones de saturación por fusión nival. Estos rellenos constan de una interrupción con sedimentos más gruesos aproximadamente hacia la mitad de su espesor que por correlación corresponde al nivel AC-5 de Casavegas. En este instante se produce un cambio drástico de las condiciones ambientales, en torno a los 5,4 ka. BP, con un aumento del volumen de sedimento y disminución del tamaño de grano que en consonancia con los estudios palinológicos del entorno se puede atribuir al ser humano. Este cambio se aprecia también en el número de minerales magnetizados de los sedimentos que indican una actividad deforestadora mediante incendios. Este instante marca el inicio del Antropoceno, es decir, de la capacidad del ser humano para alterar el medio físico y en concreto las laderas y los fondos de valle como consecuencia de la explotación ganadera y agrícola a partir del Neolítico. También permitiría empezar a utilizar la noción de Cambio Global implicando al ser humano y los cambios del medio físico inducidos por él.
- ✓ A pesar de que la sociedad ganadera surgida en este momento se mantiene hasta la actualidad, el grado de intensidad en las transformaciones del medio físico no ha sido lineal. Los estudios de pólenes y la competencia de los depósitos indican un cierto cese de actividad humana entre los 3,5 – 2,8 ka. BP y en el período posterior a la romanización. Durante esta etapa el ritmo de sedimentación se incrementó notablemente generando una intensa deforestación. A partir de ahí fueron los asentamientos de población medievales, el sistema de explotación interno del territorio y la posterior influencia externa de la trashumancia, los fenómenos que mayor influencia tuvieron sobre el medio. Se configuró así un sistema que perduró hasta mediados del siglo XX y que tuvo sus altibajos demográficos modulando la presión ejercida sobre los recursos naturales. Entre ellos estuvo la Pequeña Edad de Hielo cuando algunos repuntes de frío como el mínimo de Maunder (1645-1715) y la pulsación Maldá (1780-1790) junto a epidemias, plagas y conflictos, complicaron las condiciones de vida en este espacio montañoso. Sin embargo, ni tan siquiera en estos momentos se produjo la pérdida de población que aconteció desde los años 1950 en adelante.

CONCLUSIONES

- ✓ Este éxodo propició la total desaparición de los cultivos en la década de 1970, y una reducción de las praderas en valles y puertos cercana al 68% que equivale a 40 km² aproximadamente. Estos espacios de pasto fueron sustituidos por matorral y bosques jóvenes que en el caso de los puertos ha hecho ascender el umbral altitudinal unos 200 m debido a la disminución de la presión ganadera. La especie arbórea más pionera es el *Quercus pyrenaica*, especialmente en el sur de la cuenca. El resto de los espacios permanecieron relativamente estables. En los espacios más abandonados, el proceso de revegetación se produce atendiendo a la estructura de la propiedad. Se desencadena mucho más rápido en las parcelas privadas que en los espacios comunales, comenzando lógicamente tanto en cultivos como en pastos por los espacios más inaccesibles y menos productivos. Al margen de los suelos sobre medios calcáreos limitantes la vegetación no sigue un patrón litológico en su expansión que es homogénea altitudinalmente.
- ✓ El proceso es rápido hasta los años 1970-1980 con la matorralización total de los cultivos, que en 1957 representaban el 9,3%, y el perímetro de los pastos abandonados. La reducción de pastos en este período fue de un 20,5% pasando de ser el 53,5% al 32%. Los bosques en esta década también habían aumentado hasta el 35%. Debido a una pérdida de vigor por el incremento de las temperaturas medias anuales y por la irregular disponibilidad de agua se ralentiza el desarrollo del arbolado. El matorral sin embargo sigue avanzando sobre los pastos y en la actualidad estos ya superan el 40% mientras que las praderas apenas representan el 17% de la superficie.
- ✓ En conjunto la transformación del medio producida en el período de mayor colonización vegetal induce a pensar que ha limitado la producción de escorrentía. Durante este período de expansión vegetal se ha producido un descenso claro de la escorrentía de un 21,4%. Este descenso no se ha podido justificar por las precipitaciones, que se han mantenido estables sin una tendencia clara. El incremento de las temperaturas desde mitad de siglo (0,2°C/década), y por lo tanto de la evapotranspiración, sí que ha agudizado este descenso de la escorrentía, especialmente en los años 80 y 90 en los que se dieron los mayores incrementos térmicos. A pesar de ello el incremento en la evapotranspiración potencial máxima, el peor escenario, es inferior al descenso de escorrentía.
- ✓ Además de la vegetación, la nieve es el otro elemento crucial en el control de la escorrentía. Los años con fuertes anomalías negativas de escorrentía, es decir que no se explican por precipitación y temperatura, coinciden con las mayores anomalías negativas de nevadas en número de días y volumen (≈ -1). Estos períodos anuales coinciden los años con mayor temperaturas medias anuales, por lo que se entiende que estas han provocado una reducción de los recursos hídricos.
- ✓ La proporción de precipitaciones de agua y nieve en relación con el caudal medio indica que con el mismo volumen de precipitación, en los años con más nevadas se produce más escorrentía. Son

precisamente los años 1990 y 2000, en los que hubo muy pocas nevadas, los períodos en los que se ajustan peor las precipitaciones a los caudales.

- ✓ La vegetación sólo tiene capacidad para reducir drásticamente la escorrentía en ausencia de manto nival. Por esta razón en el período con menos nevadas (años 80 y 90) la absorción de agua por la vegetación fue mayor y el déficit hidrológico se incrementó.
- ✓ El aumento de las temperaturas medias en los meses de invierno y primavera ha modificado las características del régimen de caudal anual, adelantando de mayo a marzo el máximo como resultado de una fusión más rápida de la nieve.
- ✓ En ningún caso los máximos caudales han tenido que ver con grandes tormentas que habitualmente se desencadenan en otoño. Los volúmenes de nieve registrados están sujetos a una variabilidad interanual muy grande que hace imposible establecer una tendencia más allá de la disminución de las nevadas entre los años 80 y 90.
- ✓ En la actualidad la incidencia de los procesos fríos en la cuenca, al margen de la nieve, se circunscriben a un estrecho cinturón altitudinal por encima de los 1.900 m. El piso crionival presenta algunos sectores favorables a la formación de suelos helados estacionales dependientes de la altitud (por encima de 1.950 m.), el relieve, la orientación y el manto nival, y al desarrollo de formas periglaciares (por encima de 1.900 m.). A pesar de que los dos inviernos de toma de datos han sido muy cálidos, se han registrado una temperaturas inferiores a 0°C durante al menos un mes en el sensor V22 a 1.980 m en umbría y orientación norte.
- ✓ Los análisis granulométricos obtenidos en el perfil RQa, el único perfil con resultados claros, indican que la disminución de la escorrentía ha influido en el calibre de los sedimentos reduciéndolo en su fracción arenosa hasta en 3 mm desde 1940. Además la proporción a favor de los limos y las arcillas respecto a las arenas se ha incrementado hasta casi un 80% en la actualidad frente a un 45% en la base del depósito. La evolución de la materia orgánica en los sedimentos del interior del embalse también se ha incrementado del 3 al 7% en paralelo a la disminución del calibre de los sedimentos. Los resultados de este análisis indican que los procesos observados de estabilización de laderas y colonización vegetal de márgenes fluviales en todos los cursos del Alto Pisuega están teniendo una influencia en contra de la erosión y el transporte de sedimentos.
- ✓ Mediante el análisis simultáneo de carga transportada y cubierta dominante en las respectivas subcuencas se ha podido inducir que los bosques de hayas son los que producen una mayor carga sedimentaria, así como lógicamente los valles con mayor suelo desnudo. Por el mismo método se

CONCLUSIONES

ha podido detectar que las formaciones geológicas tienen influencia reducida sobre el volumen de carga transportada, siendo las formaciones calcáreas desprovistas de vegetación las que menor influencia tienen sobre la carga transportada.

- ✓ El cambio en el funcionamiento del medio ambiente ha sido una constante a lo largo de la historia natural y recientemente cultural en el Alto Pisuerga. Esta historia ha dejado estructuras naturales que han condicionado el uso humano pero sobre todo es ese uso humano el que condiciona la dinámica actual y los cambios de tipo global del Alto Pisuerga. La renaturalización conlleva la suma de la influencia antrópica heredada y los procesos naturales y antrópicos ahora funcionales en el marco del calentamiento global. En general esta dinámica es extrapolable al conjunto de la Cordillera Cantábrica ya que se encuentra sometida a los mismos condicionantes socioculturales.

AGRADECIMIENTOS

- A mis padres por darme todas las oportunidades necesarias para que yo pudiera estudiar, un privilegio que a ellos se les negó.*
- A mi hermano, mi referente. Él me despertó el interés por la ciencia, la cultura y por el conocimiento desde pequeño.*
- A Patricia, sin ella tampoco hubiera sido posible llegar hasta aquí. Ha estado en los momentos difíciles apoyándome. Ha tenido una paciencia infinita, y me ha hecho mejor persona. También me ha ayudado en el campo y se ha ocupado de la portada.*
- A Mario, Natalia y Valeria por su cariño. A Irene por que defendió que estudiara Geografía.*
- A Enrique Serrano por tantas cosas, un director que ha acabado siendo un amigo.*
- A Alberto Merino. Sin él este trabajo hubiera sido casi imposible realizarlo por el apoyo mutuo que nos hemos proporcionado haciendo la tesis.*
- A Manuel Gómez Lende y a Ramón Pellitero, además de por amistad, por su ayuda en el trabajo de campo y en los artículos y en muchas otras cosas.*
- A María José González Amuchástegi, y también al resto de compañeros del grupo de investigación PANGEA. A José Juan Sanjosé y a Manuel Fernández por su buena acogida en Cáceres.*
- A Juan Ignacio López Moreno por su inmensa ayuda con el tratamiento de los datos climáticos e hidrológicos y su buena acogida en Zaragoza. A Esteban Alonso por su ayuda con el modelo nival y en general a la gente del Instituto Pirenaico de Ecología. A Marina Peña por su ayuda en la elaboración del índice SPEI.*
- A Daniel Herrero por ayudarme en los primeros pasos de la tesis, por su interés en guiarme y por ayudarme con el manejo de gestor de bibliografía, con mis primeros pasos con el Illustrator y con otras muchas cuestiones. Al resto de los compañeros doctorandos con los que he compartido vivencias en el despacho.*
- Al Departamento de Geografía y a la Facultad de Filosofía y Letras de la Universidad de Valladolid.*
- A Víctor Martínez Álvarez, que me inspiró a dar más valor al proceso histórico y por su ayuda en el trabajo de campo.*
- A Raúl Gutiérrez por estar ahí y mostrar siempre interés por mi labor y ayudarme en campo. A mis amigos de La Bañeza; a Unai Ruiz Argote, una persona con un corazón enorme.*
- A Francesco y María Laura, nuevos e inesperados grandes amigos que me ha regalado la estancia en Colorado.*
- A Hugo Cortizo por estar siempre ahí, un amigo con el que aprendí mucha Geografía en la carrera. A Sergio Fernández por su compañía en mi primer y difícil año en Valladolid, a Ana Portela por su entrañable apoyo, a Juan Francisco Rodríguez, Eduardo Presencio y Germán Sanz por darme una visión genuina de las cosas.*
- A la Colorado State University y a toda la gente amable y divertida que conocí en Colorado. A la catedrática Ellen Wohl sin la que no hubiera estado allí y al resto de investigadores del laboratorio de geomorfología fluvial. A María Hettinga y su fiel aliado Murphy. A Ana Corbalán por su ayuda en mi llegada.*
- Al resto de Geócratas, a GEOLID, y a los que se vinieron a Marruecos.*

A Antonio Fernández Cañadas y Pablo Rodríguez por su ayuda en el manejo de datos climáticos del AEMET.

A Inmaculada del archivo de la CHD.

A Víctor González de la Casa del Parque de Cervera de Pisuerga.

A la Confederación Hidrográfica del Duero, ITACyL, IGN, NASA, IDECyL, SAIH-EBRO por suministrarme datos gratuitos y proporcionarme herramientas.

A los alumnos porque siempre te enseñan a ser mejor profesor e investigador. A Santiago Gutiérrez por sus fotografías.

A los entrañables socios de GEOCyL.

A los que me he olvidado y a toda esa gente que ha pasado por mi vida en estos años a la que aprecio, Huei, Javi apartas o Taichi Calcetín entre muchos otros.

A los defensores de la educación y de la universidad pública, universal y gratuita y a los defensores de la igualdad de oportunidades entre todas las personas.

¡A la geografía!

REFERENCIAS

- Adam, J. C., Hamlet, A. F., Lettenmaier, D. P. (2009). Implications of global climate change for snowmelt hydrology in the twenty-first century. *Hydrological Processes*, 23(7), 962-972.
- Aja Sánchez, J.R., Cisneros Cunchillos, M., Díez Castillo, A., López Noriega, P. (1999). *El poblamiento de montaña en el sector central de la Cordillera Cantábrica (España): fuentes escritas y arqueológicas: el ejemplo de la comarca de La Braña (Palencia)*, Eastbourne, Reino Unido: British Archaeological Reports.
- Alados, C.L., Nucho, P., Gartzia, M., Sáiz, H., Escós, J., Fillat, F., Kefi, S., Pueyo, Y. (2016). Dinámica de la interacción pasto-arbusto y su efecto en la conservación de las comunidades vegetales alpinas del parque nacional de Ordesa y Monte Perdido. En: Amengual, P. (Ed.) *Proyectos de Investigación en Parques Nacionales: 2011-2014*, 77-107, Madrid: Organismo Autónomo de Parques Nacionales.
- Alario, M. (2002). La Montaña Palentina: entre la crisis y la multifuncionalidad. *Medio Ambiente en Castilla y León*, 9(18), 19-35.
- Alberola, A. (2014). *Los cambios climáticos. La Pequeña Edad de Hielo en España*, Madrid: Catedra.
- Alcalde del Río, H., Breuil, H., Sierra, L. (1911). *Les cavernes de la région cantabrique*, Mónaco: Chêne.
- Alcalde, G. (1981). *La Pernía, Estudios del equipo de investigaciones speleo-etnograficas*, Palencia: Caja de Ahorros y Monte de Piedad de Palencia.
- Alcalde, G., González, M.A., Garrido, J., Pajares, J., Torres, F.J., Merino, E., Alonso, J. (1984). *Estudio monográfico sobre el espacio natural de El valle de Redondos y la cueva del Cobre*, Palencia: Departamento. de Cultura, Diputación Provincial de Palencia.
- Allen, J. R., Huntley, B., Watts, W. A. (1996). The vegetation and climate of northwest Iberia over the last 14,000 years. *Journal of Quaternary Science*, 11(2), 125-147.
- Allende, F. (2002). La influencia de la ganadería extensiva en la dinámica de las comunidades pratenses del nordeste de la provincia de León. En: Panareda, J.M. (Ed.) *Temas en Biogeografía Actas del I Congreso Español de Biogeografía*, 245-254. Vall de Nuria: Aster.
- Allende, F. (2006). Las comunidades vegetales sobre calizas del Macizo del Espigüete (León-Palencia). *Serie geográfica*, 13, 81-97.
- Allende, F. (2007). *Clima y vegetación del sector centro-oriental de la Cordillera Cantábrica* (tesis doctoral). Universidad Autónoma de Madrid, Madrid.
- Aller, J., Álvarez Marrón, J., Bastida, F., Bulnes, M., Heredia, N., Marcos, A., Pérez Estaún, A., Pulgar, J.A., Rodríguez Fernández, L.R. (2004). Estructura, deformación y metamorfismo de la zona cantábrica, 42-49. En: Vera, J.A. *Geología de España*, Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.
- Alonso, V. (1989). Glaciares rocosos fósiles en el área Degaña-Leitariegos (occidente de Asturias, Cordillera Cantábrica). *Cuaternario y Geomorfología*, 3(1-4), 9-15.
- Alonso, J. L., Pulgar, J. Á., Pedreira, D. (2007). El relieve de la Cordillera Cantábrica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15(2), 151-163.
- Alonso González, E., López Moreno, J. I., Gascoin, S., García Valdecasas Ojeda, M., Sanmiguel Valledado, A., Navarro Serrano, F., Revuelto, J., Ceballos, A., Esteban Parra, M. J., and Essery,

- R. (2018). Daily gridded datasets of snow depth and snow water equivalent for the Iberian Peninsula from 1980 to 2014. *Earth System Science Data*, 10(1), 303-315.
- Alvarado, A. D., Sampelayo, A. H. (1945). Zona occidental de la cuenca del Rubagón. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 58, 1-44.
- Álvarez, E., Oreca, S., Rodríguez, A. (2014). Contribuciones a la flora de Palencia (España), II. *Flora Montiberica*, 56, 3-15.
- Álvarez Martínez, J. (1994). *Dinámica sucesional tras el abandono y recuperación del matorral mediante pastoreo controlado. Experiencia en un sector de la montaña de León* (tesis doctoral). Universidad de Lleida, Lleida.
- Álvarez Martínez, J.M. (2013). *Análisis y modelado multiescalar de los efectos del cambio global sobre la dinámica y función del paisaje en espacios de montaña. Aplicaciones a la ordenación territorial* (tesis doctoral). Universidad de León, León.
- Álvarez Martínez, J., Abad, M.E., Gómez Villar, A., Lasanta, T. (2015). Restauración del paisaje de la montaña española con ganadería: un ensayo en la Cordillera Cantábrica combinando pastoreo de caprino y poda de matorrales. *Pirineos*, 170, 008.
- Álvarez Martínez, J., Gómez Villar, A., Lasanta, T. (2016). The use of goats grazing to restore pastures invaded by shrubs and avoid desertification: a preliminary case study in the Spanish Cantabrian Mountains. *Land Degradation & Development*, 27(1), 3-13.
- Ambrose, T. (1974). *The Stratigraphy and Structure of the Pre-Carboniferous Rocks of North-West of Cervera del Pisuerga. Cantabrian Mountains, Spain* (tesis doctoral). University of Sheffield, Sheffield.
- Andrés, N., Palacios, D. (2010). Cobertura nival y distribución de las temperaturas en el suelo en las cumbres de la Sierra de Guadarrama. *Cuadernos de investigación geográfica*, 36(2), 7-38.
- Arenillas, M., Cobos, G., Navarro, J. (2008). *Datos sobre la nieve y los glaciares en las cordilleras españolas. El programa ERHIN (1984–2008)*. Madrid: Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino.
- Arnáez, J., Lasanta, T., Ortigosa, L., Ruiz Flaño, P. (1990). L'abandon de l'espace agricole dans la montagne submediterranéenne en Espagne (Pyrénées Centrales et Système Ibérique). *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 61, 237–253.
- Arnáez, J., Lasanta, T., Ruiz Flaño, P., Ortigosa, L. (2007). Factors affecting runoff and erosion under simulated rainfall in Mediterranean vineyards. *Soil & Tillage Research*, 93, 324–334.
- Arnáez, J., Lasanta, T., Errea, M. P., Ortigosa, L. (2011). Land abandonment, landscape evolution, and soil erosion in a Spanish Mediterranean mountain region: the case of Camero Viejo. *Land degradation & development*, 22(6), 537-550.
- Arnell, N., (2014). *Hydrology and global environmental change*. Routledge, Nueva York.
- Asensio, I., Lombardero, J.M. (1988). Glacis mixtos de vertiente en el valle del Eo (límite galaico-astur). *Cuadernos Laboratorio Xeoloxico do Laxe*, 12, 25-34.
- Avendaño, C., Montero-Sanz, E., Cobo-Rayán, R., Gómez-Montaña, J.L. (1997). Sediment yield at Spanish reservoirs and its relationship with the drainage basin area. *En: Dix-neuvième Congrès des Grands Barrages*, 863-874. Florence, Italy: Commission Internationale des Grands Barrages.
- Badia, A., Pèlachs, A., Vera, A., Tulla, A. F., Soriano, J. M. (2014). Cambios en los usos y cubiertas del suelo y los efectos en la vulnerabilidad en las comarcas de montaña de Cataluña. Del rol del fuego como herramienta de gestión a los incendios como amenaza. *Pirineos*, 169, 001.

- Ballantyne, C. K. (2018). *Periglacial Geomorphology*. Oxford, Reino Unido: Wiley & Blackwell.
- Bahamonde, J., Nuño, C. (1991). Características geológicas del sinclinal de Santa María de Redondo (Zona Cantábrica, Palencia). *Boletín geológico y minero*, 102(2), 219-239.
- Barros, V. R., Field, C. B., Dokke, D. J., Mastrandrea, M. D., Mach, K. J., Bilir, T. E., Chatterjee, M., Ebi, K.L., Estrada, Y.O., Genova, R.C., Girma, B., Kissel, E.S., Levy, A.N., MacCracken, S., Mastrandrea, P.R., White, L.L. (Eds.). (2014). *Climate change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability-Part B: regional aspects-Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge, United Kingdom and New York: Cambridge University Press.
- Bartolomeu, S., Carvalho, M. J., Marta-Almeida, M., Melo-Gonçalves, P., Rocha, A. (2016). Recent trends of extreme precipitation indices in the Iberian Peninsula using observations and WRF model results. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 94, 10-21.
- Barrado, D., Hidalgo, C., Palacios, A. (2009). Despoblación y envejecimiento en las zonas mineras. ¿Es el turismo una solución? Casos de Ríotinto y La Pernía-Barruelo. *En: López Trigal, L., Abellán, A., Godeanu, D. (Eds.). Despoblación, envejecimiento y territorio: un análisis sobre la población española*, 629-642. León: Servicio de publicaciones de la Universidad de León.
- Basterra, M.V. (2003). Convenio y concierto suscrito en el siglo XVIII entre los concejos del Valle de Redondo, Brañosera, Celada de Robledo, Salcedillo y Herrerueta para la fabricación de muelas de molino. *Publicaciones Instituto Tello Téllez de Meneses*, 74, 249-268.
- Batalla, R. J., Vericat, D. (2009). Hydrological and sediment transport dynamics of flushing flows: implications for management in large Mediterranean rivers. *River Research and Applications*, 25(3), 297-314.
- Batalla, R. J., Vericat, D. (2011). An appraisal of the contemporary sediment yield in the Ebro Basin. *Journal of Soils and Sediments*, 11(6), 1070.
- Batllo, E., Gutiérrez, E. (2008). Regional tree line dynamics in response to global change in the Pyrenees. *Journal of Ecology*, 96(6), 1275-1288.
- Batllo, E., Blanco-Moreno, J. M., Ninot, J. M., Gutiérrez, E., Carrillo, E. (2009). Vegetation patterns at the alpine treeline ecotone: the influence of tree cover on abrupt change in species composition of alpine communities. *Journal of vegetation science*, 20(5), 814-825.
- Bauer, E., Laso, M.P. (1964). La propiedad forestal en España. *Revista de estudios agrosociales*, 49, 7-53.
- Bauer, E. (1980). *Los montes de España en la historia*. Madrid: Ministerio de Agricultura.
- Beato, S., Poblete, M.Á., Marino, J. L. (2016). La expansión del matorral y su caracterización biogeográfica en la Sierra del Aramo (Montaña Central Asturiana, España). *En: Gómez Zotano, J., Arias García, J., Olmedo Cobo, J.A. y Serrano Montes, J.L. (Eds.). Avances en Biogeografía. Áreas de distribución: entre puentes y barreras*. Granada: Ediciones de la Universidad de Granada, Tundra, 494-502.
- Beguiría, S., López-Moreno, J. I., Lorente, A., Seeger, M., García-Ruiz, J. M. (2003). Assessing the effect of climate oscillations and land-use changes on streamflow in the Central Spanish Pyrenees. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 32(4), 283-286.
- Beguiría, S., López-Moreno, J. I., Gómez-Villar, A., Rubio, V., Lana-Renault, N., García-Ruiz, J. M. (2006). Fluvial adjustments to soil erosion and plant cover changes in the Central Spanish Pyrenees. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 88(3), 177-186.

- Béjar, M., Vericat, D., Batalla, R.J., Gibbins, C.N. (2018). Variation in flow and suspended sediment transport in a montane river affected by hydropeaking and instream mining. *Geomorphology*, 310, 69–83.
- Belmar, O., Barquín, J., Álvarez Martínez, J.M., Peñas, F.J., Jesus, M.D. (2018). The role of forest maturity in extreme hydrological events. *Ecohydrology*, 11, e1947.
- Bennasar, B. (1983). *Valladolid en el Siglo de Oro. Una ciudad de Castilla y su entorno agrario en el siglo XVI*. Valladolid: Ayuntamiento de Valladolid.
- Bertalanffy, L.V. (1969). *General theory of systems*, Nueva York, EE. UU.: George Braziller Inc.
- Bertrand, G., Tricart, J. (1968). Paysage et géographie physique globale. Esquisse méthodologique. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest. Sud-Ouest Européen*, 39(3), 249-272.
- Bertrand, G. (1971). Morphostructures cantabriques: Picos de Europa, Montaña de León et Palencia (Espagne du nord-ouest). *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest. Sud-Ouest Européen*, 42(1), 49-70.
- Bertrand, G. (1972a). Les structures naturelles de l'espace géographique. L'exemple des Montagnes Cantabriques centrales (nord-ouest de l'Espagne). *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest. Sud-Ouest Européen*, 43(2), 175-206.
- Bertrand, G. (1972b). Ecologie d'un espace géographique: les géosystemes du Valle de Prioro (Espagne du Nord-Ouest). *L'Espace géographique*, 113-128.
- Bertrand, G. (1974). *Les Montagnes Cantabriques Centrales* (tesis doctoral), Universidad Toulouse-Le Mirail, Toulouse.
- Bertrand, G. (1984). Apogée et déclin d'un géosystème sylvo-pastoral (Montagne de León et de Palencia, Espagne du nord-ouest). *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest. Sud-Ouest Européen*, 55(2), 239-248.
- Bertrand, C., Bertrand, G. (1986a). Des rañas aux rasas: remarques sur le système montagne-piémont de la cordillère cantabrique centrale, Espagne du Nord-Ouest. Montagnes et piémonts: hommage à François Taillefer. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest. Sud-Ouest Européen*, 1, 247-260.
- Bertrand, C., Bertrand, G. (1986b). La végétation dans le géosystème. Phytogéographie des montagnes cantabriques centrales (Espagne). *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest. Sud-Ouest Européen*, 57(3), 291-312.
- Bertrand, C., Bertrand, G. (2006). *Geografía del medio ambiente: el sistema GTP: geosistema, territorio y paisaje*. Universidad de Granada, Granada.
- Bertrand, G. (2008). Un paisaje más profundo: de la Epistemología al Método. Cuadernos geográficos de la Universidad de Granada, 43(2), 17-28.
- Bertrand, C., Bertrand, G. (2015). Del terreno al concepto. Las Montañas Cantábricas Centrales: del Geosistema al sistema GTP (Geosistema-Territorio-Paisaje): Una experiencia de «Epistemología del Terreno» (1960-2014), Santander: Publicaciones Universidad de Cantabria.
- Besné, P., Ibisate, A. (2015). River channel adjustment of several river reaches on Ebro basin. *Quaternary international*, 364, 44-53.
- Birot, P. y Solé Sabarís, L. (1954). Recherches morphologiques dans le NW de la Péninsule Iberique. *Memories et document Centre Documentation cartographique et géographique (C.N.R.S.)*, 4: 7-61.

- Blanco Fontao, B., Quevedo, M., Obeso, J. R. (2011). Abandonment of traditional uses in mountain areas: typological thinking versus hard data in the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Biodiversity and conservation*, 20(5), 1133-1140.
- Blott, S. J., Pye, K. (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth surface processes and Landforms*, 26(11), 1237-1248.
- Boada, M. (2001). *Manifestacions del canvi ambiental global al Montseny* (tesis doctoral). Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona.
- Boada, M., Saurí, D. (2002). *El cambio global*. Barcelona: Rubes.
- Bobrovitskaya, N.N., Kokorev, A.V., Lemeshko, N.A. (2003). Regional patterns in recent trends in sediment yields of Eurasian and Siberian rivers. *Global and Planetary Change*, 39, 127–146.
- Boix Fayos, C., Barberá, G.G., López Bermúdez, F., Castillo, V.M. (2007). Effects of check dams, reforestation and land-use changes on river channel morphology: Case study of the Rogativa catchment (Murcia, Spain). *Geomorphology*, 91, 103-123.
- Bouma, J., Hoeks, J., Van der Plas, L., Van Scherrenburg, B. (1969). Genesis and morphology of some alpine podzol profiles. *Journal of Soil Science*, 20(2), 384-398.
- Bowles, W. (1789 reproducido en 2007). *Introducción a la historia natural ya la geografía física de España*. Valladolid: Maxtor.
- Brosche, K.U. (1994). Ergebnisse von Abtragungsmessungen an periglazialen Solifluktionsschuttdecken in vier Hochgebirgen der Iberischen Halbinsel (Picos de Europa, Peña Prieta, Sierra de Urbión und Sierra Nevada). *Eiszeitalter Ggw*, 44, 28-55.
- Brown, A.G., Tooth, S., Bullard, J.E., Thomas, D.S.G., Chiverrell, R.C., Plater, A.J., Murton, J., Thorndycraft, V.R., Tarolli, P., Rose, J., Wainwright, J., Downs, P., Aalto, R. (2017). The geomorphology of the Anthropocene: emergence, status and implications. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(1), 71-90.
- Bruijnzeel, S.L. (2006). Land use and land cover effects on runoff processes: Forest harvesting and road construction. En: Anderson, M.G. (Ed.). *Encyclopedia of Hydrological Science*, 1813-1827. Chichester: John Willey Sons Lds.
- Brunsdon, D., Thornes, J. B. (1979). Landscape sensitivity and change. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 463-484.
- Bryn, A. (2008). Recent forest limit changes in south-east Norway: Effects of climate change or regrowth after abandoned utilisation. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 62(4), 251-270.
- Buendia, C., Bussi, G., Tuset, J., Vericat, D., Sabater, S., Palau, A., Batalla, R.J., (2016a). Effects of afforestation on runoff and sediment load in an upland Mediterranean catchment. *Science of the Total Environment*, 540, 144–157.
- Buendia, C., Herrero, A., Sabater, S., Batalla, R. J. (2016b). An appraisal of the sediment yield in western Mediterranean river basins. *Science of the Total Environment*, 572, 538-553.
- Buisán, S.T., Earle, M.E., Collado, J.L., Kochendorfer, J., Alastrué, J., Wolff, M., Smith, C.D., López Moreno, J.I. (2017). Assessment of snowfall accumulation underestimation by tipping bucket gauges in the Spanish operational network. *Atmospheric Measurement Techniques*, 10, 1079-1091.
- Cailleux, A. (1948). Le ruissellement en pays tempéré non montagneux. *Annales de Géographie*, 57, 21-39.

- Cailleux, A., Tricart, J. (1956). Le problème de la classification des faits géomorphologiques. *Annales de Géographie*, 349, 162-186.
- Calder, I.R. (1990). *Evaporation in the Uplands*. Chichester, Reino Unido: Wiley.
- Camarero, C. (2002). El Catastro de Ensenada, 1749-1759: diez años de intenso trabajo y 80.000 volúmenes manuscritos. *CT: Catastro*, 46, 61-88.
- Cañada, M. R., Gallego, G., Fernandez, F. (2012). Análisis de las disponibilidades hídricas en las cuencas hidrográficas de la Comunidad de Madrid: situación actual y previsiones futuras. *Territoris*, 8, 41-62.
- Carracedo, V., Cunill, R., García Codron, J.C., Pèlachs, A., Pérez-Obiol, R., Soriano, J.M. (2018). History of fires and vegetation since the Neolithic in the Cantabrian Mountains (Spain). *Land Degradation and Development*, 29, 2060–2072.
- Carrera, P., Valcárcel, M. (2010). *La acción geomorfológica del manto nivoso estacional en la Sierra de Ancares: vertiente oriental del Pico Cuiña (León)*. Cuadernos de investigación geográfica, 36, 85-98.
- Castaño, J. (2015). *El libro de los pesos y medidas*. Madrid: La Esfera de los Libros.
- Castañón, J. C., Frochoso, M. (1994). El periglaciario de la Cordillera Cantábrica. Periglaciario en la Península Ibérica, Canarias y Baleares. *Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología*, 7, 75-91.
- Castañón, J. C., Frochoso, M. (1996). Hugo Obermaier y el glaciario pleistoceno. *En: Moure, A. (Ed.). El hombre Fósil 80 Años Después*, 153-176. Santander: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cantabria.
- Ceballos Barbancho, A., Morán Tejada, E., Luengo Ugidos, M. Á., Llorente Pinto, J. M. (2008). Water resources and environmental change in a Mediterranean environment: the south-west sector of the Duero river basin (Spain). *Journal of Hydrology*, 351(1-2), 126-138.
- Chauchard, S., Carcaillet, C., Guibal, F. (2007). Patterns of Land-use Abandonment Control Tree-recruitment and Forest Dynamics in Mediterranean Mountains. *Ecosystems*, 10, 936–948.
- CHD. (2015). *Memoria del plan Hidrológico de la parte española de la demarcación hidrográfica del Duero. 2015-2021*. Castilla y León: Confederación Hidrográfica del Duero. Disponible en: <http://www.chduero.es/Inicio/Planificaci%C3%B3n/Planhidrol%C3%B3gico20152021/PlanHidrol%C3%B3gico/tabid/734/Default.aspx>.
- Chorley, R.J. (Ed.). (1969). The drainage basin as the fundamental geomorphic unit. *Water, Earth and Man*, 77-98.
- Chorley, R.J., Schumm, S.A., Sugden, D.E. (1984). *Geomorphology*, London: Methuen Co.
- Church, M., Burt, T., Galay, V., Kondolf, M. (2009). *Rivers*. *En: Slaymaker, O. Spencer, T., Embleton-Hamann, C. (Eds.). Geomorphology and Global Environmental Change*, 98-129. Nueva York: Cambridge University Press.
- Ciry, R. (1939). *Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander*. *Bulletin de la Société d'histoire naturelle de Toulouse*, 74, 5-523.
- Clement, B. M., Javier, J., Sah, J. P., Ross, M. S. (2011). The effects of wildfires on the magnetic properties of soils in the Everglades. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(4), 460-466.
- Clements, F.E. (1936). Nature and Structure of the Climax. *Journal of Ecology*, 24, 252–284.
- Cocca, G., Sturaro, E., Gallo, L., Ramanzin, M. (2012). Is the abandonment of traditional livestock farming systems the main driver of mountain landscape change in Alpine areas? *Land Use Policy*, 29(4), 878-886.

- Coello, F., Madoz, P., Leclercq, C., Alabern, C., Desbuissons, E., Bacot, P. (1852). *Mapa General de la provincia de Palencia* [Mapa]. 1:200.000. En: Atlas de España y sus posesiones de Ultramar, Madrid.
- Colmenero, J.R., Agueda, J.A., Fernández, L.P., Salvador, C.I., Bahamonde, J.R., Barba, P. (1988). Fan-delta systems related to the Carboniferous evolution of the Cantabrian Zone, northwestern Spain. En: Nemeč, W., Steel, R.J. (Eds.). *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*, 267–285. Glasgow: Blackie and Son.
- Colmenero, J. R., Fernández, L. P., Moreno, C., Bahamonde, J. R., Barba, P., Heredia, N., González, F. (2005). Carboniferous. En: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.). *The geology of Spain*, 93-116. Londres: Geological Society of London.
- Consejería de Medio Ambiente (2002). *Resolución por la que se hace pública la Declaración de Impacto Ambiental sobre el proyecto de repoblación forestal en 57,5 Ha. del término municipal de La Pernía (Palencia), promovido por las Juntas Vecinales de Lores, Casavegas y El Campo, 28/01/2012*, Valladolid: BOCyL.
- Conti, G., Fagarazzi, L. (2005). Forest expansion in mountain ecosystems: “environmentalist’s dream” or societal nightmare. *Planum*, 11, 1-20.
- Cortizo Álvarez, T. (1977). *Las cuencas mineras leonesas. Aproximación a su estudio geográfico*. León: Institución Fray Bernardino de Sahagún.
- Cramer, F. H., Rodríguez, R. M. (1977). Robledo and Arroyacas Formation (arroyo de las arroyacas, Province of Palencia, Spain) palynologically dated as late Silurian. *Breviora Geologica Asturica*, 21(1), 2-4.
- Cuevas, F., Maestro, J. (2016). *Historia de la minería en el valle de Redondo. Arauz. Colección de Historia Montaña Palentina*, 10, 109-201.
- Curtis, T.J. (1956). The modification of mid-latitude grasslands and forests by man. En: Thomas, W.L., Sauer, C., Bates, M., Mumford, L. (Eds.). *Man’s role in changing the face of the Earth*, 1, 721-736. Chicago: University of Chicago Press.
- Darby, H. C. (1951). The changing English landscapes. *The Geographical Journal*, 117(4), 377-394.
- Darby, H.C. (1956). The clearing of the woodland in Europe. En: Thomas, W.L., Sauer, C., Bates, M., Mumford, L. (Eds.). *Man’s role in changing the face of the Earth*, 1, 183-216. Chicago: University of Chicago Press.
- Davison, J. E., Breshears, D. D., Van Leeuwen, W. J., Casady, G. M. (2011). Remotely sensed vegetation phenology and productivity along a climatic gradient: on the value of incorporating the dimension of woody plant cover. *Global Ecology and Biogeography*, 20(1), 101–113.
- De Castro, M., Martín Vide, J., Alonso, S. (2005). Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático. En: Moreno Rodríguez, J.M. (coord.). *Evaluación preliminar de los impactos en España por efectos del cambio climático*. Madrid: Ministerio de Medio Ambiente.
- De Lózar, F. (2015). *Orígenes* [Blog]. Recuperado de: <https://origeness.blogspot.com/>.
- De Marcos, J., Tanarro, L.M., Palacios, D., Andrés, N. (2017). Procesos periglaciares actuales en la sierra de Guadarrama: las terracillas de soliflucción. En: Ruiz Fernández, J., García Hernández, C., Oliva, M., Rodríguez Pérez, C., Gallinar, D. (Eds.). *Ambientes periglaciares: avances en su estudio, valoración patrimonial y riesgos asociados. VI Congreso Ibérico de la International Permafrost Association*, 83-85. Mieres: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo.

- Del Prado, C. (1856). *Mapa geológico de la provincia de Palencia* [Mapa] 1:100.000. Comisión de Estadística General del Reino, Madrid.
- Del Prado, C. (1861). *Mapa Geológico Estratigráfico de las montañas de la Provincia de Palencia*. [Mapa] 1:100.000. Comisión de Estadística General del Reino, Madrid.
- Delaloye, R. (2004). *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale* (tesis doctoral). Université de Fribourg. Friburgo, Suiza.
- Delgado Huertos, E., Trigueros, A., Teresa, M., Ayarza Arribas, J., Calleja, A., Asunción, M., Castrillo Puerta, A., García, G., Carlos, J., García Montes, A., González Méndez, C., Herrán, I., Emiliano, J., Martínez Parra, M., Molina García, I., Morales Rodríguez, C., Villazán, O., Teresa, M., Rodríguez, P., Javier, F., Rodríguez Villarroel, P. (1996). *Aula Activa de la Naturaleza. Arbejal. Cervera de Pisuerga (Palencia)*, Consejería de Educación. Junta de Castilla y León.
- Delgado Viñas, C., Gil de Arriba, C., Hortelano, L.A., Plaza, J.I. (2004). Referencias indicativas de los procesos de cambio territorial en un espacio de montaña (Sector Central de la Montaña Cantábrica). *Geographicalia*, 45, 65-88.
- Delibes de Castro, G., Fernandez Miranda, M. (1981). La tumba de Celada de Robledo (Palencia) y los inicios del Bronce Antiguo en el valle medio y alto del Pisuerga. *Trabajos de Prehistoria*, 38, 153.
- Derruau, M. (1966). *Geomorfología*, Barcelona: Ariel.
- Diamond, J. (2012). *Colapso: por qué unas sociedades perduran y otras desaparecen*, Barcelona: Editorial Debate.
- Díez Castillo, A. (1992). La neolitización en Cantabria. *Nivel Cero*, 1, 35-44.
- Díez Herrero, A., Ballesteros Cánovas, J.A., Bodoque del Pozo, J.M., Fernández Yuste, J.A., Eguíbar Galán, M.Á., Genova Fuster, M. del M., Laín Huerta, L., Llorente Isidro, M., Rubiales Jimenez, J.M., Stoffel, M. (2007). Mejoras en la estimación de la frecuencia y magnitud de avenidas torrenciales mediante técnicas dendrogeomorfológicas. *Boletín Geológico y Minero*, 4(118), 789-802.
- Dobinski, W. (2011). Permafrost. *Earth-Science Reviews*, 108, 158-169.
- Duchaufour, P. (1987). *Manual de edafología*. Masson, Barcelona, Spain. Manual de edafología, Barcelona: Masson.
- Dupont, P. (1975). Limites altitudinales des landes atlantiques dans les montagnes cantabriques (nord de l'Espagne). En: Gehu, J.M. (Ed.). *La Vegetation Des Landes d'Europe occidentale (Nardo Callunetea)*, 2, 47-58. Lille: J. Cramer Vaduz.
- Dupuy de Lome, E., Novo, P. (1924). Estudio para la investigación del Carbonífero oculto bajo el Secundario de Palencia y Santander. *Boletín del Instituto Geológico y Minero*, 45, 25-71.
- Ensenada (1749). *Catastro de Ensenada*. [En línea]. Portal de Archivos Españoles. <http://pares.mcu.es/PARES>. Ministerio de Educación, Cultura y Deporte.
- Errea, M.P., Lasanta, T., Ortigosa, L., Cerdá, A. (2001). Soil moisture changes after land abandonment in the Central Spanish Pyrenees. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 27, 47-60.
- Estébanez, P.D., Gómez, A.V. (2010). Primera campaña de prospección en la cabecera de los ríos Carrión y Pisuerga. Término municipal de La Pernía (Palencia). *Sautuola: Revista del Instituto de Prehistoria y Arqueología Sautuola*, (16), 521-560.
- Ezquerro, J., Rey, E. (Eds.). (2011). *La evolución del paisaje vegetal y el uso del fuego en la Cordillera Cantábrica*. León: Fundación Patrimonio Natural de Castilla y León.

- Ezquerro, F. (2011). La revolución neolítica y su influencia en los paisajes forestales en las áreas montañosas de Cantabria. En: Ezquerro, J., Rey, E. (Eds.). *La evolución del paisaje vegetal y el uso del fuego en la Cordillera Cantábrica*, 91-108. León: Fundación Patrimonio Natural de Castilla y León.
- Fagan, B. (2009). *La pequeña edad de hielo: cómo el clima afectó a la historia de Europa 1300-1850*. Barcelona: Gedisa.
- FAO (2015). *World reference base for soil resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps*, Roma: Food and Agriculture Organization.
- Felip, M., Riera, J., Camarero, L., Díaz de Quijano, D., Giménez, P., et al. (2016). Efectos de la actividad ganadera en los lagos del Parque Nacional de Aigüestortes i Estany de Sant Maurici: aportes de nitrógeno y riesgo de eutrofización. En: Amengual, P. (Ed.) *Proyectos de Investigación en Parques Nacionales: 2011-2014*, 61-77. Madrid: Organismo Autónomo de Parques Nacionales.
- Fengqing, J., Yanwei, Z. (2011). Freezing and Thawing Index. En: Singh, V.P., Singh, P., Aritashyia, U.K. (Eds.). *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, 301-301. Netherlands: Springer.
- Fernández Caballero, D. (1994). *Estudio comparado de las Rañas Españolas* (tesis doctoral). Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- Fernández, L.P., Bahamonde, J.R., Barba, P., Colmenero, J.R., Heredia, N., Rodríguez Fernández, L.R., Salvador, C., Sánchez de Posada, L.C., Villa, E., Merino Tomé, O., Motis, K. (2004). La secuencia sinorogénica de la zona cantábrica. En: Vera, J.A. *Geología de España*, Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.
- Feurdean, A., Gałka, M., Tanțău, I., Geantă, A., Hutchinson, S. M., Hickler, T. (2016). Tree and timberline shift in the northern Romanian Carpathians during the Holocene and the responses to environmental changes. *Quaternary Science Reviews*, 134, 100-113.
- Fidalgo Hijano, C. (1987). *Análisis de paisaje vegetal, Norte de la Provincia de Guadalajara*. Oviedo: Pentalfa Microediciones.
- Field, C.B., Barros, V.R., Dokken, D.J., Mach, K.J., Mastrandrea, M.D., Bilir, T.E., Chatterjee, M., Ebi, K.L., Estrada, Y.O., Genova, R.C., otros. (2014): *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Flippin-Dudley, S. (1997). *Vegetation measurements for estimating flow resistance (flood control, riparian vegetation)* (tesis doctoral). Colorado State University, Colorado, USA.
- Folk, R. L., Ward, W. C. (1957). Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27(1), 3-26.
- Font Tullot, I. (1988). Historia del clima de España. Cambios climáticos y sus causas. *Instituto Nacional de Meteorología. Madrid*.
- Fountain, A. G., Walder, J. S. (1998). Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics*, 36(3), 299-328.
- French, H.M., (2007). *The periglacial environment*. John Wiley & Sons, Chichester - United Kingdom.
- French, H. M., Harry, D. G. (1992). Pediments and cold-climate conditions, Barn Mountains, unglaciated northern Yukon, Canada. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 74(2-3), 145-157.

- French, R. A. (1961). Geography and geographers in the Soviet Union. *The Geographical Journal*, 127(2), 159-165.
- Frets, D. C. (1965). The geology of the southern part of the Pisuerga Basin and the adjacent area of Santibanez de Resoba, Palencia, Spain. *Leidse Geol. Meded*, 31, 113-163.
- Frochoso, M. (1990). *Geomorfología del valle del Nansa*. Santander: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cantabria.
- Frochoso, M., Castañón, J. C. (2014). El relieve heredado de la glaciación cuaternaria en el Macizo de Peña Prieta (Cordillera Cantábrica). *Polígonos. Revista de Geografía*, (6), 25-43.
- Frochoso, M. (2016). Los valles cantábricos centrales. Modelos de evolución según diferentes escalas temporales. *Ería*, (99-00), 71-91.
- Frolova, M. (2009). Desde el concepto de paisaje a la Teoría de geosistema en la Geografía rusa: hacia una aproximación geográfica global del medio ambiente. *Ería. Revista cuatrimestral de Geografía*, (70), 225-235.
- Fuchs, R., Verburg, P. H., Clevers, J. G., Herold, M. (2015). The potential of old maps and encyclopaedias for reconstructing historic European land cover/use change. *Applied Geography*, 59, 43-55.
- Gale, S., Hoare, P. G. (2012). *Quaternary sediments: petrographic methods for the study of unlithified rocks*. Blackburn Press.
- Gallart, F., Llorens, P., Latron, J. (1994). Studying the role of old agricultural terraces on runoff generation in a small Mediterranean mountainous basin. *Journal of hydrology*, 159(1-4), 291-303.
- Gallart, F., Llorens, P. (1996). Los efectos hidrológicos de la recuperación del bosque en áreas de montaña. *Erosión y recuperación de tierras en áreas marginales*, 73-78.
- Gallart, F., Llorens, P. (2004). Observations on land cover changes and water resources in the headwaters of the Ebro catchment, Iberian Peninsula. *Physics and Chemistry of the Earth, parts A/B/C*, 29(11-12), 769-773.
- Gallart, F., Llorens, P. (2013). Water resources and environmental change in Spain. A key issue for sustainable integrated catchment management. *Cuadernos de investigación geográfica*, 27, 7-16.
- García de Celis, A. (1991). Los glaciares rocosos de la Sierra del Suspirón (León). *Polígonos. Revista de Geografía*, 1, 9-20.
- García de Celis, A. (1993). *Geomorfología de la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica la Montaña Occidental de León y su piedemonte*. León: Secretariado de Publicaciones de la Universidad de León.
- García de Celis, A. (2002). Formas periglaciares relictas en la Sierra de Suspirón (Cordillera Cantábrica, León): campos de bloques. En: Serrano, E., García de Celis, A. (Eds.). *Periglaciarismo en montaña y altas latitudes*, 37-52. Valladolid: Universidad de Valladolid.
- García de Celis, A. (2011). Dinámica reciente de los abedulares en la comarca de Omaña. En: Ezquerro, J., Rey, E. (Eds.). *La evolución del paisaje vegetal y el uso del fuego en la Cordillera Cantábrica*, 225-236. León: Fundación Patrimonio Natural de Castilla y León.
- García Fernández, J. (1990). La organización tradicional del espacio rural en el área cantábrica. En: García Merino, L.V., Sierra, J.M., Fuente, R., González Pellejero, R. (Eds.). *Los espacios rurales cantábricos y su evolución*, 13-31. Santander: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cantabria.

- García Guinea, M.A. (1990). *El románico en Palencia*. Palencia: Diputación de Palencia.
- García Hernández, C., Ruiz Fernández, J., Sánchez Posada, C., Pereira, S., Oliva, M., Vieira, G. (2017). Reforestation and land use change as drivers for a decrease of avalanche damage in mid-latitude mountains (NW Spain). *Global and Planetary Changes*, 153, 35–50.
- García Ruiz, J.M. (1988). La evolución de la agricultura de montaña y sus efectos sobre la dinámica del paisaje. *Revista Estudios Agrosociales*, (146), 7–37.
- García Ruiz J. M., Lasanta T. (1990). Land-use changes in the Spanish Pyrenees. *Mountain Research and Development*, 10(3), 267–279.
- García Ruiz, J.M. (2013). Grandes embalses y desorganización del espacio: El ejemplo del Alto Aragón. *Cuadernos de Investigación en Geografía e Historia*, (3), 31–46.
- García Ruiz, J. M., Lasanta, T., Ortigosa, L., Ruiz Flaño, P., Martí, C., González, C. (1995). Sediment yield under different land uses in the Spanish Pyrenees. *Mountain Research and Development*, 15(3), 229-240.
- García Ruiz, J. M., Lasanta, T., Ruiz Flaño, P., Ortigosa, L., White, S., González, C., Martí, C. (1996). Land-use changes and sustainable development in mountain areas: a case study in the Spanish Pyrenees. *Landscape Ecology*, 11(5), 267-277.
- García Ruiz, J.M., Regüés, D., Alvera, B., Lana Renault, N., Serrano Muela, P., Nadal Romero, E., Navas, A., Latron, J., Martí Bono, C., Arnáez, J., (2008). Flood generation and sediment transport in experimental catchments affected by land use changes in the central Pyrenees. *Journal of Hydrology*, 356(1-2), 245-260.
- García Ruiz, J.M., Lana Renault, N., Beguería, S., Lasanta, T., Regüés, D., Nadal Romero, E., Serrano Muela, P., López Moreno, J.I., Alvera, B., Martí Bono, C., Alatorre, L.C. (2010). From plot to regional scales: Interactions of slope and catchment hydrological and geomorphic processes in the Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 120(3-4), 248–257.
- García Ruiz, J. M., López Moreno, J. I., Vicente Serrano, S. M., Lasanta Martínez, T., Beguería, S. (2011). Mediterranean water resources in a global change scenario. *Earth-Science Reviews*, 105(3-4), 121-139.
- García Ruiz, J. M., López Moreno, J. I., Lasanta Martínez, T., Vicente Serrano, S. M., González Sampérez, P., Valero Garcés, B. L., Sanjuán, Y., Beguería, S., Nadal Romero, E., Lana Renault, N., Gómez Villar, A. (2015). Los efectos geoecológicos del cambio global en el Pirineo Central español: una revisión a distintas escalas espaciales y temporales. *Pirineos*, 170, 50-93.
- Garralda, M.D. (2005). Los neandertales en la Península Ibérica. *Munibe Antropol.Arkeol.* 289–314.
- Garrido, J.J., Torres, F.J. (1984). La demografía del valle de Redondos en la segunda mitad del siglo XVIII (aproximación al estudio de la demografía histórica en la montaña palentina). En: Alcalde, G. (Ed.), *Estudio Monográfico Sobre El Espacio Natural de El Valle de Redondos y La Cueva Del Cobre*. Departamento de Cultura de la Excma. diputación provincial de Palencia, 91–160.
- Gartzia, M., Fillat, F., Pérez Cabello, F., Alados, C. L. (2016). Influence of agropastoral system components on mountain grassland vulnerability estimated by connectivity loss. *PLoS one*, 11(5), e0155193.

- Gehrig-Fasel, J., Guisan, A., Zimmermann, N. E. (2007). Tree line shifts in the Swiss Alps: climate change or land abandonment? *Journal of vegetation science*, 18(4), 571-582.
- Gerrard, A. J. (1992). *Soil geomorphology*. Springer.
- Gil de Arriba, C. (1998). Turismo rural en la Montaña Palentina, vías y orientaciones para un desarrollo local sostenible. *Estudios turísticos*, 135, 51-66.
- Gil Sanchez, L., Junta de Castilla y Leon, V., Torre Anton, M., Picardo Nieto, A. (2007). *Atlas Forestal de Castilla y Leon*. Junta de Castilla y León.
- Gómez Vargas, F.J., Boada, M. (2008). Análisis de los procesos de cambio global: el caso del robledal de Ridaura (Parque Natural del Montseny. Barcelona). *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 47, 125-141.
- Gómez Sal, A., Rodríguez Merino, E., Busqué, J., Rodríguez Pascual, M. (1994). Pernía-Páramos-Alto Campoo. *Cuadernos de Trashumancia*, 17, 1-99.
- Gómez Lende, M. (2005). The glacial pleistocene complex of Caloca valley, central Cantabrian Mountains (Northern Spain). *En: Actas de la VI Conferencia Internacional de Geomorfología*, [póster]. Zaragoza.
- Gómez Lende, M., Berenguer, F., Serrano, E. (2014). Morphology, ice types and thermal regime in a high mountain ice cave. First studies applying terrestrial laser scanner in The Peña Castil Ice Cave (Picos de Europa, Northern Spain). *Geografía Física y Dinámica Cuaternaria*, 37, 141–150.
- Gómez Lende, M. (2016). *Las cuevas heladas en el Parque Nacional Picos de Europa. Fronteras subterráneas del hielo en el Macizo Central*. Madrid: Organismo Autónomo de Parques Nacionales.
- Gómez Lende, M., Serrano, E., González García, M., González Trueba, J.J. (2016). Periglacialismo en la divisoria cantábrica: la Sierra de Cebolleda. *Polígonos. Revista de Geografía*, (28), 33-53.
- Gómez Ortiz, A., Plana Castellví, J.A., (2006). La pequeña Edad del Hielo en Sierra Nevada a partir de los escritos de la época (siglos XVIII y XIX) y relaciones con el progreso de la geografía física y geomorfología española. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 42, 71-98.
- Gómez Villar, A., Redondo Vega, J.M., González Gutiérrez, R.B. (2004). Localización y caracterización morfométrica de los glaciares rocosos relictos de la Sierra de Gistredo (Montaña Cantábrica, León). *Cuadernos de investigación geográfica*, 30, 35-61.
- Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B., Redondo Vega, J.M., Santos-González, J. (2013). Distribution of relict rock glaciers in the Cantabrian Mountains (León, Spain). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37, 49-80.
- González, A., Díaz de Terán, J. R., Barba, F. J., Remondo, J., Cendrero, A. (1996). Propuesta de un modelo cronológico para las terrazas de los ríos de la vertiente cantábrica. *Geogaceta*, 20(5), 1096-1099.
- González Gutiérrez, R. B., Santos González, J., Gómez Villar, A., Redondo Vega, J. M., Prieto Sarro, I. (2017). Geomorphology of the Curueño River headwaters, Cantabrian mountains (NW Spain). *Journal of Maps*, 13(2), 382-394.
- González Amuchastegui, M. J., Serrano, E. (2015). Tufa buildups, landscape evolution and human impact during the Holocene in the Upper Ebro Basin. *Quaternary International*, 364, 54-64.

- González Díaz, J.A. (2013). La matorralización de la montaña atlántica. En: Ezquerro, J., Rey, E. (Eds.). *La evolución del paisaje vegetal y el uso del fuego en la Cordillera Cantábrica*, 90-97. León: Fundación Patrimonio Natural de Castilla y León.
- González Trueba, J.J. (2007). *El Macizo Central de los Picos de Europa: geomorfología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica* (tesis doctoral). Universidad de Cantabria, Santander.
- González Trueba, J.J., Serrano, E. (2007). *Cultura y naturaleza en la montaña cantábrica*. Ed. Universidad de Cantabria, Santander.
- González Trueba, J. J., Martín Moreno, R., Martínez de Pisón, E., Serrano, E. (2008). 'Little Ice Age' glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene*, 18(4), 551-568.
- González Trueba, J., Serrano, E., González García, M. (2009). *Geomorfología del Macizo Occidental (Cornión) del Parque Nacional de los Picos de Europa*. Madrid: Ministerio de Medio Ambiente.
- González Trueba, J.J., Serrano, E., (2010a). La nieve en los Picos de Europa: implicaciones geomorfológicas y ambientales. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36, 61–84.
- González Trueba, J.J., Serrano, E. (2010b). *Geomorfología del Macizo Oriental del Parque Nacional de los Picos de Europa*. Madrid, Ministerio de Medio Ambiente.
- González Trueba, J.J. (2012). Carl Troll y la geografía del paisaje: vida, obra y traducción de un texto fundamental, *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 173–200.
- Good, S.P., Noone, D., Bowen, G., (2015). Hydrologic connectivity constrains partitioning of global terrestrial water fluxes. *Science* 349, 175–177.
- Goudie, A. S. (2006). Global warming and fluvial geomorphology. *Geomorphology*, 79(3-4), 384-394.
- Goudie, A.S. (2013). *The Human Impact on the Natural Environment: Past, Present, and Future*. Chichester, Reino Unido: Wiley-Blackwell.
- Graaff, W. J. E. (1971). Three Upper Carboniferous, limestone-rich, high-destructive, delta systems with submarine fan deposits, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 46(2), 157-215.
- Graaff, W. J. E. (1971). The Piedrasluengas Limestone, a possible model of limestone facies distribution in the Carboniferous of the Cantabrian Mountains. *Trabajos de Geología*, 3(3), 151-161.
- Gracia Prieto, F.J., Nozal, F., Pineda, A., Wouters de Vries, P.F., (1990). Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero. *Geogaceta*, 7, 38-40.
- Gutiérrez Elorza, M.G., (2001). *Geomorfología climática*. Ediciones Omega, Barcelona.
- Gutiérrez Elorza, M., (2008). *Geomorfología*. Pearson-Prentice Hall, Madrid.
- Gutiérrez Morillo, A., Serrano, E., (1998). El yacimiento del Paleolítico Medio de la Ermita del Abra (Campo de Suso, Cantabria). *Cuaternalario y Geomorfología*, 12(3-4), 27-39.
- Gutiérrez Morillo, A., Serrano, E., 2006. Nuevas aportaciones al estudio del paleolítico medio en el valle de Campoo (Cantabria): aproximación cultural, cronológica y geomorfológica. *Zona arqueológica*, (7), 235-250.
- Gutiérrez Pérez, J. (2016). Evidencias de época romana en la Montaña Palentina. Arauz, *Colección de historia Montaña Palentina*. 10, 11-70.
- Hara, Y., Thorn, C.E. (1982) Preliminary Quantitative Study of Alpine Subnival Boulder Pavements, Colorado Front Range, U.S.A. *Arctic and Alpine Research*, 14(4),361-367

- Harsch, M.A., Hulme, P.E., McGlone, M.S., Duncan, R.P., (2009). Are treelines advancing? A global meta-analysis of treeline response to climate warming. *Ecology letters*, 12(10), 1040-1049.
- Hawking, S., Mlodinow, L., (2010). *El gran diseño*. Crítica, Barcelona.
- Hernández Pacheco, F. (1944). *Fisiografía, geología y glaciario cuaternario de las montañas de Reinosa*. Real Academia de Ciencias, Exactas, Físicas y Naturales, Madrid.
- Herrero, A., Buendía, C., Bussi, G., Sabater, S., Vericat, D., Palau, A., Batalla, R.J., (2017). Modeling the sedimentary response of a large Pyrenean basin to global change. *Journal of Soils and Sediments*, 17(11), 2677-2690.
- Higueras, A. (2003). *Teoría y método de la geografía. Introducción al análisis geográfico regional*. España. Colección de textos docentes. Prensas Universitarias de Zaragoza.
- Hierro, J.A., Gutiérrez-Cuenca, E., Bolado, R. (2014). Nuevos escenarios del "Bellum Cantabricum": aportaciones a la geografía de la conquista romana de Cantabria. *Sautuola: Revista del Instituto de Prehistoria y Arqueología Sautuola*, 19, 249-260.
- Hjulstrom, F. (1935). Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river fysis, bulletin. *Geological Institute Upsala*, 25, 221-527.
- Holtmeier, F.K. (2009). *Mountain timberlines: ecology, patchiness, and dynamics*. Nueva York: Springer.
- Holtmeier, F.K. (2015). *Animals' Influence on the Landscape and Ecological Importance*. Nueva York: Springer.
- Holtmeier, F.K., Broll, G. (2018). Soils at the Altitudinal and Northern Treeline: European Alps, Northern Europe, Rocky Mountains - A Review. *Insights of Forest Research*, 2(1):67-83.
- Hooke, R.L., Martín-Duque, J.F., Pedraza, J., (2012). Land transformation by humans: a review. *GSA today*, 22(12), 4-10.
- Huddleston, B., Ataman, E., De Salvo, P., Zanetti, M., Bloise, M., Bel, J., Francheschini, G., Fed'Ostiani, L. (2003). *Towards a GIS-based analysis of mountain environments and populations*. Roma: FAO.
- Hudson, N. W. (1997). *Medición sobre el terreno de la erosión del suelo y de la escorrentía*. Roma: FAO.
- Huntington, T.G. (2006). Evidence for intensification of the global water cycle: review and synthesis. *Journal of Hydrology*, 319(1), 83-95.
- Ibáñez, A., Ollero, A., Díaz, E. (2011). Influence of catchment processes on fluvial morphology and river habitats. *Limnetica*, 30(2), 169-182.
- IGBP (2015). *History of International Geosphere-Biosphere Program* [En línea]. <http://www.igbp.net/about/history.4.1b8ae20512db692f2a680001291.html> (Accedido el 10.5.2016).
- IGUL (1996). *Légende pour le levé de cartes géomorphologiques au 1:10.000*, Lausanne: Institut de Géographie. Université de Lausanne.
- Iglesias, A., Estrela, T., Gallart, F., (2005). Impactos sobre los recursos hídricos. En: Moreno Rodríguez, J.M. (coord.). *Evaluación preliminar de los impactos en España por efectos del cambio climático*, Madrid: Ministerio de Medio Ambiente.
- IPCC (2000). *Uso de la tierra, cambio de uso de la tierra y silvicultura. Resumen para responsables de políticas. Informe especial del Grupo de trabajo III del IPCC*. IPCC-OMM-PNUMA.

- IPCC (2014). *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Iwata, S. (1987). Debris-mantled rectilinear slopes in the western Sor Rondane Mountains, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, 1, 178-192.
- Jalut, G., Turu, V., Dedoubat, J.J., Otto, T., Ezquerra, J., Fontugne, M., Belet, J.M., Bonnet, L., García de Celis, A., Redondo Vega, J.M., Vidal Romaní, J.R., Santos, L. (2010). Palaeoenvironmental studies in NW Iberia (Cantabrian range): Vegetation history and synthetic approach of the last deglaciation phases in the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297(2), 330-350.
- Jardí, M. (1985). Forma de una cuenca de drenaje. Análisis de las variables morfométricas que nos la definen. *Revista de Geografía*, 19(1), 41-68.
- Jennings, J.N. (1985). *Karst geomorphology*. Basil Blackwell, Nueva York, EE. UU.
- Jimeno, A. (1988). La investigación del Bronce antiguo en la Meseta Superior. *Trabajos de Prehistoria*, 45, 103-121.
- Johnson, D.L., Watson-Stegner, D. (1987). Evolution model of pedogenesis. *Soil Science*, 143(5), 349-366.
- Jordá, R. (2016). *Inventario y propuesta de puesta en valor del patrimonio geológico-minero de las minas del Macizo Central de los Picos de Europa (Cantabria)* (tesis doctoral). Universidad Complutense de Madrid.
- Junta de Castilla y León (1998). *Inventario PORN Espacion Natural de Fuentes Carrionas y Fuente Cobre*. Junta de Castilla y León.
- Junta de Castilla y León (2013). *Bases provisionales. Concentración parcelaria de la zona "valle de Castillería". Demarcación nº1 Verdeña, Estalaya y Vañes*.
- Kane, D.L., Soden, D., Hinzman, L.D., Gieck, R. (1998). *Rainfall runoff of a nested watershed in the alaskan arctic*. En: Lewkowickz, A.G., Allard, M. (Eds.). *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost*, 23, 539-543. Yellowknife, NT, Canadá: Université Laval.
- Kanis, J. (1956). Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia-Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 21(2), 375-445.
- Kariya, Y. (2002). Geomorphic processes at a snowpatch hollow on Gassan volcano, northern Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(2), 107-116.
- Keesstra, S.D., Van Huissteden, J., Vandenberghe, J., Van Dam, O., De Gier, J., Pleizier, I.D. (2005). Evolution of the morphology of the river Dragonja (SW Slovenia) due to land-use changes. *Geomorphology*, 69(1-4), 191-207.
- Klein, J. (1936). *La mesta: 1273-1836: estudio de la historica económica española*. Madrid: Revista de Occidente.
- Kondratyev, K.Y., Krapivin, V.F., Phillipe, G.W. (2013). *Global Environmental Change: Modelling and Monitoring*. Springer.
- Lallana, V. (2018). Evolución de las coberturas y usos de suelo en la montaña cantábrica central: cambios en la gestión y uso del territorio: El ejemplo del valle de Polaciones en el periodo 1953-2014. *Ería: Revista cuatrimestral de geografía*, 38(1), 79-98.

- Lane, L. J., Nearing, M.A. (1989). Hillslope profile model documentation. *En: Lane, L.J., Gilley, J.E., Nearing, M., Nicks, A.D. (Eds.). The USDA Water Erosion Prediction Project*, 391-396. West Lafayette, Indiana, EE. UU: Agricultural Research Service.
- Larriviere, J. (1991). Cooperation between natural and social scientists in global change research, imperatives, realities, opportunities. *International Social Science Journal*, 43(4), 619-627.
- Lasanta T, Arnáez J, Ruiz Flaño P, Ortigosa L.M. (1989). Evolución superficial del espacio cultivado en Cameros Viejo (Sistema Ibérico) y su relación con algunos parámetros geoecológicos. *Estudios Geográficos*, 197, 553–573.
- Lasanta, T. (1990). Tendencias en el estudio de los cambios de uso del suelo en las montañas españolas. *Pirineos*, 135, 75–106.
- Lasanta, T., Vicente-Serrano, S.M., Cuadrat, J.M. (2005). Mountain Mediterranean landscape evolution caused by the abandonment of traditional primary activities: a study of the Spanish Central Pyrenees. *Applied Geography*, 25(1), 47-65.
- Lasanta, T., González-Hidalgo, J.C., Vicente-Serrano, S.M., Sferi, E., (2006). Using landscape ecology to evaluate an alternative management scenario in abandoned Mediterranean mountain areas. *Landscape and Urban Planning*, 78(1-2), 101-114.
- Lasanta, T., Nadal, E., Serrano Muela, M.P., Vicente Serrano, S.M., García-Ruiz, J.M., others, (2010). Escorrentía y erosión tras el abandono de tierras de cultivo en montaña: resultados de la Estación Experimental “Valle de Aísa.” *Pirineos* 165, 115–133.
- Leopold, L.B. (1956). Land use and sediment yield. *Man's Role in Changing the Face of the Earth*, 2, 639-647.
- Leunda, M., González Sampérez, P., Gil-Romera, G., Bartolomé, M., Belmonte-Ribas, Á., Gómez-García, D., Kaltenrieder, P., Rubiales, J.M., Schwörer, C., Tinner, W. (2018). Ice cave reveals environmental forcing of long-term Pyrenean tree line dynamics. *Journal of Ecology*, 107(2), 814-828.
- Libby, W.F., (1946). Atmospheric helium three and radiocarbon from cosmic radiation. *Physical Review*, 69(11-12), 671.
- Liébault, F., Gomez, B., Page, M., Marden, M., Peacock, D., Richard, D., Trotter, C.M., (2005). Land-use change, sediment production and channel response in upland regions. *River Research and Applications*, 21(7), 739-756.
- Liébault, F., Piégay, H., (2001). Assessment of channel changes due to long-term bedload supply decrease, Roubion River, France. *Geomorphology*, 36(3-4), 167-186.
- Liu, F., Qin, T., Girma, A., Wang, H., Weng, B., Yu, Z., Wang, Z. (2018). Dynamics of Land-Use and Vegetation Change Using NDVI and Transfer Matrix: A Case Study of the Huaihe River Basin. *Polish Journal of Environmental Studies*, 28(1), 213-223.
- Lobato L, Cramer FH, Rodríguez R (1977). Description de la Formation Carazo de la provincia de Palencia, Espana. Edad palinológica de su miembro inferior: Ludloviense Medio o Superior. *Breviora Geol Astûrica*, 21 (2): 25–29
- Lobato, L., Velando, F., Heredia, N., Matas, J., Rodríguez Fernández, L.R. (1985). *Memoria del Mapa Geológico de España (Camporredondo de Alba, Hoja 106)*, Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, 106.
- Lobera, G., Batalla, R.J., Vericat, D., López-Tarazón, J.A., Tena, A., (2016). Sediment transport in two Mediterranean regulated rivers. *Science of the Total Environment*, 540, 101-113.

- López Caballero, M. (2002). *Plan de defensa contra incendios en los términos municipales de Cervera de Pisuerga, Salinas de Pisuerga, dehesa de Montejo y Polentinos (Palencia)*, [Proyecto fin de carrera], Universidad de Valladolid.
- López Moreno, J.I., García Ruiz, J.M., (2004). Influence of snow accumulation and snowmelt on streamflow in the central Spanish Pyrenees/Influence de l'accumulation et de la fonte de la neige sur les écoulements dans les Pyrénées centrales espagnoles. *Hydrological Sciences Journal*, 49(5), 787-802.
- López Moreno, J.I., Beguería, S., García Ruiz, J.M., (2006). Trends in high flows in the central Spanish Pyrenees: response to climatic factors or to land-use change? *Hydrological Sciences Journal*, 51(6), 1039-1050.
- López Moreno, J. I., Goyette, S., Beniston, M. (2009). Impact of climate change on snowpack in the Pyrenees: Horizontal spatial variability and vertical gradients. *Journal of Hydrology*, 374(3), 384-396.
- López Moreno, J.I., Vicente Serrano, S.M., Morán, E., Zabalza, J., Lorenzo, J., García Ruiz, J.M., (2011). Impact of climate evolution and land use changes on water yield in the ebro basin. *Hydrologic Earth System Science*, 15, 311–322.
- López Moreno, J. I., Vicente Serrano, S.M., Zabalza, J., Revuelto, J., Gilaberte, M., Azorín Molina, C., Morán Tejada, E., García Ruiz, J.M., Tague, C. (2014a). Respuesta hidrológica del Pirineo central al cambio ambiental proyectado para el siglo XXI. *Pirineos* 169, e004.
- López Moreno, J. I., Zabalza, J., Vicente-Serrano, S.M., Revuelto, J., Gilaberte, M., Azorin, C., Morán, E., García Ruiz, J.M., Tague, C. (2014b). Impact of climate and land use change on water availability and reservoir management: Scenarios in the Upper Aragón River, Spanish Pyrenees. *Science of the total environment*, 493, 1222-1231.
- López Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D., Francke, T. (2009). Suspended sediment transport in a highly erodible catchment: the River Isábena (Southern Pyrenees). *Geomorphology*, 109(3-4), 210-221.
- López Tarazón, J.A., López, P., Lobera, G., Batalla, R.J., (2016). Suspended sediment, carbon and nitrogen transport in a regulated Pyrenean river. *Science of The Total Environment*, 540, 133-143.
- López Tarazón, J.A., Estrany, J., (2017). Exploring suspended sediment delivery dynamics of two Mediterranean nested catchments. *Hydrological processes*, 31(3), 698-715.
- Lynn, W. C., Pearson, M. J. (2000). The color of soil. *The Science Teacher*, 67(5), 20.
- Maas, K. (1974). The Geology of Liebana, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 49, 379–465.
- Mabesoone, J.M. (1959). Tertiary and Quaternary sedimentation in a part of the Duero basin (Pal. Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 24, 36–179.
- Mackin, J.H. (1948). Concept of the graded river: *Geological Society of America Bulletin*, 59, 463–512. doi, 10(0016), 7606.
- Madoz, P. (1850). *Diccionario Geográfico Estadístico Histórico, 1845-1850*, [Facsimil] Valladolid: Ámbito ediciones.
- Mallada, L. (1898). *Explicación del mapa geológico de España. Sistemas Devonianos y Carboníferos*, Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España, 21, 415.

- Mariscal, B. (1983). Estudio polínico de la turbera del Cueto de la Avellanosa, Polaciones (Cantabria). *Cadernos do Laboratorio de Laxe*, 5, 205–226.
- Mariscal, B. (1986). Análisis polínico de la turbera del Pico Sertal, de la Sierra de Peña Labra. Reconstrucción de la paleoflora y de la paleoclimatología durante el Holoceno en la zona oriental de la Cordillera Cantábrica. En: López Vera (Ed.) *Quaternary climate in western mediterranean: Proceeding of the Symposium on Climatic Fluctuations during the Quaternary in the Western Mediterranean Regions*, 205-220. Madrid: Universidad Autónoma de Madrid.
- Marsh, G.P. (1865). *Man and nature: physical geography as modified by human hand*. Nueva York: Sampson Low, Son and Marston.
- Martín Chivelet, J., Muñoz-García, M.B., Edwards, R.L., Turrero, M.J., Ortega, A.I., 2011. Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000yrBP, based on $\delta^{13}\text{C}$ of speleothems. *Global and Planetary Change*, 77(1-2), 1-12.
- Fernández Martínez, E., Fuertes Gutiérrez, I., Alonso Herrero, E., Redondo Vega, J. M., Cortizo Álvarez, J., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R. B., (2009). *Lugares de Interés Geológico de Palencia* [DVD] Fundación de Patrimonio Natural, Junta de Castilla y León.
- Martínez Díez, G. (1981). *Libro Becerro de las Behetrias: 1. Estudio y texto crítico*. León: Centro de Estudios e Investigación San Isidoro.
- Martín Izard, A., Palero, F.J., Reguilón, R. (2010). El Skarn de Carracedo (San Salvador de Cantamuda). Un ejemplo de mineralización pirometasomática en el N. de la Provincia de Palencia, *Studia Geológica Salmanticensia*, 23, 171-192.
- Martín Merino, G. (2014). *La geología del área del Pisuerga (sureste de la zona Cantábrica): estratigrafía y evolución tectosedimentaria de cuencas transportadas (Piggy-Back) Pensilvánicas* (tesis doctoral). Universidad de Salamanca, Salamanca.
- Martín Merino, G. (2017). Reply to comments by RH Wagner on “Mass-transport deposits in a Variscan wedge-top foreland basin (Pisuerga area, Cantabrian Zone, NW Spain)” by G. Martín-Merino, LP Fernández, JR Colmenero and JR Bahamonde [Marine Geology 356 (2014) 71–87]. *Marine Geology*, 390, 301-302.
- Martín Merino, G., Bahamonde, J.R., Fernández, L.P., Navarro, J.R.C. (2015). Puntos de interés geológico en el sector oriental del Parque Natural de Fuentes Carrionas-Fuente Cobre (norte de Palencia, Cordillera Cantábrica). *Sociedad Geológica de España, Geogaceta*, 58, 139-142.
- Martín Merino, G., Fernández, L.P., Colmenero, J.R., Bahamonde, J.R. (2014). Mass-transport deposits in a Variscan wedge-top foreland basin (Pisuerga area, Cantabrian Zone, NW Spain). *Marine Geology*, 356, 71-87.
- Martín Miguel, A. (2015). *La perdiz pardilla (Perdix perdix) en la Montaña Palentina* [Trabajo Fin de Grado]. Universidad de Valladolid, Palencia.
- Matsuoka, N., Ikeda, A., Date, T. (2005). Morphometric analysis of solifluction lobes and rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(1), 99-113.
- Mayor, M., Fernández Casado, M.Á. (1984). Los pisos de vegetación en la cordillera Cantábrica. En: Dendaletche, C. (Ed.). *Montagnes d'Europe et d'Himalaya Occidental, Biocénoses d'Altitude 2*, 211-218. Pau, Francia: Centre Pyrénéen de Biologie et Anthropologie des Montagnes.
- McKee, T.B., Doesken, N.J., Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. En: *8th Conference on Applied Climatology*, 79-183. Anaheim, California, EE. UU: American Meteorological Society.

- Menéndez Amor, J., Florschütz, F. (1961). Contribución al conocimiento de la historia de la vegetación en España durante el Cuaternario. *Estudios geológicos*, 17, 83-99.
- Menéndez-Amor, J., Florschütz, F. (1963). Sur les éléments steppiques dans la végétation quaternaire de l'Espagne. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 61(1), 123-133.
- Menshing, H. (1958). Glacis - Fussfläche - Pediment. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 2, 165-186.
- MAPA (1991). *Catálogo de los montes públicos exceptuados de la desamortización (suplemento)*, [Facsimil año 1862] Madrid: Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación.
- MAPA (1993). *Catálogo de los montes y demás terrenos forestales exceptuados de la desamortización por razones de utilidad pública* [Facsimil año 1901]. Madrid: Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación.
- Mínguez, M.T., Ramírez, M., Ugarte, M.I. (1985). Pinturas rupestres esquemáticas de la Cueva de los Burros (Camasobres, Palencia). *Kobie*, 15, 61-85.
- Miñano, S. (1826). *Diccionario geográfico-estadístico de España y Portugal: dedicado al Rey Nuestro Señor*, 5, Pierart-Peralta.
- Modallaldoust, S., Bayat, F., Soltani, B., Soleimani, K. (2008). Applying Digital Elevation Model to Interpolate Precipitation. *Journal of Applied Sciences*, 8, 1471-1478.
- Molina, A., Govers, G., Cisneros, F., Vanacker, V. (2009). Vegetation and topographic controls on sediment deposition and storage on gully beds in a degraded mountain area. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(6), 755-767.
- Molinero, F. (2013). *Atlas de los paisajes agrarios de España*. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, Madrid.
- Molinillo, M., Lasanta, T., García-Ruiz, J.M., (1997). Managing Mountainous Degraded Landscapes After Farmland Abandonment in the Central Spanish Pyrenees. *Environmental Management*, 21(4), 587-598.
- Montgomery, D.R., Buffington, J.M. (1997). Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, 109(5), 596-611.
- Morales Prieto, E. (2016). *Los nuevos pobladores en el medio rural de Castilla y León* (tesis doctoral). Universidad de Valladolid.
- Morán Tejada, E., Ceballos-Barbancho, A., Llorente, J.M. (2010). Hydrological response of Mediterranean headwaters to climate oscillations and land-cover changes: The mountains of Duero River basin (Central Spain). *Global and Planetary Change*, 72 (1-2), 39-49.
- Morán Tejada, E. (2012). Impactos recientes de los cambios ambientales en los recursos hídricos superficiales de la cuenca del Duero. *Pirineos*, 167(0), 107-142.
- Moreno, A., López Merino, L., Leira, M., Marco, J., González Sampérez, P., Valero Garcés, B. L., López Sáez, J.A., Santos, L., Mata, P., Ito, E. (2011). Revealing the last 13,500 years of environmental history from the multiproxy record of a mountain lake (Lago Enol, northern Iberian Peninsula). *Journal of Paleolimnology*, 46(3), 327-349.
- Moreno Augustín, J.F. (1920). *Proyecto del Pantano de Requejada en el río Pisuegra*, Obras Públicas y Canal de Castilla, 2242.
- Moreno Rodríguez, J.M. (Coord.) (2005). *Evaluación preliminar de los impactos en España por efectos del cambio climático*, Madrid: Oficina Española de Cambio Climático, Ministerio de Medio Ambiente.

- Mueller, E.N., Francke, T., Batalla, R.J., Bronstert, A. (2009). Modelling the effects of land-use change on runoff and sediment yield for a meso-scale catchment in the Southern Pyrenees. *Catena*, 79(3), 288-296.
- Munsell, A. H. (1905). *A Color Notation*. Boston: Ellis Company.
- Muñoz, M.B., Martín Chivelet, J., Rossi, C. (2003). *Implicaciones paleoclimáticas de la distribución geocronológica de espeleotemas en la Cueva del Cobre (Palencia)*. *Geogaceta*, 35, 179-182.
- Muñoz, M.B. (2007). *Los espeleotemas holocenos y pleistocenos de la Cueva de Cobre (Sierra de Peña Labra, Palencia) como indicadores de variabilidad climática* (tesis doctoral). Universidad Complutense de Madrid.
- Muñoz Jiménez, J. (1979). *El lugar de la geografía física*. Oviedo: Departamento de Geografía de la Universidad de Oviedo.
- Muñoz Sobrino, C., RamilRego, P., Guitián, M.R. (1997). Upland vegetation in the north-west Iberian Peninsula after the last glaciation: Forest history and deforestation dynamics. *Vegetation History and Archaeobotany*, 6(4), 215-233.
- Nadal Tersa, J., Soriano López, J.M., Saldaña, J. (2001). Geochemical behaviour of catchments with different land cover: effect of land abandonment. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 27, 39-46.
- Nafría, D.A., Garrido, N., Álvarez-Arias, M.V., Cubero, D., Fernández-Sánchez, M., Villarino Barrera, I., Gutiérrez García, A., Abia Llera, I. (2013). *Atlas agroclimático de Castilla y León*. Valladolid: Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León.
- National Research Council (2008). *Hydrologic Effects of a Changing Forest Landscape*. Washington, DC: National Academies,
- Navas, A., Valero Garcés, B., Machín, J., (2004). Research Note: An approach to integrated assesment of reservoir siltation: the Joaquín Costa reservoir as a case study. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 8(6), 1193-1199.
- Navas, A., Valero-Garcés, B., Machín, J., Walling, D., (1998). Los sedimentos del embalse de Joaquín Costa y la historia de su depósito. *Limnética*, 14, 93–114.
- Nederlof, M.H. (1959). Structure and sedimentology of the Upper Carboniferous of the upper Pisuerga valleys, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 24(2), 603-703.
- Ninyerola, M., Pons, X., Roure, J. M. (2000). A methodological approach of climatological modelling of air temperature and precipitation through GIS techniques. *International Journal of Climatology*, 20(14), 1823-1841.
- Nossin, J.J. (1959). Geomorphological aspects of the Pisuerga drainage area in the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 24(1), 283-406.
- Oehme, R. (1935). Die Rañas Einc Spanische Schuttands chats Hitschiff. *Zeits für Geomorphologie*, 9(1), 25-42.
- Oliva, M., Gómez Ortiz, A., Salvador, F., Salvà, M., Pereira, P., Geraldés, M. (2014). Long-term soil temperature dynamics in the Sierra Nevada, Spain. *Geoderma*, 235, 170-181.
- Oliva, M., Serrano, E., Gómez Ortiz, A., González Amuchastegui, M.J., Nieuwendam, A., Palacios, D., Pérez Alberti, A., Pellitero, R., Ruiz Fernández, J., Valcárcel, M., Vieira, G., Antoniades, D. (2016). Spatial and temporal variability of periglaciation of the Iberian Peninsula. *Quaternary Science Reviews*, 137, 176-199.
- Oliva, M., Žebre, M., Guglielmin, M., Hughes, P.D., Çiner, A., Vieira, G., Bodin, X., Andrés, N., Colucci,

- R.R., García Hernández, C., Mora, C., Nofre, J., Palacios, D., Pérez Alberti, A., Ribolini, A., Ruiz Fernández, J., Sarıkaya, M.A., Serrano, E., Urdea, P., Valcárcel, M., Woodward, J.C., Yıldırım, C. (2018). Permafrost conditions in the Mediterranean region since the Last Glaciation. *Earth Science Reviews* 185: 397-436.
- Oriol, R. (1876). Varios itinerarios geológico-mineros por la parte norte de la provincia de Palencia. *Boletín Comisión del Mapa Geológico de España*, 3, 257-275.
- Ortega, M.T., Morales, C.G. (2015). El clima de la Cordillera Cantábrica castellano-leonesa: diversidad, contrastes y cambios. *Investigaciones Geográficas*, 63, 45–67.
- Ortega Valcarcel, J., Alario, M., Caballero, P., Delgado, J., García-Cuesta, J.L., Guerra, J.C., Molinero, F., Ortega, M.T., Pascual, H. (1999). *La Montaña Palentina*. Valladolid: Departamento Geografía, Universidad de Valladolid.
- Ortega Valcárcel, J., Precedo, A.J., Burriel, E.L., Morales, A., Feria, J.M., Ortega, J.L.R., Ramírez, J.P., Ayala, R.M., Palomares, J.C.G., Collantes, J.C.A. (2004). Áreas de montaña: de la supervivencia a la integración. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 38, 5-28.
- Outcalt, S.I., Nelson, F.E., Hinkel, K.M. (1990). The zero-curtain effect: Heat and mass transfer across an isothermal region in freezing soil. *Water Resources Research*, 26 (7), 1509-1516.
- Palacios, D., García Sánchez, M. (1997). The influence of geomorphologic heritage on present nival erosion: peñalara, spain. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 79(1-2), 25-40. <https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.1997.00004.x>
- Palmer, W.C. (1965). *Meteorological drought*. Washington, DC: US Department of Commerce. Weather Bureau.
- Pastor Galán, D., Martín Merino, G., Corrochano, D. (2014). Timing and structural evolution in the limb of an orocline: The Pisuerga–Carrión Unit (southern limb of the Cantabrian Orocline, NW Spain). *Tectonophysics* 622, 110–121.
- Patac, I. (1934). Estudio geológico-industrial de la cuenca hullera del río Pisuerga y de la Pernía en la provincia de Palencia. *Consejo de Minería, Catálogo y Memoria de Estudios de los criaderos minerales de España*, 273-277.
- Pellitero, R. (2008). Evolución glaciaria del Valle de Pineda (Cordillera Cantábrica, Palencia) a partir de la interpretación de depósitos morrénicos. En: Benavente, J., Gracia, F.J. (Eds.). *Trabajos de geomorfología en España, 2006-2008: actas de la X Reunión Nacional de Geomorfología*, 269-264. Cádiz: Sociedad Española de Geomorfología.
- Pellitero, R. (2011). El complejo morrénico de Vega Naranco (León, Cordillera Cantábrica). Evolución y correlación de fases glaciares durante el Último Máximo Glaciar. En: Turu, V. Constante, A. (Eds.). *El Cuaternario en España y áreas afines. Avances en 2011*, 7-9. Andorra la Vella: Fundación Henri Chevalier.
- Pellitero, R., Serrano, E. (2012). La nieve como agente geomorfológico en la cara N del pico Curavacas (Cordillera Cantábrica). En: González Díez (Ed.). *Avances de Geomorfología en España 2010-2012*. Santander: Sociedad Española de Geomorfología.
- Pellitero, R. (2013a) *Geomorfología, paleoambiente cuaternario y geodiversidad en el macizo de Fuentes Carrionas-Montaña Palentina* (tesis doctoral). Universidad de Valladolid.
- Pellitero, R. (2013b). Evolución finicuaternaria del glaciario en el macizo de Fuentes Carrionas (Cordillera Cantábrica), propuesta cronológica y paleoambiental. *Cuaternario y geomorfología*, 27, 71–90.

- Pellitero, R. (2014). Geomorphology and geomorphological landscapes of Fuentes Carrionas. *Journal of Maps*, 10 (2), 313-323.
- Pellitero, R., Serrano, E. (2008). La Montaña palentina: El Macizo de Valdecebollas y los Valles de Brañosera y los Redondos. En: Ruiz Flaño, P., Serrano, E., Poblete, M.A., Ruiz Fernández, J. (Eds.). *De Castilla al mar: la naturaleza del paisaje en la Montaña Cantábrica (Palencia-Cantabria-Asturias)*, 37-68. Valladolid: Universidad de Valladolid, Universidad de Oviedo y Asociación de Geógrafos Españoles.
- Peña Monné, J.L., Pérez Alberti, A., Sampietro, M., Otero, X.L., Sánchez Febre, M., Longares, L.A. (2017). *Los derrubios estratificados holocenos del cañón de Calomarde (Sierra de Albarracín, Teruel) y su reconstrucción paleoambiental*. En: Ruiz Fernández, J., García Hernández, C., Oliva, M., Rodríguez Pérez, C., Gallinar, D. (Eds.). *Ambientes periglaciares: avances en su estudio, valoración patrimonial y riesgos asociados. VI Congreso Ibérico de la International Permafrost Association*, 97-105. Mieres: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo.
- Pereira, H.M., Navarro, L.M. (2015). *Rewilding abandoned landscapes in Europe*. Nueva York: Springer.
- Pérez Mier, L. (1934). El condado de Pernia. En: *Semana Pro Ecclesia et Patria. Conferencias*, 161–213. Palencia.
- Perez Celada, J.A. (2005). Notas sobre la resolución de un conflicto ganadero en la montaña palentina a principios de la Edad Moderna. En: Iglesias, L.S. (Ed.) *Estudios de historia y arte: homenaje al profesor Alberto C. Ibáñez Pérez*, 129-134. Burgos: Universidad de Burgos.
- Pérez Lambán, F., Peña Monné, J. L., Badía Villas, D., Millán, J. V. P., Sampietro Vattuone, M. M., Gracia, M. A., Loras, J. F., (2018). Holocene environmental variability in the Central Ebro Basin (NE Spain) from geoarchaeological and pedological records. *Catena*, 163, 147-164.
- Pieren Pidal, A. P. (1999). *Tabla Cronoestratigráfica, simplificada y actualizada para la lectura de mapas y trabajos de Geología en la Península Ibérica y Baleares*. Museo Geominero, IGME, Madrid.
- Piqué, G., Batalla, R.J., López, R., Sabater, S. (2017). The fluvial sediment budget of a dammed river (upper Muga, southern Pyrenees). *Geomorphology*, 293, 211-226.
- Pisabarro, A., Pellitero, R., Serrano, E., Gómez-Lende, M., González-Trueba, J.J. (2017). Ground temperatures, landforms and processes in an Atlantic mountain. Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Catena*, 149, 623-636.
- Pisabarro, A., Serrano, E., González Trueba, J.J. (2015). Régimen térmico de suelos del Macizo Central de Picos de Europa (España). *Pirineos*, 170, 010.
- Plaza, J.I. (1994). Actividad agraria, valores ambientales y desarrollo rural en el espacio natural protegido de Fuentes Carrionas y Fuente Cobre (Montaña Palentina), 430-434. En: *Actas del VII Coloquio de Geografía Rural*. Córdoba: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Córdoba.
- Plaza, J.I. (2011). La configuración de los paisajes y el uso del medio en las comunidades rurales de la montaña cantábrica en el sistema agrario tradicional. En: Ezquerro, J., Rey, E. (Eds.). *La evolución del paisaje vegetal y el uso del fuego en la Cordillera Cantábrica*, 185-198. León: Fundación Patrimonio Natural de Castilla y León.
- Poblete, M. Á., Beato, S., Marino, J. L. (2016). Los aludes de nieve en el Alto Aller: su incidencia en la carretera AS-253 del Puerto de San Isidro (Macizo Central Asturiano). En: Durán Valsero, J.J.,

- Montes Santiago, M., Robador Moreno, A., Salazar Rincón, A. (Eds.). *Comprendiendo el relieve: del pasado al futuro. Actas de la XIV Reunión Nacional de Geomorfología*, 751-758. Málaga: Sociedad Española de Geomorfología.
- Polunin, O., Smythies, B.E. (1977). *Guía de campo de las flores de España: Portugal y Sudoeste de Francia.*, Barcelona: Ediciones Omega.
- Pujalte, V., García-Mondéjar, J., Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L.R., Navarro, D., Wagner, R.H., (1986). *Mapa geológico de España (Tudanca)* [Mapa] 1:50.000 Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. Serie Magna, 82.
- Quiring, H. (1939). *Die ostasturischen Steinkohlenbecken*. Stuttgart. Alemania: Schweizerbart Science Publishers.
- Ramos Santos, J.M. (2012). Aprovechamientos forestales, ordenanzas de montes y conflictividad social en el Norte de Palencia en la Edad Moderna (siglos XVII-XVIII). *Polígonos. Revista de Geografía*, 17, 133-153.
- Real ordenanza (1803). *Real Ordenanza para el gobierno de los montes y arbolados de la jurisdicción de Marina*, Madrid: Reino de España.
- Redondo Vega, J.M., Alonso Herrero, E., García de Celis, A.J., Gómez Villar, A., González Gutiérrez, R.B., Santos González, J. (2014). Huellas glaciares a baja altitud en los valles cantábricos meridionales. En: Arnáez, J., González Sampérez, P., Lasanta, T., Valero Garcés, B. L. (Eds.). *Geoecología, Cambio ambiental y paisaje*, 103-116. Logroño: Instituto Pirenaico de Ecología y Universidad de La Rioja.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., ..., van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869–1887.
- Rey, J., Martins, A., Nicolau, J.M., Schulz, J.J., (2007). Abandonment of agricultural land: an overview of drivers and consequences. *CAB reviews: Perspectives in agriculture, veterinary science, nutrition and natural resources*, 2, 57, 1-14.
- Reynard, E., Lambiel, C. (2015). La cartographie géomorphologique au service de la lecture du paysage. *Bulletin de la Murithienne*, 132, 43-44.
- Robles, S., García-Mondéjar, J., Pujalte, V., Mondéjar, J. G., (1987). Sistemas aluviales pérmicos del área de Peñalabra-PeñaSagra (Cantabria y Palencia). *Cuadernos de geología ibérica= Journal of iberian geology: an international publication of earth sciences*, 11, 5-21.
- Rodríguez Fernández, L.R., Heredia, N., Lobato, L., Velando, F. (1985). Memoria del Mapa Geológico de España (Camporredondo de Alba), Madrid: Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. Serie Magna, 106.
- Rodríguez Fernández, L.R., Heredia, N., Navarro, D., Pujalte, V., García Mondéjar, J., Wagner, R.H., Martínez García, F., Lobato, L. (1986). *Memoria del Mapa Geológico de España (Tudanca - Hoja 82)*, Madrid: Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. Serie Magna, 82.
- Rodríguez Fernández, L.R. (1994). La estratigrafía del Paleozoico y la estructura de la región de Fuentes Carrionas y áreas adyacentes (Cordillera herciniana, NO de España). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe: Revista de xeoloxía galega e do hercínico peninsular*, 12, 207-229.
- Rodríguez Fernández, L.R., Heredia, N., Navarro, D., Martínez, E., Marquínez, J., (1994b). *Mapa Geológico de España (Potes Hoja - 81)* [Mapa] 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. Serie Magna, 81.

- Rodríguez Fernández, L.R., Alonso Herrero, E., Heredia, N., Gallastegui, G., Navarro, D., Barba, P. (1994a). *Memoria del mapa Geológico de España (Potes – Hoja 81)*, Madrid: Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. Serie Magna, 81.
- Rodríguez Pérez, C. (2009). Geomorfología de la Montaña Astur-Leonesa entre los puertos de Somiedo y de Ventana (tesis doctoral), Universidad de Oviedo, Oviedo.
- Rodríguez Rodríguez, L., Jiménez Sánchez, M., Domínguez Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Pallàs, R., Bourlès, D. (2016). Chronology of glaciations in the Cantabrian Mountains (NW Iberia) during the Last Glacial Cycle based on in situ-produced ^{10}Be . *Quaternary Science Reviews*, 138, 31-48.
- Rodríguez Rodríguez, L., Jiménez Sánchez, M., Domínguez Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Pallàs, R., Aumaître, G., Bourlès, D.L., Keddadouche, K. (2017). Timing of last deglaciation in the Cantabrian Mountains (Iberian Peninsula; North Atlantic Region) based on in situ-produced ^{10}Be exposure dating. *Quaternary Science Reviews*, 171, 166-181.
- Rohdenburg, H. (1989). *Landscape Ecology: Geomorphology*. Cremlingen-Destedt, Germany: Catena.
- Roman, S.A., Johnson, W.C., Geiss, C.E., (2013). Grass fires—an unlikely process to explain the magnetic properties of prairie soils. *Geophysical Journal International*, 195(3), 1566-1575.
- Rossi, C., Bajo, P., Lozano, R. P., Hellstrom, J. (2018). Younger Dryas to Early Holocene paleoclimate in Cantabria (N Spain): Constraints from speleothem Mg, annual fluorescence banding and stable isotope records. *Quaternary Science Reviews*, 192, 71–85.
- Rubiales, J.M., García-Amorena, I., Álvarez, S.G., Manzanque, F.G., 2008. The Late Holocene extinction of *Pinus sylvestris* in the western Cantabrian Range (Spain). *Journal of Biogeography*, 35, 10, 1840-1850.
- Ruesga, L. (2012). *Breve crónica de “La Hermandad de los 3860ce lugares que se titulan: El Condado de Pernía”*. Palencia: Arauz.
- Ruiz Flaño, P. (1993). *Procesos de erosión en campos abandonados del Pirineo*. Logroño: Geoforma.
- Ryżak, M., Bieganski, A. (2011). Methodological aspects of determining soil particle-size distribution using the laser diffraction method. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 174(4), 624-633.
- Sáez de Cámara, E., Gangoiti, G., Alonso, L., Iza, J. (2015). Daily precipitation in Northern Iberia: Understanding the recent changes after the circulation variability in the North Atlantic sector. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(19), 9981-10005.
- Sanmiguel, A., Morán, E., Alonso González, E., López Moreno, J.I. (2017). Effect of snow on mountain river regimes: an example from the Pyrenees. *Frontiers of Earth Science*, 11, 515-530.
- Santos González, J. (2011). *Glaciarismo y periglaciarismo en el Alto Sil, provincia de León (Cordillera Cantábrica)* (tesis doctoral), Universidad de León, León.
- Santos González, J., González Gutiérrez, R., Gómez Villar, A., Redondo Vega, J. (2009). Ground thermal regime in the vicinity of relict rock glaciers (Cantabrian Mountains, NW Spain), *Finisterra*, 44.
- Sanz Montero, M.E., Cobo Rayán, R., Gómez Montaña, J.L., Salas, C.A. (1998). Composición de los sedimentos acumulados en embalses españoles. *Ingeniería del agua*, 5, 4.
- Sauer, C.O. (1956). The agency of man on the earth. En: Thomas, W.L., Sauer, C., Bates, M., Mumford, L. (Eds.). *Man’s role in changing the face of the Earth*, 1, 49-70. Chicago: University of Chicago Press.

- Saz, M.A. (2003). Temperaturas y precipitaciones en la mitad norte de España desde el siglo xv: estudio dendroclimático, Zaragoza: Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón.
- Schaetzl, R.J., Anderson, S. (2005). *Soils: Genesis and Geomorphology*. Nueva York: Cambridge University Press.
- Serban, R. D., Sipos, G., Popescu, M., Urdea, P., Onaca, A., Ladányi, Z. (2015). Comparative Grain-Size Measurements for Validating Sampling and Pretreatment Techniques in Terms of Solifluction Landforms, Southern Carpathians, Romania. *Journal of Environmental Geography*, 8(1-2), 39-47.
- Serrano, E., Gutiérrez, A. (2000). Las huellas de la última glaciación en Campoo. *Cuadernos de Campoo*, 20, 4-14.
- Serrano, E. (2001). El relieve de Campoo (Cantabria). En: Manero, F. (Ed.). *Espacio Natural y Dinámicas Territoriales*, 71-82. Valladolid: Universidad de Valladolid.
- Serrano, E. (2002). Elementos geomorfológicos singulares y pérdida patrimonial: el caso del glaciar rocoso de Los Asnos (Alto Campoo, Cantabria), En: Serrano, E., García de Celis, A., Guerra, J.C., Morales, C., Ortega, M.T., González Falcones, L., González Trueba, L.C., Martínez L.C. (Eds.). *Estudios recientes en Geomorfología (2000-2002). Patrimonio, montaña y dinámica territorial, VII Reunión Nacional de Geomorfología*, 431-441. Valladolid: Sociedad Española de Geomorfología.
- Serrano, E., Gutiérrez, A. (2002). El glaciario pleistoceno en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica (montañas de Palencia, Cantabria y Burgos). *Geomorfología y Paisaje. Guía de excursiones. VII Reunión Nacional de Geomorfología*, 91-161.
- Serrano, E., González Trueba, J.J. (2004a). El método AAR para la determinación de paleo-ELAs: Análisis metodológico y aplicación en el Macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de investigación geográfica*, 30, 7-34.
- Serrano, E., González Trueba, J.J. (2004b). Morfodinámica periglacial en el Grupo Peña Vieja (macizo central de los Picos de Europa - Cantabria). *Cuaternalario y Geomorfología*. 18, 73-88.
- Serrano, E., González Trueba, J.J., Sanjosé, J.J., Del Rio, L.M. (2011). Ice patch origin, evolution and dynamics in a temperate high mountain environment: the Jou Negro, Picos de Europa (NW Spain). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 93, 57-70.
- Serrano, E., González Trueba, J.J., González García, M. (2012). Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research*, 78, 303-314.
- Serrano, E., González Trueba, J.J., Pellitero, R., González García, M., Gómez Lende, M. (2013). Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Geomorphology*, 196, 65-82.
- Serrano, E., Gómez Lende, M. (2015). *Periglaciario, nivación y glaciario cuaternario en Alto Campoo (Cordillera Cantábrica)*. V Congreso Ibérico International Permafrost Association [Guía Excursión]. Valladolid: Universidad de Valladolid.
- Serrano, E., Gómez Lende, M., González Amuchastegui, M.J., González García, M., González Trueba, J.J., Pellitero, R., Rico, I., (2015a). Glacial chronology, environmental changes and implications for human occupation during the upper Pleistocene in the eastern Cantabrian Mountains. *Quaternary International*, 364, 22-34.

- Serrano, E., Gómez Lende, M., Pellitero, R., González Trueba, J.J. (2015b). Deglaciation in the Cantabrian Mountains: pattern and evolution. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41, 389-408.
- Serrano, E., Gómez Lende, M., Pisabarro, A. (2016). Nieve y riesgo de aludes en la montaña cantábrica: el alud de Cardaño de Arriba, alto Carrión (Palencia). *Polígonos. Revista de Geografía*, (28), 239-264.
- Serrano, E., González-Trueba, J.J., Pellitero, R., Gómez Lende, M. (2017). Quaternary glacial history of the Cantabrian Mountains of northern Spain: a new synthesis. *Geological Society, London, Special Publications*, 433, 55-85.
- Serrano, E., Martín Moreno, R. (2018). Surge glaciers during the Little Ice Age in the Pyrenees. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 44(1), 213-244.
- Serrano, E., Gómez Lende, M., Pisabarro, A. (2018). Los aludes y su peligrosidad en Alto Campoo (Montaña Cantábrica): el mapa de riesgo de aludes. *Neu i allaus*, 9, 4-11.
- Serrano, E., Sanjosé, J.J., Gómez Gutiérrez, Á., Gómez Lende, M. (2019). Surface movement and cascade processes on debris cones in temperate high mountain (Picos de Europa, northern Spain). *Science of The Total Environment*, 649, 1323-1337.
- Shakesby, R. A. (1997). Pronival (protales) ramps: a review of forms, processes, diagnostic criteria and palaeoenvironmental implications. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 21(3), 394-418.
- Sidle, R. C. (2002). *Environmental Change and Geomorphic Hazards in Forests*. Nueva York: CABI Publishing.
- Sitter, L. (1949). The development of the Paleozoic in Northwest Spain. *Geologie en Mijnbouw*, 11(11), 312-319.
- Sitter, L. (1955). Nota previa sobre la geología de la Cuenca Carbonífera del río Pisuerga (Palencia). *Estudios Geológicos*, 26, 115-125.
- Sitter, L. (1957). The structural history of the SE corner of the Paleozoic core of the Asturian Mountains. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 105, 272-284.
- Sitter, L. (1962). The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains: Explanation of a geological map with sections scale (1: 100,000). *Leidse Geologische Mededelingen*, 26, 255-264.
- Sitter, L.U., Boschma, D. (1966). *Explanation geological map of the Paleozoic of the southern Cantabrian Mountains*, 1: 50000 Sheet 1 Pisuerga. Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie te Leiden.
- Slaymaker, O., Embleton-Hamann, C. (2009a). *Geomorphology and Global Environmental Change*. Nueva York: Cambridge University Press.
- Slaymaker, O., Embleton-Hamann, C. (2009b). Mountains. *En*: Slaymaker, O. Spencer, T., Embleton-Hamann, C. (Eds.). *Geomorphology and Global Environmental Change*, 37-71. Nueva York: Cambridge University Press.
- Slaymaker, O., Spencer, T., Dadson, S.J., 2009. Landscape, and landscape-scale processes as the unfilled niche in the global environmental change debate: an introduction. *En*: Slaymaker, O. Spencer, T., Embleton-Hamann, C. (Eds.). *Geomorphology and Global Environmental Change*, 1-36, Nueva York: Cambridge University Press.

- Soria, Á., González-Amuchástegui, M. J., Mauz, B., Lang, A. (2016). Dynamics of Mediterranean late Quaternary fluvial activity: An example from the River Ebro (north Iberian Peninsula). *Geomorphology*, 268, 110-122.
- Steffen, W., Sanderson, R.A., Tyson, P.D., Jäger, J., Matson, P.A., Moore III, B., Oldfield, F., Richardson, K., Schellnhuber, H.J., Turner, B.L., Wasson, R.J. (2006). *Global change and the earth system: a planet under pressure*. Nueva York: Springer.
- Steffen, W., Richardson, K., Rockström, J., Cornell, S.E., Fetzer, I., Bennett, E.M., Biggs, R., Carpenter, S.R., Vries, W. de, Wit, C.A. de, Folke, C., Gerten, D., Heinke, J., Mace, G.M., Persson, L.M., Ramanathan, V., Reyers, B., Sörlin, S. (2015). Planetary boundaries: Guiding human development on a changing planet. *Science*, 347, 1259855.
- Stewart, O.C. (1956). Fire as the first great force employed by man. En: Thomas, W.L., Sauer, C., Bates, M., Mumford, L. (Eds.). *Man's role in changing the face of the Earth*, 1, 115–133. Chicago: University of Chicago Press.
- Stickel, R. (1929). Observaciones de morfología glaciaria en el NO de España", *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 29, 297-313.
- Strahler, A.N. (1956). The nature of induced erosion and aggradation. En: Thomas, W.L., Sauer, C., Bates, M., Mumford, L. (Eds.). *Man's role in changing the face of the Earth*, 1, 621–638. Chicago: University of Chicago Press.
- Strahler, A.N., Strahler, A.H. (1989). *Geografía Física*. Barcelona: Omega.
- Summerfield, M. (2014). *Global Geomorphology*, Londres y Nueva York: Routledge, Taylor & Francis.
- Tárrega, R., Calvo, L., Marcos, E., Valbuena, L., de Luis Calabuig, E. (2011). Ecología ligada al fuego: resiliencia en rebollares y brezales. En: Ezquerro, J., Rey, E. (Eds.). *La evolución del paisaje vegetal y el uso del fuego en la Cordillera Cantábrica*, 46-61. León: Fundación Patrimonio Natural de Castilla y León.
- Theler, D., Reynard, E., Lambiel, C., Bardou, E. (2010). The contribution of geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in small alpine catchments. *Geomorphology*, 124(3), 113-123.
- Thomas, W.L. (1956). *Man's Role in Changing the Face of the Earth*. Chicago: Chicago Press.
- Thorn, C.E., Hall, K. (2002). Nivation and cryoplanation: the case for scrutiny and integration. *Progress in Physical Geography*, 26(4), 533–550.
- Torroba, P., Zaldívar, M.P., Fernández-Santos, B., Martínez-Ruiz, C. (2013). Papel de los matorrales autóctonos en la expansión del bosque en minas de carbón restauradas en el Norte de Palencia. En: Lario, F.J., Martínez Ruiz, C. (Eds.). *II Reunión Conjunta del GT de Repoblaciones Forestales de la SECF y el GT de Restauración Ecológica de la AEET. Avances en la restauración de sistemas forestales. Técnicas de implantación*. Técnicas de implantación. Palencia: Sociedad Española de Ciencias Forestales.
- Tricart, J. (1965). *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Paris: Masson.
- Tricart, J., Cailleux, A. (1965). *Le modelé des régions chaudes, forêt et savanes. Traité de géomorphologie, Tome 5*. Paris: Société d'Édition d'Enseignement Supérieur.
- Troll, C. (1966). Landschaftsökologie als geo-graphische-synoptische Naturbetrachtung. *Erdkd. Wissenn*, 11, 1–13.
- Troll, C. (1971). Landscape ecology (geoecology) and biogeocenology—A terminological study. *Geoforum*, 2, 43–46.

- Turner, M. (1989). Landscape Ecology: The Effect of Pattern on Process. *Annual review of ecology and systematics*, 20(1), 171-197.
- Turner, B. L., Clark, W. C., Kates, R. W., Mathews, J. T., Richards, J. F., Meyer, W. B. (1990). *The Earth as Transformed by Human Action: Global and Regional Changes in the Biosphere Over the Past 300 Years*. Nueva York: Cambridge University Press.
- Turner, B.L., Lambin, E.F., Reenberg, A. (2007). The emergence of land change science for global environmental change and sustainability. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104, 20666–20671.
- Tuset, J., Vericat, D., Batalla, R.J. (2016). Rainfall, runoff and sediment transport in a Mediterranean mountainous catchment, *Science of the Total Environment*, 540, 114-132.
- USDA (2017). The Color of Soil [En línea], https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/soils/edu/?cid=nrcs142p2_054286, (Accedido el 14.6.2017).
- Uzquiano, P. (2018). Vegetation, firewood exploitation and human settlement in northern Spain in relation to Holocene climate and cultural dynamics. *Quaternary International*, 463(B),414-424.
- Vada, J. A., Frochoso, M., Vilaplana, J. M. (2012). Assessment and mapping of snow avalanche risk on the walking track to access to Vega de Urriellu, Picos de Europa (NW of Spain). *Cuaternario y Geomorfología*, 26(1-2), 29-47.
- Valero Garcés, B.L., Navas, A., Machín, J., Walling, D. (1999). Sediment sources and siltation in mountain reservoirs: a case study from the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 28, 23–41.
- Van Asch, T.W.J., Buma, J., Van Beek, L.P.H. (1999). A view on some hydrological triggering systems in landslides. *Geomorphology*, 30, 25-32.
- Van Steijn, H, Bertran, P., Francou, B., Texier, J.P., Héту, B. (1995). Models for the genetic and environmental interpretation of stratified slope deposits: Review. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6(2), 125-146.
- Van Veen, J. (1965). The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Leidse Geolische Mededelingen*, 35, 45–104.
- Vandenbergh, J., Czudek, T. (2008). Pleistocene cryopediments on variable terrain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(1), 71-83.
- Vaudour, J. (1979). *La région de Madrid, altérations, sols et paléosols: contribution à l'étude géomorphologique d'une région méditerranéenne semi-aride*. Gap, France: Ophrys.
- Vera, J.A. (2004). *Geología de España*, Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.
- Vericat, D., Batalla, R.J. (2006). Sediment transport in a large impounded river: The lower Ebro, NE Iberian Peninsula. *Geomorphology*, 79, 72–92.
- Vicente Serrano, S.M., Lasanta, T., Romo, A. (2004). Analysis of spatial and temporal evolution of vegetation cover in the Spanish Central Pyrenees: role of human management, *Environmental Management*, 34, 802–818.
- Vicente Serrano, S. M., Beguería, S., Lorenzo Lacruz, J., Camarero, J. J., López Moreno, J. I., Azorin Molina, C., Revuelta, J., Morán Tejada, E., Sánchez Lorenzo, A. (2012). Performance of drought indices for ecological, agricultural, and hydrological applications. *Earth Interactions*, 16(10), 1–27.

- Vicente Serrano, S.M., López Moreno, J.I., Beguería, S. (2014). Hidrología ambiental: el papel de la gestión humana del territorio en el ciclo hidrológico continental y en los recursos hídricos. En: Arnáez, J., González Sampérez, P., Lasanta, T., Valero Garcés, B. L. (Eds.). *Geoecología, Cambio ambiental y paisaje*, 103-116. Logroño: Instituto Pirenaico de Ecología y Universidad de La Rioja.
- Vieira, G. T., Mora, C., Ramos, M. (2003). Ground temperature regimes and geomorphological implications in a Mediterranean mountain (Serra da Estrela, Portugal). *Geomorphology*, 52(1), 57-72.
- Villa, E., Stoll, H., Farias, P., Adrados, L., Edwards, R.L., Cheng, H. (2013). Age and significance of the Quaternary cemented deposits of the Duje Valley (Picos de Europa, Northern Spain). *Quaternary Research*, 79, 1-5.
- Villalba, F. (1867). *Crónica de la provincia de Palencia, Crónica General de España, Historia descriptiva de sus provincias. Poblaciones más importantes y posesiones de ultramar*. Madrid: Rubio, Grilo y Vitturi Editores.
- Vitousek, P.M. (1992). Global Environmental Change: An Introduction. *Annual review of Ecology and Systematics*, 23, 1-14.
- Vreeken, W.J. (1973). Soil variability in small loess watersheds: Clay and organic carbon content. *Catena*, 1, 181-195.
- Wagner, R.H. (1955). Rasgos estratigráfico-tectónicos del Paleozóico superior de Barruelo (Palencia). *Estudios Geológicos*, 26, 145-202.
- Wagner, R.H., Winkler-Prins, C.F. (1970). *The stratigraphic succession, flora and fauna of Cantabrian and Stephanian A rocks at Barruelo (prov. Palencia), NW Spain*. Université de Liège.
- Wagner, R.H. (1971a). The carboniferous of Northwest Spain. *Trabajos de Geología*, 3, 307-363
- Wagner, R.H. (1971b). Carboniferous nappe structures in north-eastern Palencia (Spain). *Trabajos de Geología*, 4, 431-461.
- Wagner, R.H., Winkler-Prins, C.F. (1979). The lower Stephanian of western Europe. En: *Paleontological characteristics of main subdivisions of the carboniferous. VIII Congress of International Stratigraphy in Geology of Carboniferous*, 111-140. Moscú.
- Wagner, R.H., Carballeira, J., Ambrose, T., López-Rico, J. (1984a). *Mapa Geológico de España (Barruelo de Santullán – Hoja 107)* [Mapa] 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. Serie Magna, 107.
- Wagner, R.H., Carballeira, J., Ambrose, T., Martínez-García, E. (1984b). *Memoria del mapa Geológico de España (Barruelo de Santullán – Hoja 107)*, Madrid: Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. Serie Magna, 107.
- Wagner, R.H., Winkler-Prins, C.F. (1993). General overview of Carboniferous stratigraphy. *Annales de la Société géologique de Belgique* (1), 116, 163-174
- Wagner, R.H., Díez Ferrer, J.B., Murillo, R.C. (2001). *El Bosque Carbonífero de Verdeña: Vida y muerte de una comunidad florística*. Patrimonio Geológico de Castilla y León. Madrid: ENRESA.
- Wagner, R.H. (2016). Comments on “Mass-transport deposits in a Variscan wedge-top foreland basin (Pisuerga area, Cantabrian Zone, NW Spain)” by G. Martín-Merino, L.P. Fernández, J.R. Colmenero and J.R. Bahamonde. *Marine Geology*, 390, 303-305.

- Wang, H., Yang, Z., Saito, Y., Liu, J.P., Sun, X., Wang, Y. (2007). Stepwise decreases of the Huanghe (Yellow River) sediment load (1950–2005): Impacts of climate change and human activities. *Global and Planetary Change*, 57, 331–354.
- Wozniak, E., Marquínez, J. (2004). Evaluación de la susceptibilidad por aludes de nieve a escala regional: el caso de Asturias. En: Benito, G., Díez Herrero, A. (Eds.). *Riesgos Naturales y Antrópicos en Geomorfología*, 509–518. Madrid: Sociedad Española de Geomorfología y CSIC-Centro de Ciencias Medioambientales.
- Washburn, A.L. (1979). *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*. Londres: Edward Arnold.
- Weber, M. (1904). Die "Objektivität" sozialwissenschaftlicher und sozialpolitischer Erkenntnis. *Arch. Für Sozialwissenschaft Sozialpolitik* 19, 22–87.
- Wentworth, C.K. (1922). A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *Journal of Geology*, 30, 377–392.
- Wohl, E. (2013). Wilderness is dead: Whither critical zone studies and geomorphology in the Anthropocene? *Anthropocene*, 2, 4-15.
- Wohl, E. (2014a). A legacy of absence Wood removal in US rivers. *Progress in Physical Geography*, 38, 637–663.
- Wohl, E. (2014b). *Rivers in the landscape: science and management*. Wiley-Blackwell.
- Wohl, E., (2015a). Legacy effects on sediments in river corridors. *Earth Sciences Review*, 147, 30–53.
- Wohl, E., Bledsoe, B.P., Jacobson, R.B., Poff, N.L., Rathburn, S.L., Walters, D.M., Wilcox, A.C. (2015b). The natural sediment regime in rivers: Broadening the foundation for ecosystem management. *BioScience*, 65, 358–371.
- Woo, M.K., Yang, Z., Xia, Z., Yang, D. (1994). Streamflow processes in an alpine permafrost catchment, tianshan, China. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5(2), 71-85.
- Woodbridge, J., Fyfe, R., Roberts, C.N., Trondman, A.K., Mazier, F., Davis, B. (2018). European forest cover since the start of Neolithic agriculture: a critical comparison of pollen-based reconstructions. *Past Global Changes*, 26, 10–11.
- Yamada, S. (1999). The role of soil creep and slope failure in the landscape evolution of a head water basin: field measurements in a zero-order basin of northern Japan. *Geomorphology*, 28(3), 329-344.
- Yochum, S. E., Comiti, F., Wohl, E., David, G. C., Mao, L. (2014). *Photographic guidance for selecting flow resistance coefficients in high-gradient channels*. Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-323. Fort Collins, CO: US Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station.
- Zhang, T. (2005). Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview. *Reviews of Geophysics*, 43(4), RG4002.

LIMITACIONES Y VIAS DE DESARROLLO

La tesis presentada pretende ser una investigación amplia e integradora que ha obligado a realizar un esfuerzo añadido en conocer las variables que mayor incidencia tienen sobre el medio físico. Centrar el marco teórico no ha sido sencillo ante la profusión de conceptos cercanos que enturbian una correcta definición del concepto de Cambio Global. Lógicamente la profundización y el tratamiento individualizado de cada variable ha conllevado dificultades para poder dominar cada materia y temática e intentar alcanzar el grado de especialista en todas ellas. La Geografía como disciplina ofrece un buen punto de partida para poder abordar de forma integrada todos los aspectos físicos y humanos del territorio estudiado pero precisamente esta esencia aglutinadora de múltiples ciencias y humanidades con tanto potencial es insuficiente para abordar específicamente cada una de las disciplinas parciales que estudian algunos elementos de los aquí tratados. Algunos de los métodos utilizados simplemente buscan conseguir una estimación que ayude a entender procesos generales para los que no hace falta una alta precisión.

Otro aspecto limitante en una investigación que estudia cambios es la imposibilidad de utilizar métodos para obtener series largas de medidas periódicas dado que el período de realización de la tesis tiene un límite temporal corto. Por otro lado, las limitaciones económicas han determinado que se hayan descartado algunos métodos de datación costosos en el fondo del embalse ante una incertidumbre de validez y un mayor número de jornadas de trabajo de campo. En la actualidad con la experiencia adquirida sabría exprimir mucho mejor los recursos y obtener sin elevado coste algún material y herramientas de las que he prescindido en el trabajo de campo. Lógicamente se han abordado en ocasiones aspectos que no han dado todo el jugo que se había pensado en un principio y a la postre han supuesto incorporar demoras. Por ejemplo la teledetección ha arrojado unos resultados modestos por su limitación espacial y temporal a pesar del enorme tiempo invertido en clasificar imágenes y obtener índices.

Sin embargo, gracias a la experiencia obtenida durante este período de investigación, y con el bagaje adquirido, se abren multitud de vías de desarrollo de la investigación. Uno de los asuntos más prometedores es investigar con mayor profundidad la influencia de las nevadas, su permanencia y espesor en la escorrentía y en el desarrollo de la vegetación, un hecho que al principio de la investigación fue subestimado pero que ha quedado clara su relevancia. En este sentido existen problemas la escasez o ausencia de datos en el siglo XX en prácticamente toda la Cordillera pero que con el paso del siglo XXI y los nuevos instrumentos de medida y observación se podrá hacer con facilidad pudiendo aplicar modelos actuales de forma retrospectiva.

Desde el punto de vista de la ordenación del territorio es posible incorporar estos aspectos a un hipotético estudio centrado en la gestión integral del medio ambiente que contemple aspectos culturales y patrimoniales u otras investigaciones de tipo paisajístico, geoarqueológico o geohistórico. Lógicamente las interpretaciones realizadas en el Alto Pisuerga serían extensibles solo a otras cuencas sujetas a las mismas dinámicas socioeconómicas y con un medio físico con procesos similares, en general en toda la vertiente Sur de la Cordillera Cantábrica.

ANEXO: RESULTADOS DE LABORATORIO DATACIONES

C3- AC1

UBA-34841

Radiocarbon Age BP 16112 +/- 58

Calibration data set: intcal13.14c # Reimer et al. 2013

% area enclosed cal AD age ranges relative area under probability distribution

68.3 (1 sigma) **cal BC 17602- 17404 1.000**

95.4 (2 sigma) cal BC 17671- 17289 1.000

C4 - AC3

UBA-34842

Radiocarbon Age BP 8975 +/- 46

Calibration data set: intcal13.14c # Reimer et al. 2013

% area enclosed cal AD age ranges relative area under probability distribution

68.3 (1 sigma) cal BC 8278- 8199 0.749

8108- 8093 0.074

8039- 8006 0.176

95.4 (2 sigma) **cal BC 8285- 8167 0.616**

8121- 7971 0.384

C6 - AC5

UBA-34843

Radiocarbon Age BP 4732 +/- 58

Calibration data set: intcal13.14c # Reimer et al. 2013

% area enclosed cal AD age ranges relative area under probability distribution

68.3 (1 sigma) cal BC 3632- 3560 0.480

3537- 3504 0.216

3428- 3381 0.304

95.4 (2 sigma) **cal BC 3638- 3490 0.636**

3470- 3373 0.364

C7-AC6

UBA-34844

Radiocarbon Age BP 1703 +/- 30

Calibration data set: intcal13.14c # Reimer et al. 2013

% area enclosed cal AD age ranges relative area under probability distribution

68.3 (1 sigma) cal AD 262- 276 0.149

329- 389 0.851

95.4 (2 sigma) cal AD 253- 305 0.270

311- 403 0.730

(Reimer et al., 2013)

ANEXO: ESTIMACIÓN SUPERFICIAL DE LOS USOS DE SUELO A PARTIR DEL CATASTRO DE ENSENADA

48	Fanegas de linaza	Fanegas de centeno	Celemines	Carros de hierba	Cargas de tierra	Cargas de leña	Has	Km ²
Redondos (San Juan y Santa María)								
Secano 1ª (13 celemines)	100		1300				69,80	0,70
Secano 2ª (15 celemines)	650		9750				523,60	5,24
Secano 3ª (16 celemines)	450		7200				386,64	3,87
huertos	3						0,48	0,00
carros de yerba 1ª				400			7,14	0,07
carros de yerba 2ª				400			7,14	0,07
carros de yerba 3ª				400			7,14	0,07
puertos para pasto de merinas trashumantes	19600						3136,00	31,36
Dehesas boyales para pasto de vacuno de labrar. (Haya, roble, matorrales y escobares)	750						120,00	1,20
Pasto común	1500						240,00	2,40
Montes de haya y roble, matorrales escobares comunales	4300						688,00	6,88
Linaza en regadío	24						3,84	0,04
Polentinos								
Secano 1ª	14						8,96	0,09
Secano 2ª	35						22,40	0,22
Secano 3ª	348						222,72	2,23
huertos (con judías de regadío)	47,672		4				30,51	0,31
Dehesas boyales	575						368,00	3,68
Montes	50						32,00	0,32
Peñas	180						115,20	1,15
Trilla	83,426		7				53,39	0,53
Regadío	10,5						6,72	0,07
Prados Secano 1ª	219						140,16	1,40

⁴⁸ **Unidades de conversión:** 1 fanega de linaza 6.400 m²; 1 celemín = 537 m²; 56 carros de hierba= 1 Ha.; 1 carga de tierra = 48 celemines; 1 carga de leña = 12 celemines; 1 fanega de linaza 1ª = 13 celemines; de 2ª = 15 celemines; de 3ª: 16 celemines; 1 fanega de centeno = 4 fanegas de linaza.

48	Fanegas de linaza	Fanegas de centeno	Celemines	Carros de hierba	Cargas de tierra	Cargas de leña	Has	Km ²
Prados Secano 2ª	81						51,84	0,52
Regadio							0,00	0,00
Prados de regadío 1ª	35,754		3				22,88	0,23
Prados de regadío 2ª	47,672		4				30,51	0,31
Casavegas								
Secano 1ª	50	12,5	162,5				32,00	0,32
Secano 2ª	40	10	150				25,60	0,26
Secano 3ª	9	2,25	36				5,76	0,06
huertos (con judías de regadío)			3				0,16	0,00
carros de yerba				150			2,68	0,03
puertos	2300						368,00	3,68
Monte	700						112,00	1,12
Regadio de linaza	2						0,32	0,00
Trilla	2						0,32	0,00
Los Llazos y Tremaya								
Secano 1ª	100		1300				5,37	0,0537
Secano 2ª	130		1950				6,981	0,06981
Secano 3ª	230		3680				12,351	0,12351
huertos			2				0,1074	0,001074
carros de yerba	850						15,178571	0,15178571
puertos de merinas trashumante	2640						316,8	3,168
Dehesas boyales que sirven para pasto de labranzas en haya y roble	2400						288	2,88
matorral, roble, haya, escobares, brezales, peñas, tierra yerma	5220						626,4	6,264
Linaza en regadío	30						3,6	0,036
eras trilla	10						1,2	0,012
Herreruela de Castillería								
Secano 1ª	32	416					22,34	0,22
Secano 2ª	60	900					48,33	0,48
Secano 3ª	80	1280					68,74	0,69
huertos	0,5						0,06	0,00

48	Fanegas de linaza	Fanegas de centeno	Celemines	Carros de hierba	Cargas de tierra	Cargas de leña	Has	Km ²
carros de yerba en prados de regadío				18			0,32	0,00
carros de yerba de secano				230			4,11	0,04
puertos, peñascos y tierra yerma	900						108,00	1,08
Dehesas boyales								
Monte alto y bajo	1040						124,80	1,25
Regadío	12						1,44	0,01
eras trilla	6						0,72	0,01
San Felices de Castillería								
prados y eras		70	3360			280	180,43	1,80
prados Secano 1ª		2,5	120			10	6,44	0,06
prados Secano 2ª		4	192			16	10,31	0,10
prados Secano 3ª		4,75	228			19	12,24	0,12
prados regadío de 1ª		0,75	36			3	1,93	0,02
prados regadío de 2ª		1,25	60			5	3,22	0,03
prados regadío de 3ª		1,75	84			7	4,51	0,05
regadío 1ª		0,75	36			3	1,93	0,02
regadío 2ª		2	96			8	5,16	0,05
secano 1ª		7,5	360			30	19,33	0,19
secano 2ª		15	720			60	38,66	0,39
secano 3ª		25	1200			100	64,44	0,64
Monte alto de roble y haya		31,25	1500			125	80,55	0,81
montes bajos		5	240			20	12,89	0,13
peñascales		37,5	1800			150	96,66	0,97
Celada de Roblecedo								
Tierras de sembradura			14448		301		775,86	7,76
Regadío de 1ª			3360		70		180,43	1,80
regadío de 2ª			4560		95		244,87	2,45
regadío de 3ª			1680		35		90,22	0,90
huertos			48		1		2,58	0,03
prados 1ª			960		20		51,55	0,52
prados 2ª			2400		50		128,88	1,29

48	Fanegas de linaza	Fanegas de centeno	Celemines	Carros de hierba	Cargas de tierra	Cargas de leña	Has	Km ²
prados 3ª			3360		70		180,43	1,80
eras			336		7		18,04	0,18
monte alto de roble			1440		30		77,33	0,77
monte bajo de roble			2064		43		110,84	1,11
peñascales			4200		87,5		225,54	2,26
Verdeña								
Tierra	3628						663,41	6,63
Regadío	18		270				14,50	0,14
secano 1ª	120						21,94	0,22
secano 2ª	250						45,71	0,46
secano 3ª	350						64,00	0,64
Prado de regadío	30						5,49	0,05
prados Secano 1ª	120						21,94	0,22
prados Secano 2ª	300						54,86	0,55
prados Secano 3ª	400						73,14	0,73
huertos	1						0,18	0,00
eras	2						0,37	0,00
monte	1900						347,43	3,47
peñas. Cuestas y laderas	157						28,71	0,29
común	3500						640,00	6,40
Villanueva de Vañes								
Regadío	10						1,20	0,01
secano 1ª	4	36					1,93	0,02
secano 2ª	5	45					2,42	0,02
secano 3ª	169	1521					81,68	0,82
Prado de regadío	30						3,60	0,04
prados Secano 1ª	107						12,84	0,13
prados Secano 2ª							0,00	0,00
prados Secano 3ª							0,00	0,00
huertos							0,00	0,00
eras							0,00	0,00
monte	150						18,00	0,18

48	Fanegas de linaza	Fanegas de centeno	Celemines	Carros de hierba	Cargas de tierra	Cargas de leña	Has	Km ²
peñas. Cuestas y laderas							0,00	0,00
monte boyal	140						16,80	0,17
puertos	524						62,88	0,63
Vañes								
Regadío	28						3,36	0,03
secano 1ª	6		54				2,90	0,03
secano 2ª	4		36				1,93	0,02
secano 3ª	380		3420				183,65	1,84
Prado de regadío	105						12,60	0,13
Prado riego 2ª	6						0,72	0,01
prados Secano 1ª	54						6,48	0,06
prados Secano 2ª	148						17,76	0,18
prados Secano 3ª							0,00	0,00
huertos							0,00	0,00
eras							0,00	0,00
monte	330						39,60	0,40
peñas. Cuestas y laderas	150						18,00	0,18
monte boyal	2						0,24	0,00
puertos	140						16,80	0,17
Areños								
Linaza	6						0,96	0,01
Secano 1ª	44						7,04	0,07
Secano 2ª	50						8,00	0,08
Secano 3ª	40						6,40	0,06
yermo	1						0,16	0,00
carros de yerba				300			5,36	0,05
eras	1						0,16	0,00
huertos	1						0,16	0,00
puertos	2000						320,00	3,20
monte	500						80,00	0,80
Camasobres								
Linaza de regadío	14						1,79	0,00

48	Fanegas de linaza	Fanegas de centeno	Celemines	Carros de hierba	Cargas de tierra	Cargas de leña	Has	Km ²
huertos			4				0,21	0,00
Secano 1ª	80	16	208				11,17	0,10
Secano 2ª	150	30	450				24,17	0,20
Secano 3ª	250	50	800				42,96	0,40
yermo	6						0,77	0,00
carros de yerba 1ª				100			1,79	0,00
carros de yerba 2ª				200			3,57	0,00
carros de yerba 3ª				100			1,79	0,00
eras	5						0,64	0,00
Dehesas boyales (haya y roble, matorrales y escobares)	1840						235,52	2,40
Puertos	500						64,00	0,60
Montes altos, matorrales y ejidos	1000						128,00	1,30
Lores								
Tierras	3750		60000				3222,00	32,22
regadio	10		160				8,59	0,09
Secano 1ª	40		640				34,37	0,34
Secano 2ª	50		800				42,96	0,43
Secano 3ª	150		2400				128,88	1,29
Puertos, matorrales y tierra yerma	3500		56000				3007,20	30,07
prados de secano y regadio	1000		16000	500			8,93	0,09
Piedrasluengas								
Huertos			3				0,16	0,00
carros de yerba 1ª				25			0,45	0,00
carros de yerba 2ª				60			1,07	0,01
carros de yerba 3ª				80			1,43	0,01
dehesa boyal	250	50					32,00	0,32
puertos	4400	880					563,20	5,63
montes altos, pastos y ejidos	2870	574					367,36	3,67
Estalaya								
regadio	21						3,84	0,04
Secano 1ª	119						21,76	0,22

48	Fanegas de linaza	Fanegas de centeno	Celemines	Carros de hierba	Cargas de tierra	Cargas de leña	Has	Km ²
Secano 2ª	217						39,68	0,40
Secano 3ª	350						64,00	0,64
eras	3						0,55	0,01
nuevo plantío	1,5						0,27	0,00
prado en regadio	100						18,29	0,18
pradoSecano 1ª	150						27,43	0,27
pradoSecano 2ª	200						36,57	0,37
pradoSecano 3ª	300						54,86	0,55
monte	1800						329,14	3,29
peñas	130						23,77	0,24
El Campo								
regadio	15						2,40	0,02
secano de 1ª	12		156				8,38	0,08
Secano 2ª	34		510				27,39	0,27
Secano 3ª	44		704				37,80	0,38
monte, matorral y peñas	400						64,00	0,64
prados de regadio	100						16,00	0,16
prados de secano	114						18,24	0,18
eras	6						0,96	0,01
Lebanza								
linaza de regadio	4						0,64	0,01
huertos			8				0,43	0,00
secano de 1ª	10		130				6,98	0,07
Secano 2ª	20		300				16,11	0,16
Secano 3ª	50		800				42,96	0,43
carros de yerba 1ª				20			0,36	0,00
carros de yerba 2ª				30			0,54	0,01
carros de yerba 3ª				60			1,07	0,01
puertos	2800						448,00	4,48
dehesa boyal (pasto labranzas)	1700						272,00	2,72
monte alto de haya y roble, matorrales y escobares y brezales	1886						301,76	3,02
yermo en ejidos	1						0,16	0,00

ABREVIATURAS

μ; promedio	E; Este	IPCC: International Panel for Climate Change	mm; milímetros
°; pendiente	EC: El Campo	IPE; Instituto Pirenaico de Ecología	MODIS
°C; Grados centígrados	EE.UU.; Estados Unidos	ITACYL; Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León	MUP; Monte de Utilidad Pública
a. años	ELA; Línea de equilibrio glaciar	J. Julios	MW: MegaWatt
a.C.; Antes de Cristo	ESA; Agencia Espacial Europea	K: Conductividad	Mz; Mediana
A.D.; Después de Cristo	et al.; y otros	ka: kilo años	N; Norte
A; área	ET; evapotranspiración	KG'; Kurtosis	NASA; National Aeronautics and Space Administration
A; Nivel antropizado	ETP; Evapotranspiración potencial	Km. Kilómetro	NDSI; Índice Normalizado de Nieve
AB: Abadía	ETR; Evapotranspiración real	L. Linneo	NDVI; Índice Normalizado de Vegetación
AC; Arroyo Casavegas	ETRS; Sistema de Referencia Terrestre Europeo	L; Longitud	NE; Nordeste
AEMET; Agencia Estatal de Meteorología	FAO; Food and agriculture organization	LGM; Último Máximo Glaciar	Ni; Nivel de arrasamiento
Aptdo.; Apartado	FL; Fluvisol	LIC; Lugar de Interés Comunitario	NIR; Infrarrojo cercano
AR; Areños	Fm. Formación geológica	LiDAR; Laser Imaging Detection and Ranging	NO; Noroeste
ARN: Areniscas	Fm; Nivel matriz -soportado con estructura	LO; Lombatero	O; Oeste
BCN; Base Cartográfica Nacional	Fms; Nivel matriz -soportado con estructura	LP; Leptosol	OAN -; Oscilación del Atlántico Norte negativa
BP; Antes del presente (1950 d.C.)	g. gramos	LR: Lores	OAN +; Oscilación del Atlántico Norte positiva
C ¹⁴ ; Isótopo de Carbono 14	GL; Gleysol	LUT: Lutitas	ONU; Organización de las Naciones Unidas
Cal.; calibrado	Gm; Nivel clasto soportado	m. metro	p. página
CAL; Calizas	Gms; Nivel clasto soportado con estructura	m.s.n.m: metros sobre el nivel del mar.	P. Precipitación
Cap; Capítulo	G-Ti; Glacis-terrazza	M ^a . María	p.e. por ejemplo
CBN: Carbón	GTP; Geosistema, Territorio, Paisaje	Ma.: Millones de años	φ; Escala logarítmica (-log ₂ x)
CEE. Comunidad Económica Europea	h; Altura	MAGNA; Mapa Geológico Nacional	P; Nivel con pedogénesis
CHD: Confederación Hidrográfica del Duero	Has. Hectáreas.	MAGRAMA; Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente	PAC: Política Agraria Común
CHE: Confederación Hidrográfica del Ebro	hm. Hectómetro	MAPA; Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación	PARES; Portal de Archivos Españoles
C _L ; Calor latente	IDW; Inverso del peso de la distancia	MAPAMA; Ministerio de Agricultura, Pesca, Alimentación y Medio Ambiente	PD: Piedrasluengas
cm. centímetro	IGBP; International Geosphere Biosphere Program	MAPAMA; Ministerio de Agricultura, Pesca, Alimentación y Medio Ambiente	PDSI; Índice de severidad de sequía de Palmer
CM: Camasobres	IGME; Instituto Geológico y Minero de España	MAR: Margas	PEH. Pequeña Edad de Hielo
CMg; Cambisol gleyco	IGN; Instituto Geográfico Nacional	MDE; Modelo Digital de Elevaciones	PIZ: Pizarras
CMu; Cambisol húmico	IGUL; Instituto de Geomorfología de la Universidad de Lausanne	MFE; Mapa Forestal de España	PL; Polentinos
CON: Conglomerados	IH; Índice de helada	MIS; Estadio isotópico marino	Pm: Polar marino
CS: Casavegas			Pob. Población
Cs ¹³⁷ ; Isótopo Cesio 137			PT: Polentinos
CSIC; Consejo Superior de Investigaciones Científicas			Q: Quercal
CUA: Cuarcitas			Q; Caudal
D. Déficit hidrológico			Q _i ; percentil
d. diámetro			R; Red, rojo
d.C.; Después de Cristo			R ² ; Número de Pearson
dm. Decímetro			
e.g.; Por ejemplo			

RC; Riocerezo	SIOSE; Sistema de	Subsp. Subespecie	WCRP; Programa de
RD; Real Decreto	Información y Ocupación del	T. Temperatura	Investigación del Clima
R _E ; Razón de elongación	Suelo en España	Ti; Terraza	Mundial
Res. Residuales	SJR: S. Juan de R.	TM; Tres Mares	WMS; Servicio de Mapas
RQ; Requejada	Sk _i ; Índice de asimetría	TMA; Temperatura Media	Web
RR.SS.; Redes sociales	SMR: St ^a . M ^a . Redondo	Anual	Y; Yellow, amarillo
s. segundos	S _o ; Índice de clasificación	Tmax; Temperatura media	YD; Younger Dryas
S; Sur	SO; Suroeste	de las máximas diarias	Z. Cota
SAIH; Sistema automatizado	Sp. Género	Tmin; Temperaturas media	ZEPA; Zona de Especial
de información hidrológica	SPEI; Índice estandarizado	de las mínimas diarias	Protección de Aves
SC: S. Salvador de C.	de Precipitación-	TRB; Turbiditas	ZnS; Sulfuro de Zinc
SE; Sureste	Evapotranspiración	TY; Tremaya	α; significatividad de una
SHE; Suelos helados	SPI; Índice estandarizado de	UMINSA; Unión Minera del	correlación
estacionales	Precipitación	Norte	λ; Longitud de onda
SIG; Sistema de información	St ^a . Santa	US. Estados Unidos	ρ; Número de Spearman
geográfica	STP; Sistema Territorial	v; velocidad	σ; Desviación estándar
	Patrimonializado	VE; Verdeña	

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura 1. Mapa de localización</i>	14
<i>Figura 2. Cabecera del río Pisuerga, aguas arriba del embalse de Requejada</i>	15
<i>Figura 3. Imagen de la mitad norte de la cuenca del alto Pisuerga vista desde el Este (Pico Tres Mares) con el macizo de Fuentes Carrionas en el horizonte. Destaca en el centro de la imagen Peña Abismo.</i>	17
<i>Figura 4. Divisoria oriental de la cuenca formada por la sierra Labra</i>	18
<i>Figura 5. Mapa de pendientes en el que se aprecia lo fragmentado y áspero del relieve del alto Pisuerga</i>	20
<i>Figura 6. Los fondos de valle son espacios propicios para el pasto y descanso del ganado vacuno en la actualidad, pero también se usan como prados de siega y huertos alrededor de las localidades, en este caso en Camasobres.</i>	21
<i>Figura 7. Perspectiva de las parcelas agrícolas abandonadas al Oeste de la Peña Tremaya.</i>	23
<i>Figura 8. George Perkins Marsh y su obra Man and Nature, or Physical Geography as Modified by Human Action.</i>	25
<i>Figura 9. Primer volumen de las actas del Simposio Internacional Man's Role in Changing the Face of the Earth, publicadas en 1956</i>	26
<i>Figura 10. Reconstrucción evolutiva de anomalías térmicas (°C) históricas en Europa a través de dendrocronología (Luterbacher et al., 2016)</i>	30
<i>Figura 11. Reconstrucción del medio físico deltaico de Sigillaria a través del bosque fósil de Verdeña. Fuente. Panel informativo Bosque Fósil de Verdeña.</i>	39
<i>Figura 12. Correlación entre dominios y relación de los sedimentos carboníferos con el emplazamiento de las diferentes unidades de la Cordillera Cantábrica. Modificado de Heredia et al. (1990)</i>	40
<i>Figura 13. Afloramiento de las calizas masivas en Lebanza</i>	43
<i>Figura 14. Contacto de las calizas de Piedrasluengas y el grupo Potes, de formaciones terrígenas.</i>	45
<i>Figura 15. En resalte las calizas de la fm. Vergaño en el cierre perisinclinal de Redondos con Peña Abismo en el centro. Al fondo también se distinguen las calizas de esta formación en el sinclinal de Casavegas</i>	46
<i>Figura 16. Detalle de los deslizamientos de talud submarino de la fm. Ojosa en la carretera de Lores.</i>	47
<i>Figura 17. Estrato de Calizas de la fm. Verdeña, rodeado por las capas blandas de lutitas, formando una pequeña depresión</i>	47
<i>Figura 18. Areniscas de la fm. San Salvador en contacto con los flancos de las capas de carbón extraídas en el Bosque Fósil de Verdeña.</i>	48
<i>Figura 19. El Ribero Pintado, es parte de la fm. Brañosera, intercalando turbiditas y lutitas, confinadas con capas de areniscas y litoarenitas. Presentan un buzamiento subvertical.</i>	48
<i>Figura 20. A) Fm. Brañosera junto al arroyo de la Varga compuesta por pizarras. Ya no aparecen turbiditas ni areniscas. B) Fm. Brañosera, al Este de Santa María de Redondo, compuesta por areniscas, turbiditas confinadas entre lutitas.</i>	49

<i>Figura 21. Mina de Carracedo, situada junto a la cola del embalse de Requejada, compuesta por rocas metamórficas asociadas a fenómenos intrusivos. Se han extraído de aquí calcopiritas, misquípel (donde se encuentra el arsénico), magnetita, cobres grises, etc.</i>	50
<i>Figura 22. Contacto de la cobertera Triásica, facies Buntsandstein con un buzamiento de 45° hacia el Este.</i>	51
<i>Figura 23. Unidades geológicas de la Zona Cantábrica simplificado a partir de Vera (2004, p. 25), si bien es un mapa que procede en su confección de Julivert (1971).</i>	52
<i>Figura 24. Esquema de las estructuras tectónicas derivadas de la Fase tectónica Astúrica en el Westfaliense superior y Estefaniense inferior (Wagner et al. 1984b).</i>	53
<i>Figura 25. Principales episodios de epirogenésis, orogenias y formaciones coetáneas. Modificado a partir de Kanis (1956)</i>	55
<i>Figura 26. Elementos destacados del relieve estructural. Contextualizado con las principales estructuras geológicas, red hidrográfica y litología estructurante</i>	56
<i>Figura 27. Diagramas ombrotérmicos de la estación meteorológica del embalse de Requejada (1.058 m) y del telenivómetro de Valdecebollas(1.910m) (las precipitaciones son aproximadas y se limitan al equivalente en agua del manto nival). Se entiende que infraestiman al no recoger la precipitación líquida, especialmente en primavera y que hay un error al entender homogénea la cantidad de agua de todos los tipos de nieve. Elaboración a partir de los datos de SAIH-Ebro.</i>	60
<i>Figura 28. Precipitaciones en el período (1955 - 2016). Regresión espacial con las precipitaciones y la altitud añadiendo la componente residual por interpolación ponderando con el inverso de la distancia</i>	62
<i>Figura 29. Situación típica que genera las nevadas más intensas. En este caso el 11 de noviembre de 1971. Toda la comarca queda aislada, sin luz, ni teléfono incluida Cervera. Fuente: La Vanguardia</i>	63
<i>Figura 30. Espesor promedio de nieve acumulada en el telenivómetro de Valdecebollas. Período 2009-2017. Fuente: SAIH-EBRO</i>	63
<i>Figura 31. Composición en falso color de imagen de satélite Landsat 8-OLI de febrero de 2015</i>	64
<i>Figura 32. Promedio mensual de días de granizo en Stª Mª de Redondo</i>	65
<i>Figura 33. Pequeño rodal de hayas orientado al Norte en el monte Carracedo, al sur de San Salvador</i>	66
<i>Figura 34. Distribución espacial de las principales formaciones y especies dominantes obtenidas del Mapa Forestal de España</i>	69
<i>Figura 35. Asociaciones de suelos. Elaborado a través de la cartografía de suelos del IRNASA</i>	70
<i>Figura 36. Vista superficial de los suelos en los bosques de caducifolias en umbría. A) Avance de la ladera norte de la divisoria entre Lores y Casavegas. B) Suelo podzol bajo un robledal del monte Carracedo (al sur de San Salvador de Cantamuda).</i>	71
<i>Figura 37. Por encima de los fondos de valle lo más habitual en la cuenca es encontrar regosoles (RG) y leptosoles (LP) con un escaso desarrollo de suelos</i>	71
<i>Figura 38. A) Evolución histórica de la población en el área de estudio. B) Pirámide de población conjunta de los municipios de La Pernía y Polentinos. C) Distribución por localidades de la población total. D) Distribución por localidades y sexo de la población total.</i>	75
<i>Figura 39. Escala temporal de las diferentes fuentes documentales</i>	78
<i>Figura 40. Localización de los diferentes puntos de extracción de muestras, datos e información</i>	87

<i>Figura 41. Localización e instalación de los sensores térmicos</i>	92
<i>Figura 42. Proceso de medición de la respuesta magnética en mm. de las arcillas contenidas en cada uno de los horizontes del aterramiento del embalse de Requejada.</i>	94
<i>Figura 43. Perfil topográfico Norte-Sur con los diferentes niveles erosivos entre la cabecera y los niveles de páramo del centro de la cuenca del Duero.</i>	105
<i>Figura 44. Perfil topográfico en dirección Oeste-Este del norte de la Cuenca del Duero</i>	106
<i>Figura 45. Terrazas (T) y glacis-terrazas (G-T) en el Alto Pisuerga</i>	108
<i>Figura 46. Fondos de valle colgados. A la izquierda en el valle de Lebanza y a la derecha en el valle del Pisuerga visto desde Peña Tremaya</i>	109
<i>Figura 47. Niveles de arrasamiento (N), terrazas (T) y glacis-terrazas (GT) en el Alto Pisuerga. a) Valle de Casavegas; b) Río Cerezo (Camasobres); c) Río Areños; d) Depósito río Pisuerga en Tremaya; e) Río Pisuerga en la ladera derecha, al norte del puente de Polentinos; f y g) Río Pisuerga, brazo norte del embalse de Requejada; h) Niveles de arrasamiento en Verdeña con una de las terrazas T1 de Castillería al fondo; i) Interior del embalse de Requejada; j) Pisuerga, ladera oeste presa.</i>	110
<i>Figura 48. Depósitos de la terraza sumergida por el embalse T5</i>	111
<i>Figura 49. Terrazas del tramo inferior del Pisuerga en la cola del embalse de La Requejada</i>	112
<i>Figura 50. Niveles intermedios de terrazas del Pisuerga en la cola del embalse de Requejada desde el puente de Polentinos</i>	112
<i>Figura 51. Modelo geomorfológico esquemático de las laderas del alto Pisuerga.</i>	113
<i>Figura 52. Captura del río Arauz, de la cuenca del Carrión, sobre el arroyo Gerino, tributario de la cuenca del río Lores y del Pisuerga</i>	116
<i>Figura 53. Captura del Lombatero y el arroyo de Prados sobre la cabecera del Río Cerezo</i>	116
<i>Figura 54. Cabecera del arroyo Lombatero (LO). Se trata de la antigua cabecera de Riocerezo, donde la erosión remontante no ha evacuado por completo el depósito de fondo.</i>	117
<i>Figura 55. Pendiente de los cursos fluviales en los distintos tramos con una precisión de 5m</i>	118
<i>Figura 56. Perfiles longitudinales de los ríos y arroyos de la cuenca del alto Pisuerga</i>	121
<i>Figura 57. Ejemplos de cursos de cabecera formando parte del sistema fluvio-torrencial. A) A la izquierda barranco en las laderas de Peña Labra. B) A la derecha curso del arroyo de Lazán</i>	122
<i>Figura 58. a) Desfiladero de la Hoz. b) Mirador de Caloca, un pequeño arco calcáreo en el flanco norte del sinclinal de Casavegas c) Surgencia del arroyo de Lazán, cerca de Piedrasluengas d) Dolinas de Peña Tejado</i>	124
<i>Figura 59. Sistema kárstico de la cueva del Cobre con el sumidero del Sel de la Fuente (Alcalde et al. 1984).</i>	125
<i>Figura 60. Escena de los antiguos glaciares en su etapa I. A) Circos de Sierra Labra. B) Circos de Peña Carazo</i>	127
<i>Figura 61. Superficies glaciares durante las 3 etapas señaladas en el circo del Sel de la Fuente</i>	130
<i>Figura 62. Circo superior del glaciar de Valdecebollas.</i>	131
<i>Figura 63. Morrenas del circo de Peña Carazo situadas a 1.550 m.</i>	132
<i>Figura 64. Cubeta de sobreexcavación del circo de Peña Carazo. A la izquierda deslizamiento procedente de Peña Carazo y en el centro el procedente de las laderas de la Horca de Lores.</i>	133

<i>Figura 65. Extracto del mapa geomorfológico en el glaciar de Lores. Acudir a él para ver los diferentes elementos.</i>	134
<i>Figura 66. Circos y cubetas glaciares en el Alto Pisuegra</i>	136
<i>Figura 67. Diferentes terrazas de crioplanación en la ladera occidental de Sierra Labra</i>	138
<i>Figura 68. Depósito Peña Briame (PB) en la ladera regularizada en la cara SO de Valdecebollas (Figura 67) Altitud: 1640 m. 42° 57' 24,76"; 4°23'58,70".</i>	139
<i>Figura 69. Valle asimétrico al oeste de Valdecebollas. En la imagen de la izquierda con Peña Tejado al fondo y en la de la derecha con Valdecebollas al fondo.</i>	140
<i>Figura 70. Evolución de las laderas de la base de la sierra Labra con los bloques de conglomerado y su posición en la actualidad.</i>	142
<i>Figura 71. Depósito con una secuencia estratificada al oeste Peña Carazo a 1.860 m bajo la divisoria de aguas con la cuenca del Araúz</i>	143
<i>Figura 72. Depósito coluvial estratificado en la base del Pico Tres Mares. Altitud: 1.520 m. Orientación: Este. Coordenadas: 384 805,89; 4 764 379,39.</i>	144
<i>Figura 73. Taludes y conos de derrubios al este de las crestas calcáreas de las Agujas</i>	145
<i>Figura 74. Talud de derrubios en el Sel de la Fuente</i>	146
<i>Figura 75. Laderas de bloques en el valle del Pisuegra (1.400m) frente a la Cueva del Cobre</i>	147
<i>Figura 76. Caída de bloques desde la arista de Valdecebollas sobre el espacio que ocupó el glaciar del Sel de la Fuente en su última etapa. Algunos arcos pequeños responden a la formación de protalus rampart.</i>	148
<i>Figura 77. Prueba de la intensidad del viento sobre la cencellada del pico Valdecebollas</i>	149
<i>Figura 78. Suelo con una cierta ordenación en el invierno de 2016-2017 producida después de la fusión del manto nival cuya permanencia había eliminado toda la vegetación. Bajo el cantil norte a 2.106 m.</i>	150
<i>Figura 79. Cima de Valdecebollas, 2.142 m.</i>	150
<i>Figura 80. Crioturbación en la arista sur del Circo del Sel de la Fuente. 2.090 m.</i>	150
<i>Figura 81. Ejemplos de terrazas de solifluxión sobre la arista de Valdecebollas.</i>	151
<i>Figura 82. Lóbulos de solifluxión en el circo de Valdecebollas a 1.960 m</i>	151
<i>Figura 83. Pipkarake a 1.300 m en Polentinos</i>	151
<i>Figura 84. Ejemplos de espacios con suelo solifluido junto a Peña Briame a 1.820 m y en Camasobres a 1.210 m.</i>	153
<i>Figura 85. Procesos solifluidales a baja altitud al Oeste de Polentinos en el instante de fusión nival.</i>	154
<i>Figura 86. Bloques alineados por solifluxión en la vertiente norte del circo de Valdecebollas. El de la izquierda parece haberse comportado también como un bloque arador.</i>	155
<i>Figura 87. Alineación de bloques en Peña Carazo</i>	155
<i>Figura 88. Imagen de la erosión producida por efecto de la nivación en la arista occidental del circo glaciar de Valdecebollas</i>	156
<i>Figura 89. Espacio con suelo desnudo y cárcavas en la cabecera del Lombatero, al norte de Santa María de Redondo</i>	156
<i>Figura 90. Canales de aludes en Sierra Labra bajo el pico Tres Mares</i>	157

<i>Figura 91. Riesgo potencial de aludes en la Sierra Labra y Alto Campoo (Serrano et al. 2018). En oscuro mayor riesgo.</i>	157
<i>Figura 92. Valle de Casavegas con el río Hontanillas meandriforme en el fondo incidiendo sobre el cono coluvial de su margen derecha donde se encuentra el depósito estudiado (AC).</i>	158
<i>Figura 93. Perfil litoestratigráfico de Casavegas (AC)</i>	159
<i>Figura 94. Depósito fluvio-coluvial (AC) en el río Hontanillas, valle de Casavegas.</i>	160
<i>Figura 95. La fusión nival satura completamente los fondos de valle y es el factor más determinante de la dinámica actual. Arriba en el valle de Lores y abajo el de Camasobres tras las intensas nevadas en febrero de 2015 y 2018 respectivamente.</i>	163
<i>Figura 96. Granulometría del depósito del valle de Casavegas (AC)</i>	164
<i>Figura 97. Curvas granulométricas perfil AC (Arroyo Casavegas)</i>	165
<i>Figura 98. Valle de Lores. La arroyada producida por la fusión nival genera un sedimento fino muy similar al generado en el nivel AC-6 del valle de Casavegas. En la imagen se aprecia como el área fuente es la formación Ojosa compuesta por deslizamientos de talud submarino y capas de carbón. Esta se sitúa por encima de la terraza T7 (+3-4m) del río Lores.</i>	170
<i>Figura 99. Perfiles de los diferentes fondos de valle</i>	171
<i>Figura 100. A) Depósitos gruesos en canales de crecida en la llanura aluvial del río Areños. B) Depósitos de fondo de la margen derecha del Pisuerga antes de llegar a Tremaya. C) Cabeceo del cauce en el arroyo de Prados (Redondo)</i>	172
<i>Figura 101. Huellas de canales de crecida y paleomeandros en el fondo de valle del río Areños, desde 1973 (vuelo interministerial) hasta 2018. Abajo una fotografía oblicua del mismo tramo de valle.</i>	173
<i>Figura 102. Talud de la CL-627 al sur de San Salvador. 42°57'41,51" N; 4°29'14,42" O</i>	174
<i>Figura 103. Curva granulométrica del perfil (PL) e imágenes de la ladera de Polentinos. El avance de los coluviones saturados de agua de la fusión nival en espacios muy antropizados se evidencia en Polentinos sobre el arroyo de la Dehesa. En la derecha se comparan las imágenes de 1957 y de 2017. En la imagen de 1957 se aprecian aún las huellas del parcelario ya abandonado por entonces debido al dinamismo de la ladera mientras otros espacios más estables y secos mantienen sus cultivos.</i>	175
<i>Figura 104. Comparación de los cursos en el tramo central del río Areños entre 1957 y 2014.</i>	177
<i>Figura 105. Fondo de valle del Lazán en Camasobres</i>	178
<ul style="list-style-type: none"> • <i>Figura 106. Comparación de los diferentes indicadores indirectos del Holoceno en el entorno del Alto Pisuerga. A) Estudio palinológico de la turbera de los Puertos de Riofrío (Fuentes Carrionas) (Menéndez Amor y Florschütz, 1963). B) Estudio palinológico de la turbera del Cueto de la Avellanosa (Polaciones) (Mariscal, 1983). C) Estudio de los espeleotemas y paleotemperaturas en la cueva del Cobre (Muñoz, 2008). D) Depósitos fluviales en el valle de Casavegas</i> 	205
<i>Figura 107. Posible emplazamiento del pueblo abandonado junto al Ribero Pintado, al norte de Santa María de Redondo</i>	214
<i>Figura 108. Mapa de la superficie de cubiertas elaborada mediante las respuestas generales del catastro de Ensenada para cada localidad. No se incluyen porcentajes para San Salvador de Cantamuda porque no</i>	

<i>obtuvieron respuesta de superficie. Los LLazos y Tremaya formaban una unidad al igual que San Juan y Stª Mª de Redondo.</i>	221
<i>Figura 109. Pozos y restos mineros más recientes y su contexto geológico</i>	229
<i>Figura 110. Labores de calicata en las minas del Sel de la Fuente. A la derecha imagen tomada de Hernández Pacheco (1940)</i>	230
<i>Figura 111. Izquierda, mina Vasco-Cantábrica. Fuente: Malacate. Derecha restos en el valle de Lores.</i>	231
<i>Figura 112. Construcción de la variante de la carretera nacional a su paso por el puente sobre el futuro embalse. Fuente: Imágenes cedidas por la Confederación Hidrográfica del Duero.</i>	233
<i>Figura 113. Chopos trasmochados para la producción de ramaje y hoja, El Campo.</i>	235
<i>Figura 114. Cabaña de pastores en la Majada del Sel de la Fuente. Hernández-Pacheco, 1944</i>	236
<i>Figura 115. Uso del suelo, organización social del espacio y procesos de transformación en el Alto Pisuerga</i>	237
<i>Figura 116. Comparativa de las fotografías aéreas de los vuelos americanos A y B en el sector central de la cuenca (1945 y 1955)</i>	239
<i>Figura 117. Piedrasluengas y Peña Labra en 1934 (Hernández-Pacheco, 1944).</i>	241
<i>Figura 118. Cubiertas de suelo diferenciando masas forestales en mayo-julio de 1957</i>	242
<i>Figura 119. Cubiertas vegetales en el año 1972 mediante una clasificación supervisada de la imagen de satélite Landsat 1-5 (272-1972)</i>	244
<i>Figura 120. Cubiertas entre 1997 y 2003 obtenidas del Mapa Forestal de España</i>	246
<i>Figura 121. Extracto del mapa de las entradas de la trashumancia en la Cordillera Cantábrica en el siglo XVIII. Extracto de Bertrand (1974)</i>	247
<i>Figura 122. Less Favoured Areas (PAC período 2007-2013). Estas áreas incrementan sus ayudas. Fuente: Comisión Europea https://ec.europa.eu/agriculture/sites/agriculture/files/rural-development-previous/2007-2013/less-favoured-areas-scheme/images/map_en.jpg</i>	249
<i>Figura 123. Cubiertas en 2006 elaboradas a través de los datos del SIOSE (Sistema de Información de Ocupación del Suelo en España)</i>	250
<i>Figura 124. Grado de protección marcado por el Plan de Ordenación de Recursos Naturales del Parque Natural de Fuentes Carrionas y Fuente del Cobre</i>	251
<i>Figura 125. Mapa de cubiertas de suelo el 11 de julio de 2017. Elaborado mediante imagen Sentinel 2A-MSI-C. European Spatial Agency. Spatial resolution 10m</i>	252
<i>Figura 126. Evolución de las cubiertas desde 1957 hasta 2017</i>	254
<i>Figura 127. Evolución porcentual de las principales cubiertas de vegetación desde el siglo XVIII hasta la actualidad respecto a la superficie total de la cuenca</i>	255
<i>Figura 128. Diagrama de dispersión entre las imágenes de satélite Landsat disponibles desde 1971 hasta la actualidad y el índice NDVI.</i>	256
<i>Figura 129. Crecimiento de los anillos de los Pinus sylvestris de la repoblación de Areños en relación con las precipitaciones</i>	257
<i>Figura 130. Respuesta magnética en los perfiles del embalse de Requejada entre 1940 y 2016</i>	258
<i>Figura 131. Distribución de cultivos en 1957 en comparación con el parcelario actual</i>	259

<i>Figura 132. Avance de matorral sobre las servidumbres públicas, los pastos en altura históricos (Gómez-Sal et al. 1994) y sobre el parcelario.</i>	260
<i>Figura 133. Montes de Utilidad pública y la expansión de los bosques sobre ellos. Fuente: Banco de Datos de la Naturaleza del MAPAMA</i>	262
<i>Figura 134. Incremento altitudinal de las especies arbóreas del Alto Pisuega entre 1957 y 2017. La altitud máxima la determina el ejemplar o rodal situado a máxima altitud pudiendo estar este aislado.</i>	264
<i>Figura 135. a) Pedrera del circo del Sel de la Fuente siendo colonizada por algunos abedules pioneros. b) Pedreras cubiertas por Quercus robur en el valle del Pisuega, cerca de Fuente el Cobre.</i>	265
<i>Figura 136. Avance de la vegetación sobre todas las fms. geológicas de la cuenca</i>	266
<i>Figura 137. Avance de la vegetación sobre las fms. geológicas que representan al menos un 5% de la superficie total</i>	266
<i>Figura 138. Avance altitudinal de las cubiertas vegetales entre 1956 y 2017 sobre el conjunto de formaciones geológicas de la cuenca</i>	267
<i>Figura 139. Pendientes sobre las que avanza la vegetación y pendiente de las fms. geológicas del Alto Pisuega.</i>	268
<i>Figura 140. Antigua pradera colonizada por el aulagar o matorral de genistas en floración. Una formación común para los espacios más degradados.</i>	271
<i>Figura 141. Los geosistemas según Bertrand y Bertrand (1968) comparando la situación entre 1968 y la actualidad</i>	272
<i>Figura 142. Comparación de fotogramas aéreos del sector de Peña Tremaya. Se aprecia como las parcelas de cultivo desaparecen convertidas en pastos y matorral, los bosques se consolidan.</i>	274
<i>Figura 143. Vista de Peña Abismo y del sector septentrional de la cuenca entre 1939 (Hernández-Pacheco, 1944) y 2016. En la actualidad se aprecia una densificación del matorral.</i>	275
<i>Figura 144. Se comparan dos fotogramas aéreos del sector de Celada de Roblecedo. La conversión de las parcelas de cultivo en pastos alrededor de la localidad es total. En los lugares más lejanos las parcelas son ahora matorral. Los bosques se han densificado.</i>	276
<i>Figura 145. Vista del cuchillón desde Tres Mares entre 1942 (Hernández-Pacheco, 1944) y 2016. Se aprecia el frente y el dorso escarpado de la cresta estructural monoclinal de Sierra Labra. Se puede advertir un avance del matorral sobre el frente hasta casi la cornisa.</i>	277
<i>Figura 146. Imágenes de Peña Tejedo en 1980 y en 2016. La primera imagen ha sido cortesía de Santiago Gutiérrez Cortés. En ella no se aprecian grandes cambios, esto refrenda el hecho analizado de que a partir de la década de los 80 la expansión del bosque y del matorral se ha detenido.</i>	278
<i>Figura 147. Vista del embalse de Requejada desde la presa. Al fondo Sierra Labra, cabecera del río Pisuega.</i>	279
<i>Figura 148. Evolución regionalizada de las anomalías de precipitaciones del Alto Pisuega</i>	280
<i>Figura 149. Evolución de las precipitaciones (mm)</i>	281
<i>Figura 150. Evolución regionalizada de las anomalías de temperatura media anual en el Alto Pisuega</i>	283
<i>Figura 151. Evolución de las temperaturas medias (°C)</i>	284
<i>Figura 152. Evolución de las temperaturas máximas</i>	285

<i>Figura 153. Evolución de las temperaturas mínimas</i>	286
<i>Figura 154. Índice de sequía SPEI para períodos de 12 meses en las estaciones de Cervera y Requejada</i>	288
<i>Figura 155. Imagen Landsat de una nevada sobre el centro de la Cordillera Cantábrica donde se aprecia la influencia de las características topoclimáticas sobre el manto nival.</i>	289
<i>Figura 156. Evolución de los días con nevadas en la estación de St^a M.^a de Redondo entre 1955 y 2006. Incluye media móvil a 4 años.</i>	290
<i>Figura 157. Comparación de los datos nivales obtenidos por diferentes métodos</i>	291
<i>Figura 158. Interpolación de las temperaturas medias del suelo en el circo del Sel de la Fuente</i>	296
<i>Figura 159. Regímenes térmicos de Valdecebollas entre diciembre de 2015 y julio de 2017</i>	298
<i>Figura 160. Clasificación de la reflectancia de la banda espectral del infrarrojo térmico (B-10). Imagen de satélite Landsat 8. 23 de febrero de 2016.</i>	299
<i>Figura 161. Evolución del caudal de entrada al embalse de Requejada (hm³)</i>	300
<i>Figura 162. Comparación de las anomalías de las entradas al embalse (Q), precipitaciones (P) y temperatura (T)</i>	301
<i>Figura 163. Comparación de la evolución de las aportaciones de entrada al embalse de Requejada y las precipitaciones</i>	301
<i>Figura 164. Evolución de los valores residuales de la regresión lineal entre P, T y Q. Esta figura permite identificar los años en los que los parámetros climáticos (P y T) no son suficientes para explicar Q.</i>	302
<i>Figura 165. Gradiente altitudinal de las precipitaciones en el período 1956-2015</i>	304
<i>Figura 166. Modelos cartográficos de precipitación resultantes de la aplicación del gradiente altitudinal y la interpolación de los residuales en las estaciones meteorológicas al MDE.</i>	306
<i>Figura 167. Volumen total de precipitaciones (P) y caudal de entrada (Q) en hm³</i>	308
<i>Figura 168. ETP modelizada en el Alto Pisuegra</i>	310
<i>Figura 169. Comparación de las anomalías en D y ETP</i>	312
<i>Figura 170. Comparación de los diferentes parámetros climáticos y la superficie agraria (la mayor parte pastos)</i>	313
<i>Figura 171. Relación entre los residuales del modelo $Q=aP+bT+c$ y el número de días de nevada en St^a M.^a de Redondo</i>	315
<i>Figura 172. Proporción de precipitaciones (arriba) y caudal (abajo) entre año nivoso 1987-1988 (a) y año lluvioso 1988-1989 (b).</i>	317
<i>Figura 173. Distribución mensual del coeficiente de correlación de Spearman para precipitaciones, caudal y temperaturas entre 1962 y 2014. Los colores sólidos indican las correlaciones significativas ($\alpha<0.01$).</i>	319
<i>Figura 174. Evolución conjunta del coeficiente de correlación ρ de Spearman de Q, P y T</i>	321
<i>Figura 175. Evolución por décadas del régimen fluvial del Pisuegra en la entrada del embalse de Requejada</i>	322
<i>Figura 176. Fondo del embalse de Requejada junto al puente de Vañes sobre el valle de Castillería</i>	323
<i>Figura 177. Depósito del embalse de RQa</i>	324
<i>Figura 178. Depósito del embalse de Requejada (RQa). Se comparan estructuras, texturas, color Munsell y materia orgánica</i>	325
<i>Figura 179. Distribución por niveles de las texturas en el depósito RQa (A.) y de la fracción arenosa (B.)</i>	328

<i>Figura 180. Evolución del tamaño de las arenas</i>	331
<i>Figura 181. Secuencia de sedimentación, crecimiento de hierba en las épocas en las que está descubierto</i>	331
<i>Figura 182. Comparación entre la tendencia del tamaño de grano, caudal y materia orgánica</i>	332
<i>Figura 183. Perfil litoestratigráfico RQb- 2</i>	333
<i>Figura 184. Perfil litoestratigráfico del depósito del embalse de Requejada RQb</i>	334
<i>Figura 185. % de la fracción arenosa retenida en cada tamiz</i>	337
<i>Figura 186. Evolución del tamaño de la fracción arenosa</i>	339
<i>Figura 187. Comparación entre la tendencia del tamaño de grano, caudal y materia orgánica</i>	339
<i>Figura 188. Subcuencas delimitadas en el Alto Pisuega</i>	345
<i>Figura 189. Aportación hídrica de cada valle al embalse de Requejada (subcuencas superpuestas)</i>	346
<i>Figura 190. Test no-paramétrico rho de Spearman bivariados que relaciona la carga sedimentaria en la salida de cada una de las subcuencas hidrográficas con los porcentajes de las diferentes cubiertas de suelo que hay en ellas.</i>	348
<i>Figura 191. Comparativa del relieve abancalado bien conservado junto a la localidad de Lores sobre una ladera con 20,5° de pendiente.</i>	352
<i>Figura 192. Test no-paramétrico rho de Spearman bivariados que relaciona la carga sedimentaria en la salida de cada una de las subcuencas hidrográficas con los porcentajes de las diferentes formaciones geológicas que hay en ellas.</i>	353

LISTA DE TABLAS

<i>Tabla 1. Localización de la cuenca del Alto Pisuegra</i>	14
<i>Tabla 2. Conclusiones de las bases físicas del Quinto Informe de evaluación del IPCC. Grupo de trabajo I</i>	30
<i>Tabla 3. Evolución de población en las localidades incluidos en la cuenca del Alto Pisuegra</i>	74
<i>Tabla 4. Principales recursos documentales utilizados</i>	79
<i>Tabla 5. Estaciones meteorológicas utilizadas</i>	81
<i>Tabla 6. Perfiles litoestratigráficos estudiados y su profundidad de análisis</i>	86
<i>Tabla 7. Características generales de las subcuencas analizadas</i>	89
<i>Tabla 8. Localización y características de los sensores térmicos instalados</i>	91
<i>Tabla 9. Características fisiográficas de las subcuencas del Alto Pisuegra elegidas para el cálculo de caudales y carga en suspensión.</i>	100
<i>Tabla 10. Parámetros generales de la cuenca y subcuencas. Razón de elongación (Summerfield, 2014)</i>	119
<i>Tabla 11. Cuevas del Alto Pisuegra. A partir de Alcalde (1981)</i>	124
<i>Tabla 12. Glaciares del Alto Pisuegra y sus etapas</i>	128
<i>Tabla 13. Asignación temporal por correlación geomorfológica de los grandes deslizamientos del Alto Pisuegra en comparación con el Alto Carrión.</i>	134
<i>Tabla 14. Variables estadísticas calculadas a partir de las muestras del depósito del río Hontanillas (valle de Casavegas)</i>	166
<i>Tabla 15. Interpretación de los parámetros recogidos por sedimentología en el arroyo de Hontanillas (valle de Casavegas)</i>	167
<i>Tabla 16. Tipologías de valles y ejemplos</i>	179
<i>Tabla 17. Reconstrucción hipotética de los procesos y formas en relación con la red hidrográfica hasta la actualidad en el Alto Pisuegra.</i>	180
<i>Tabla 18. Variación de las especies dominantes desde el Último Máximo Glaciar (Figura 106)</i>	204
<i>Tabla 19. Respuesta magnética del sedimento en el perfil de Casavegas</i>	206
<i>Tabla 20. Cuadro crono antropológico. Adaptado de Delgado Huertos et al. (1996)</i>	207
<i>Tabla 21. Referencias climáticas y hechos históricos documentadas hasta el S-XIII</i>	210
<i>Tabla 22. Principales eventos climáticos e históricos entre 1250 y 1550.</i>	215
<i>Tabla 23. Principales sucesos climáticos e históricos entre 1550 y 1650</i>	216
<i>Tabla 24. Principales eventos climáticos e históricos entre 1645 y 1800</i>	218
<i>Tabla 25. Estimación de las superficies obtenidas de las respuestas generales del Catastro de Ensenada</i>	221
<i>Tabla 26. Eventos climáticos y socioeconómicos de la segunda mitad del siglo XVIII</i>	224
<i>Tabla 27. Eventos climáticos y socioeconómicos sucedidos en el siglo XIX y mitad del XX</i>	226
<i>Tabla 28. Características fisiográficas de las cubiertas en el año 1957</i>	240
<i>Tabla 29. Características fisiográficas de las cubiertas en el año 1972</i>	243
<i>Tabla 30. Características fisiográficas de las cubiertas entre 1997-2003 a través del Mapa Forestal de España</i>	245

<i>Tabla 31. Estimación de la superficie agraria disponible por cabeza de ganado y tipo de explotación. Fuente: Censo ganadero de 2009</i>	248
<i>Tabla 32. Características fisiográficas de las cubiertas terrestres mediante el SIOSE</i>	249
<i>Tabla 33. Características fisiográficas de las cubiertas obtenidas mediante clasificación supervisada de imagen de satélite en 2017</i>	253
<i>Tabla 34. Crecimiento de vegetación sobre parcela agrícola abandonada 10 x 10 m al oeste de Areños (377717; 4760860, 1192)</i>	261
<i>Tabla 35. Evolución anual de las variables relacionadas con las nevadas y el manto nival</i>	292
<i>Tabla 36. Resultados elaborados mediante los datos de temperaturas de los sensores térmicos</i>	297
<i>Tabla 37. Resumen de los resultados de la correlación entre las series de caudal (Q), precipitación (P) y temperatura (T)</i>	303
<i>Tabla 38. Valores medios de precipitación y residuales respecto a los valores de la regresión lineal</i>	305
<i>Tabla 39. Valores de referencia derivados de los modelos de precipitaciones</i>	307
<i>Tabla 40. Estimación de las precipitaciones anuales totales a través del recuento de celdas del modelo digital</i>	307
<i>Tabla 41. Parámetros obtenidos después de la cuantificación de las precipitaciones</i>	308
<i>Tabla 42. Evaluación de la parte del déficit hidrológico que no se evapotranspira</i>	311
<i>Tabla 43. Comparación de los años hidrológicos 1987-1988 (a) y 1988-1999 (b). El primero de ellos es mucho más nevoso que el segundo</i>	316
<i>Tabla 44. Efectividad de la escorrentía bajo diferentes circunstancias</i>	318
<i>Tabla 45. Características del perfil litoestratigráfico del embalse de Requejada 1</i>	329
<i>Tabla 46. Características de los distintos niveles del perfil estratigráfico Requejada 2</i>	336
<i>Tabla 47. Comparación de datos disponibles y la posible correlación con los depósitos analizados, así como su cronología aproximada</i>	341
<i>Tabla 48. Resumen de la proporción de cubiertas, caudal y carga transportada en suspensión para cada subcuena hidrográfica el 13 de mayo de 2017</i>	347
<i>Tabla 49. Resumen de la proporción de cubiertas, caudal y carga transportada en suspensión para cada subcuena, 13/05/2017</i>	349
<i>Tabla 50. Test no-paramétrico ρ de Spearman entre carga específica ($g/s \cdot km^2$) y % de cubiertas en cada subcuena</i>	350
<i>Tabla 51. % de pérdida de suelo para cada intervalo de tiempo después del abandono en los diferentes ambientes geomorfológicos (García Ruiz et al. 1995)</i>	350

SUMMARY

Chapter I. Introduction

The interior of the Iberian Peninsula is a demographic decline in its rural areas, which generates serious problems and imbalances such as isolation, loss of services, jobs, economic dynamism, the loss of human capital, etc. This isolation makes them even more noticeable in mountain areas away from the major communication axes. The abandonment that these spaces have lasted for a long time. The process of economic transformation of the country and the improvement of living conditions in the cities led to massive emigration since the mid-1950s and consequently to the reduction of human pressure on the environment manifested until then in the use integral of the resources of the territory for the pasture, the agriculture and already from finals of the 19th century, of the energetic mining.

In the Alto Pisuerga area, in 1957 the population of the basin was about 3,000 inhabitants, while at present they are below 500 without any economic activity having been able to reverse the trend. The resulting physical environment now reflects the transformations of the human being, in the distribution of vegetation associated with large cultural phenomena such as fires, deforestation or grazing, and also in mining debris among many other scars. But also, in the landscape there are facts related to a climatic improvement such as the disappearance of active landforms (Bertrand and Bertrand, 1986a) that we will see later or mixed climatic-cultural issues such as the altitudinal elevation of the forest boundary.

The abandonment of the less favorable spaces resulting from this transformation, the progress of the subsequent vegetation, as well as its consequences, have been analyzed considering the already demonstrated influence of vegetation and its management, especially on water resources (Calder, 1990; Bruijnzeel, 2005; National Research Council, 2008; Church et al., 2009; López Moreno et al., 2014; Vicente Serrano et al., 2014; Good et al. 2015) on issues such as interception, evaporation and infiltration. However, these are not the only changes.

The problem requires analyzing all environmental transformations in a set, a single work that can be addressed in a broad framework, which is in the maximum variables. This flexible conceptual framework in which we can deal with these transformations we find Global Change concept, approachable from an integrated training as offered by the geographical vision. We know, because of the breadth of the concept, that Global Change is inherent to the transformation that societies exert on the environment of territories (Turner et al., 1990, Vitousek, 1992, Goudie, 2013). The effects

that the influence of the human being has on the environment, are evident even if it is due to a lack of use (Lasanta et al., 1989, Arnáez et al., 1990, García Ruiz and Lasanta, 1990, Ruiz Flaño, 1993).

The postmodern notions of Global Change are a derivative of the concept of Climate Change, insufficient to explain the environmental changes as a whole and that has supplanted the true meaning much more linked to the Global Physical Geography or Integrated Physical Geography developed in the 1960s of 20th century but that had a long geographical tradition behind. The integration of the human being in the Global Change arrives later with George Perkins Marsh (1801-1882) and his eternal work *Man and Nature, or Physical Geography as Modified by Human Action* (Marsh, 1865) where he is shown as one of the first geographers that considered the impacts of human beings on nature.

The area studied responds to the questions raised in the introduction about the adoption of a certain spatial scale (Ap. 1.1.3.) within a Global Change study. It has been decided to adopt the river basin scale, we can relate many of the different environmental responses to the inputs it receives (Slaymaker et al., 2009). It has been decided to opt for two temporary visions; one active and one inherited. This research has focused work in two periods; on the one hand, the one that affects our vital scale between the middle of the 20th century and the year 2017 and secondly to the period after the Last Glacial Maximum, since it allows to include the study of the change of biomes, as well as the moment in which the human begins to have the capacity to alter the physical environment already in the Holocene with its first settlements.

The objective of the investigation is to verify the existence of changes in the physical environment produced by the depopulation and the changes of covers related to abandonment in a central area of the Cantabrian Mountains. The final result aims to offer comprehensively analyzed answers to a growing social demand regarding territorial problems such as depopulation, scarcity of water resources, climate change or landscape transformation.

The general hypothesis would be to answer the question of whether the decline in population, abandonment of fields and change in land use has significant hydrological and geomorphological implications that entail significant landscape changes.

Answering this question leads in turn to answer other questions of lower rank:

- a) Is there an increase in vegetation as a result of abandonment?
- b) Is a substantial change in climate occurring in this mountain basin?
- c) Are water resources varying?
- d) Are there changes in the geomorphological activity?

Chapter II. Study area. General characteristics.

The delimited basin, which has been decided to be designated as Alto Pisuerga (Figure 2), has a real surface of 233.66 km² and is a known space in a large percentage of its surface as La Pernía, namesake of the current municipality. It is a low and transitional sector within the Cantabrian Mountains, although never less than 1000 m, and with peaks above 2,000 m on the perimeter. The relief is less energetic than in the massif located to the west, Fuentes Carrionas, although it has its own characteristics, with a very broken, abrupt, chaotic surface and isolated peaks resulting from intense differential erosion such as Peña Tremaya of 1,444 m. or Peña Abismo of 1,735 m.

This basin has been chosen because it has characteristics suitable for this type of research:

- The Alto Pisuerga is one of the most unpopulated areas of the mountain range, allows multiple environmental changes to be monitored from moments before the great rural exodus since it presents very appropriate characteristics for this type of study.
- In the first place, because there are flow data from the entire basin through the records collected from the Requejada reservoir, located north of Cervera de Pisuerga (Palencia), since the 1930s, when it started build the dam, and sedimentary information from 1940, year in which the reservoir was filled with a capacity of 66.42 hm³. In addition, there are no significant water leaks from the basin through hypogeous ducts. The basin meets the two conditions necessary for the study at the global level, it is an interconnected system and the cumulative change can be measured. Being a system with inputs and outputs it would be possible to establish circulation models in the 3 dimensions of space that are summarized in mass, energy and momentum (Slaymaker and Embleton-Hamann, 2009a). In this case the simplest circulation model is given by the entry and exit of water in the basin, but also that formed by the input and output of energy that can be understood through the temperatures of the soil and air.
- Second, because it is the border between multiple environmental variables. It is a space of bioclimatic transition between the oceanic and Mediterranean climate and between the crionival floor and the montane, geological floor between the western Asturian Paleozoic massif and the eastern Mesozoic cover (Ciry, 1939), hydrographic between the basins of the Duero, Ebro and the Cantabrian basins, and even administrative. It has also meant a space that has undergone intense transformations in the environment due to different extractive economic activities of great impact such as extensive transhumant livestock and mining.

- Last but not least, this basin also allows us to weigh current changes from a broader temporal perspective, opening the focus to the most important environmental transformations of which we can have enough data, from the last great glaciation to Late Pleistocene through the entire Holocene.

All of this, nature and cultural transformation of the same, forms a complex landscape of climatic, biogeographic, geological, cultural and even administrative transition with patterns of use typical of a pastoral agro-society that expanded its influence on the surroundings, characterizing grassland landscapes in valley bottoms, smallholder crops adapted to the hillsides in the surroundings of the villages, moored in the inaccessible spaces and altered by the fires, bohey pastures near the villages used as food and rest of the beasts of labor, scrubland and high for the extraction of combustible mainly, and finally supra-forestry grasslands adapted to the crests as sustenance of cattle in summer, whether local or transhumant.

In-depth knowledge of the study area is key to establishing the framework and general characteristics. In this section, the geological synthesis and the configuration of the structural relief have been addressed. On the climate, vegetation and soils, and the population have been given a few brushstrokes since it is going to deepen in the central chapters of the work.

La cuenca del Alto Pisuerga posee una enorme diversidad litológica caracterizada por rocas sedimentarias propias de facies mareales de contacto marino y continental mayoritariamente Carboníferas (figura 13) en contacto con el Devónico y el Silúrico en la parte occidental.

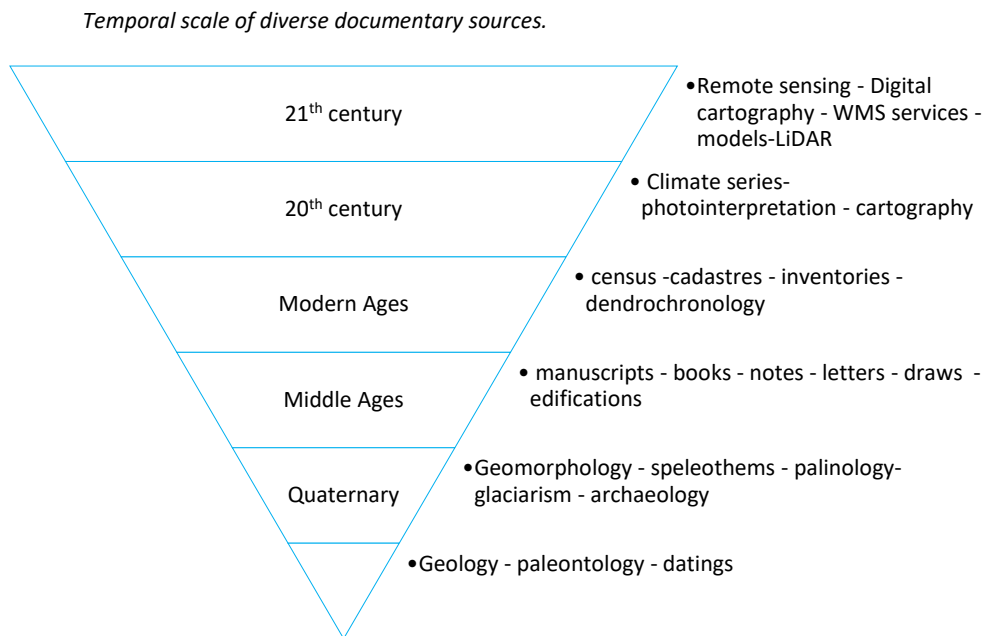
Structurally, the folds have been fractured by faults from multiple directions forming a broken relief dotted with individualized monoclinical structural crests and highlighted by differential erosion. Associated with these projections located on the flanks of the folds has been the formation of very well-defined structural grooves. The geological structure has also directed the hydrographic network forming sections of the valleys in fault line and contoured sections, adapted to the folding. Climatically, this basin is a transitional space between the climate and the Mediterranean climate, in addition to the instability and diversity of atmospheric situations, such as the impression, the proximity, the sea and the zonal situation in continuous contact with the Polar Front. The precipitations are located around the 1,100 ms, usually they are produced until the date and the snowfalls are intense but irregular. The current vegetation of the Alto Pisuerga (figure 35) is adapted to two geo-ecological floors, the montane floor and the sub-alpine floor, the latter being very narrow. Forests exceed 30% of the surface mostly between beech and oak. Beech trees (*Fagus sylvatica*, L) occupy cold, wet slopes facing north. The oak (*Quercus pyrenaica* Willd., *Quercus robur* L. and *Quercus*

petraea (Matt), Liebl) is found in the southern part of the basin over the lower spaces and the solanas, avoiding the calcareous soils. The scrub occupies more than 40% of the surface and the meadows do not reach 20%. The current population is less than 500 inhabitants distributed in 17 localities, the main city of San Salvador de Cantamuda with just over 100 inhabitants.

Chapter III. Methodology

Being a case study that integrates the physical environment as a whole and its historical background has forced to combine methodologies to identify new unknown variables. The methodology followed has been developed throughout the research process. The documentation process, field techniques and instrumentation, laboratory and cabinet work have indicated which of the methodological approaches could be more appropriate.

First, the documentation process includes the use of images, data series, cartography, a model and bibliography. Dependiendo de la época se ha dispuesto de diferentes fuentes. Depending on the time, different sources have been available.



Secondly, fieldwork has been carried out in different campaigns. Among the field techniques, a lithostratigraphic description of deposits collected in Table 6 has been made, the objective of which

is indicated in the following table. Two of the profiles are inside the reservoir (RQa and RQb) whose objective is to look for indicators of change in trends in the sedimentation of the reservoir (1940-2016). In the profile of Casavegas (AC), there are 4 sediment samples for dating the fine sediment by radiocarbon AMS in the laboratory of Queens University of Belfast.

Lithostratigraphic profiles analyzed

Deposit	Type of analysis	Objective
Casavegas (AC)	Granulometric statistics of the fine and coarse fraction in the laboratory. Color, organic content, radiocarbon dating	Know evidence of anthropic changes, characteristics of the sedimentary environment and dates.
Areños (AR)	Granulometry coarse and fine fractions in laboratory	Know if the deposit comes from the slopes or if it is fluvial
Riocerezo (RC)	In situ lithostratigraphic description	Establish similarities with Casavegas deposit (AC)
Verdeña (VE)	In situ lithostratigraphic description	Relate colluvial sedimentation phases
Requejada (RQa)	Granulometric statistics of the fine fraction in the laboratory. Color, organic content	Search indicators of change in trends in the sedimentation of the reservoir (1940-2016)
Requejada (RQb)	Granulometric statistics of the fine fraction in the laboratory. Color, organic content	Search indicators of change in trends in the sedimentation of the reservoir (1940-2017)
Lombatero (LO)	In situ lithostratigraphic description	Identify filling phases in the valley floor
Tres Mares (TM)	In situ lithostratigraphic description	Search for evidence of periglacialism
Peña Briame (PB)	Granulometric statistics of the fine fraction in the laboratory. Color, organic content	Know the type of sedimentation of the deposit that covers the regularized slopes of Sierra Labra
Polentinos (PL)	Lithostratigraphic and granulometric description of one of the fine levels	Know the type of transport

The identification of geoforms in the field has served as the basis for the elaboration of the draft of the geomorphological map and for understanding the modeling and processes of Alto Pisuerga. This work has allowed us to appreciate how most of the active processes are triggered during snow melting after heavy snowfall. This type of work is appreciated above all in Chapter IV but it has been useful for the elaboration of the whole thesis.

The installation of thermal sensors iButton DS1921G in the soil of the Valdecebollas massif has been made to know the thermal characteristics of the soils and the processes related to the cold in the

basin and thus be able to evaluate the periglacial type phenomena and the behavior and duration of the mantle nival in height. The results can be seen in chapter VI as well as the periglacial processes of chapter IV have been described taking into account the current periglacial capacity.

For the elaboration of the second part of chapter VII it has been necessary to measure the flow rates of different streams, as well as the sedimentary load transported. These two measurements have been made in a single day to establish relationships between basins and land use in each of them.

Once all this documentation and field techniques have been developed, the different lab and cabinet works have been developed.

- In the laboratory, a series of sedimentological analyzes have been made from samples obtained in the field of the profiles mentioned in the previous table that required some kind of detailed analysis. The following parameters have been obtained:
 - Granulometric analysis of the fine fraction (less than 2 mm).
 - Definition of paleovelocities
 - Analysis of the color of the sample
 - Measurement of the amount of organic matter contained in the sample
 - Establishment of a magnetic attraction power scale for each sample.
- In cabinet multiple tasks:
 - The **geomorphological map** has been made using the Swiss cartographic system developed by the IGUL (Institute of Geography of Lausanna) (IGUL, 1996, Theler et al., 2010, Reynard and Lambiel, 2015) with some adaptations to the peculiarities of a mid-mountain environment where the slopes covered with colluvial material predominate.
 - In chapter V, the **evolution of land uses** has required the development of evolutionary cartography that has required the use of different methodologies. The decision was made to establish an evolutionary sequence following the methods available or a priori most appropriate for each period. For the eighteenth century, Catastro de Ensenada (1745-1749) was used, in which answers from neighbors gathered provide superficial data on each type of land use at the municipal level. This method has required the conversion of old surface units to the metric system. For the 1950s, photointerpretation was done with aerial images of the US Army Map Service of 1957. Then, geolocalized inventories and satellite images

were used. For the covers in 1997, the forest map of Spain at a scale of 1: 50,000 prepared until 2003 is used and for the case of 2006, the SIOSE system (Land Information and Occupation System in Spain) is used. The classification of supervised satellite images is used for 1972 where the first Landsat images were used and for the study of the covers in 2017 the new Sentinel 2A-MSI satellite images of the ESA. Additionally, for the evolutionary study of biomass, we have worked with the NDVI index. The evolution of the index throws certain uncertainties due to the limited availability of images and the temporal resolution of the Landsat satellite.

- Chapter VI is the one that has required a **statistical analysis of climate data series and water resources** since since the late 50's. The identification of the influence of non-climatic factors on runoff. In order to know that there is a clear incidence in the runoff of other factors external to the climatic variability itself, a linear regression has been modeled between the regionalized climate series (P and T) and the flow at the entrance of the reservoir (Q) for each one of the years with available data. The residual values have allowed us to infer in which years the influence of external factors has had greater influence. This procedure has been widely applied, e.g. Beguería (2003), López Moreno et al. (2011).

- The most important calculation and in which it is necessary to abound has been the **quantification of the hydrological deficit (D)** as a result of the difference between the volume of precipitation (P) and the volume of water at the entrance of the reservoir (Q) follows the next steps:

1. The period 1955-2015 was divided into 6 decennial intervals (1955-65), (1966-75), ..., (2006-2015) with the aim of achieving a better operation with the GIS processing, to include the totality of the years with data available in the calculations, for example not losing the first data available from the reservoir in the mid-1950s.
2. For each of these periods, the average annual P has been calculated. We have also calculated the potential evapotranspiration (ETP) by the Thornthwaite method with temperature and latitude data for each meteorological station to achieve a maximum limit of evapotranspiration (ET) since in this case the real ET (ETR) is not required.
3. The altitudinal gradient of P and ETP was calculated by means of a linear regression for each ten-year interval, 6 in total for P and another 6 for ETP.

4. The gradient of P and ETP is applied to each pixel value using a Digital Elevation Model (MDT) in a GIS software obtaining P and ETP models for each decennial period.

5. Finally, the total of the pixel values of each model (P and ETP) in each time period have been added. The results are given in hm^3 ready to compare with the flow data in the same periods (Q).

- Additionally, the **monthly series** were analyzed and the correlation coefficient of the Spearman non-parametric test ρ was used to detect trends in the flow, precipitation and temperature series ($\alpha < 0.05$) for the whole period studied. The standardized SPEI drought index (Vicente Serrano et al., 2012) has also been determined with the objective of detecting prolonged droughts that explain runoff anomalies.

- The analysis of **ground temperatures** from thermal sensors taken in the field has been to obtain statistical parameters on thermal soil regimes and snow cover duration, freeze-thaw cycles, freeze indices (FH) and Yanwei, 2011) and thermal cartography.

- Finally, the correlation between the sedimentary load, the **land use covers**, and the geological formations has been established from the flow rates and charge in suspension obtained in the field, a nonparametric bivariate correlation has been made to obtain different correlation coefficients and identify possible relationships.

Chapter IV. The tertiary and quaternary modeling. the relief through the different temporal scales and the dynamic and climatic transformation

The chapter is a chronological journey based on the type of modeling predominant to explain the formation of the relief as a whole. In this way, we have tried to offer the geomorphological results. In order for the reader to follow this chapter properly, it has the geomorphological map that is offered at the end of the thesis and by sectors at the end of the chapter.

First, the configuration of the hydrographic network that has been contextualized with the relief of the Duero basin on its right margin is analyzed. In order to understand it, figures 44 and 45 are important. In them, the bases are set for reconstructing the system of glacia-terrace and terraces of Alto Pisuerga, which is detailed.

Up to the current configuration the network has been hierarchized and therefore the capture phenomena and the physiographic characteristics are analyzed.

Secondly, the elements of karstic and glacial modeling are described without going too deep because their representativeness in the basin is low.

The Alto Pisuerga during the Pleistocene has stood out for an intense modeling of slopes of nivoperiglacial type, which has forced the analysis of previous nivoperiglacial landforms and the few examples of active thermal landforms. On the other hand, at the present time there are intense nival phenomena that mobilize the slopes and that in its lower part it is indissociable from the fluvial modeling of valley bottoms.

The nival modeling produced by the fusion water not only affects the higher slopes. This also affects valley bottoms and for this reason section 4.6 dedicated to the fluvial geomorphology of the valley bottom has been decided to study with the term of fluvionival modeling. For its study, the analysis of the lithostratigraphic profile (AC) of Casavegas (figure 94) has been fundamental in which all the analyzes referred to in the methodology have been carried out. Thanks to them, we have been able to correlate shared behaviors with other valleys where profiles have been found (AR), (VE), (RC) and (LO) and in this way know the evolution of valley bottoms.

The set of the geomorphological evolution of the basin is summarized in table 17 where the different levels of terraces and glaciais-terraces are combined, estimated ages, forms and contexts (climate, glacialism, human intervention and other geomorphological processes).

Chapter V. The adaptation of the human being to the physical environment and its capacity to generate changes.

Once the current basin configuration and its modeling are explained, the role of the human being from its first settlements in the Holocene is studied, a period in which there is a drastic change in the environmental conditions with respect to the Pleistocene. The prehistoric period is interpreted from the analysis of granulometry, organic matter, color and magnetism made in the lithostratigraphic profiles of Chapter IV in combination with other nearby studies of the Cantabrian Mountains of pollens, speleothems and archeology to indirectly determine human behavior in relation to the physical environment. For this, figure 107 is very important, where they are compared: a) palynological study of the peat bog of the Riofrío Ports (Fuentes Carrionas) (Menéndez Amor and Florschütz, 1963), b) palynological study of the peat bog of Cueto de la Avellanosa (Polaciones) (Mariscal, 1983), c) study of speleothems and paleotemperatures in the Cobre cave (Muñoz, 2008), d) fluvial deposits in the valley of Casavegas.

For the study of the historical period it has been resorted to the combination of climatic references and close historical events peninsular and European documented. They have been joined from the

16th century dendrochronological data. These have been contextualized with historical events of importance and have been arranged in tables to be able to follow a thread of events.

The periods have been divided in the first place from the Roman period until the beginning of the Little Ice Age (LIA) in the 13th which is coeval with the appearance of the Mesta, that is to say the organization of transhumant movements of cattle towards the mountains in summer. The LIA is separated into three stages until the Maunder minimum is reached, the most difficult historical stage for the population from the point of view of the physical environment. Finally, the 19th and 20th centuries marked by mining are analyzed and a system of traditional organization of the theorized space is established in figure 116.

Section 5.3 provides the numerical data of the results of the analysis of land uses in the different periods exposed in the methodology and its evolution is contextualized with important socioeconomic phenomena, the rural exodus, the livestock transformation or the total incorporation of the basin to the Natural Park of Fuentes Carrionas and Fuente del Cobre.

Finally, the general results of this process have been provided through graphs and tables from which the main idea of an intense transformation is extracted up to the 1980s on cultivated spaces and a subsequent stabilization of changes. It is very relevant also the section 5.4.2. which shows how the property regime is clearly a direct element of the plant transformation. In addition, it has been analyzed how altitudinal vegetation has advanced, raising the main causes and a relevant role of geological formations has been discarded by correlation.

The chapter ends with a summary of the main changes and a cartographic comparison of the current situation and that of 1968 following the theory of geosystems (Bertrand and Bertrand, 1968), currently in disuse but very illustrative. The images offered afterwards, those available, all referred to high spaces, indicate few variations from the visual point of view, justifying, especially in the case of the most recent ones, the deceleration in plant advancement since the 80s.

Chapter VI. The hydrology and the variability of the current climate.

This chapter offers the results about changes in climate and water resources, and also explains the causes and factors that cause them.

The first part of the chapter is devoted to an evolutionary and individualized analysis of available climatic variables, precipitation, average, maximum and minimum temperatures. Then we go to study the drought index and finally, in section 6.1.4 we study the climatic variables linked to the

cold. Given the importance of snowfall and the cold of the upper reaches of the basin, this apart is wider than the rest. In the case of snowfall, a correlation is made between the few available data of this variable, number of snow days, thickness and water equivalency values of a telemetry meter in Valdecebollas as of 2008 and values of thicknesses and equivalence in water modeled from 1980 for all of Spain with a resolution of 10 km² (Alonso González et al., 2018). In the case of ground temperatures, the data obtained from the buried sensors is analyzed. This section shows a map prepared from the temperatures obtained and the data are summarized in table 36 where the days with temperatures below 0 and -2°C appear, the freeze index, the freeze/ thaw cycles, the probability of seasonal frozen grounds (French, 2007), and the depth of freeze.

The second part of the chapter analyzes how the flows have been decreasing in relation to rainfall and temperatures. It is very important the figure 165 in which the evolution of the residual values of the linear regression between P, T and Q is presented. This figure allows to identify the years in which the climatic parameters (P and T) are not sufficient to explain Q. From there, intermediate results are explained in the process of quantifying the difference between the flow registered at the entrance of the reservoir and the volume of precipitation, the hydrological deficit (D). The linear regressions used, and the digital terrain models created from them are provided.

Once the hydrological deficit is quantified, the causes of this are analyzed in section 6.2.2. The analysis is done in three directions that indicate the results of the previous sections. These are an increase in evapotranspiration (ET), a change in land uses and the existence or not of snowfall. It is interpreted that there has been a combined action of these variables with different intensity according to years and periods.

The chapter is completed by providing a monthly view of monthly variations of the climate and the fluvial regime by correlating flow, precipitation and temperatures in the period 1962-2014 from which climate and runoff behaviors are interpreted around the certainty of that the peaks of spring flood have been advancing to the month of March when at the beginning of the series they were in the month of May.

Chapter VII. Sedimentary behavior and water modeling capacity in the basin.

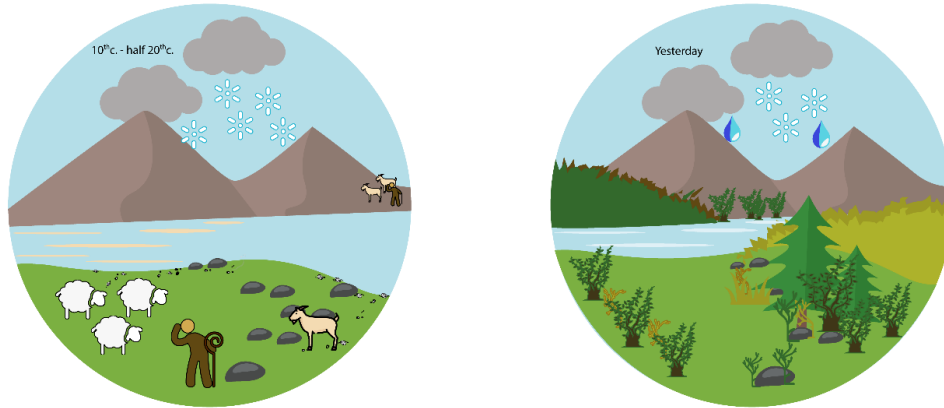
This chapter is divided into two clearly differentiated parts, on the one hand the rhythm and characteristics of the environmental processes through the analysis of the landings in the reservoir of Requejada, and on the other, the current transport capacity. Global Change tends to generate changes in sediment source areas, in the connectivity between slopes and channels or the modification of the channels themselves (Ibisate et al., 2011, García Ruiz et al., 2015, Besné and

Ibisate, 2015). The maximum population is often linked as the most active moment from a geomorphological point of view (Molinillo et al., 1997, Liébault et al., 2005) and the subsequent decay of morphogenic activity due to the growth of plants. Therefore, the study of sedimentation or siltation of reservoirs offers an opportunity to induce changes in the functioning of the physical environment. In the reservoir of Requejada there are two main basins of contribution. To the north, the Pisuega main basin (RQb) and the Castillería basin (RQa) to the east, both included within the study basin. Two profiles were studied in the interior of the reservoir where the main granulometric and evolutionary characteristics (figures 179 and 185), the organic matter and the main statistics were determined. When carrying out a comparative analysis of the available data (table 47), the following trends that presumably would have an influence on the sedimentation in the reservoir can be appreciated. In this table they have tried to situate temporarily the different levels of the deposits with help of the levels of the reservoir and the hydrological and climatic contexts.

The second part completes the sedimentary analysis by analyzing the transport capacity. The results of the flows and the load measured simultaneously in 9 sub-basins of different sizes are shown (Figure 189), three of them superimposed and that coincide with the main valleys. For this, the relationships between flows, load and land uses in the different sub-basins are presented. The numerical data obtained from these 3 variables in each sub-basin are summarized in different tables.

By non-parametric rho Spearman bivariate test that relates the sedimentary load at the output of each of the sub-basins with the percentages of the different soil covers that there are determining only two covers correlated from the statistical point of view. In an analogous way, the sedimentary load at the output of each of the hydrographic sub-basins has been related to the percentages of the different geological formations that exist in them without obtaining clear results.

CHAPTER VIII. CONCLUSIONS



- ✓ Changes have been constant along the natural history in the Alto Pisuerga catchment. The structural configuration finished at the Upper Tertiary with the Alpine orogeny. Immediately after, the hydrographic paleo network erodes the antique valley bottoms which now are hanged around 120 m (T1) above the current valley bottoms. These are in line with erosion surfaces common in whole Duero Basin. The draining gap of this large catchment towards Atlantic Ocean with following base level decrease of Pisuerga river and a likely tilting after Miocene aided to evacuate tens of meters of sediment from headwaters. This process won't be lineal because is possible to distinguish a paleo valley hanged 40 m (G-T2) above the current valley bottoms. The process hasn't yet finished and there are bottom sediment deposits drained by maladjusted rivers because the large volume of sediments of slopes. Furthermore, the presence of huge Triassic boulders dispersed and disconnected from their source responds to a fluvial dissection posterior to his movement, aided by cold and wet environmental conditions.
- ✓ In the final phase of dissection, during Pleistocene glacial and interglacial periods, the climate is the main agent which modelling valleys creating a succession of terraces and glacia-terraces with climatic origin (G-T3, G-T4, T5, T6, T7 y T8) below the last valley bottom hanged (G-T2). During these stages there weren't changes of level base so strong like the previous, between T1 and G-T2, that had generated captures between tributary valleys like one between Riocerezo and Lombatero headwaters, tributary of Pisuerga by the right margin in St^a María de Redondo. The progressive incision of the Pisuerga, joined to the enlargement of its hydrological network to the right margin, has provoked the non-adaptation of fluvial courses

located at North of the village of Areños whom courses haven't yet reached the equilibrium line.

- ✓ The deposits of the last terrace (T8) structure the current valley bottoms. T8 is constituted of fluvial boulders and cobbles, with larger sizes than current stream competency of the rivers, associated to torrential episodes. Through dating in the Casavegas valley, in the base (AC-1) and in the roof (AC-3) of T8, have been determined its sedimentation between 20 and 10 ka. BP. Internally there are two phases of boulders intercalated by a scarce or null level of fine sediment. Both stages have been associated at paraglacial conditions. The lowest level (AC-1) is composed by larger boulders dated in 19.621 -19.239 a. cal. BP. which are clearly after LGM although it could be coetaneous with a glacial phase of retrogression. The upper level (AC-3) has smaller boulders and were sedimented after Younger Dryas. This sequence of coarse sediments in a gradation from highest to lowest and with scarce of intermediate fines (AC-2) have been distinguish clearly in profiles from valleys of Riocerezo (RC), Areños (AR) y Lombatero (LO).
- ✓ This fluvial evolution is coherent with the glacier dynamism of High Pisuerga catchment, with fourteen cirques in total. Only two of them, located below Peña Carazo and Valdecebollas, exceeding the circus typology and created small alpine glacier with moraines of two and until three dynamic stages. These were; maximum glacier extension phase, intermediate backward moving phase and late-glacial phase. Despite the complexity of Valdecebollas cirque with three main large glacial advances, was the glacier located at the north of Peña Carazo, the most extensive because the lowest moraine is at 1,550 m oriented to the East and with traces of paraglacial and post-glacial geomorphological dynamism. Parallely the Pleistocene cold and snow let evidences of periglacialism affecting the hydrographic network developing asymmetric and clogged valleys of sediment. Also were originated alternating of solifluction and gelifluction movements that today are covered by Holocene deposits. Those were founded close Peña Carazo at 1.860 m and close Tres Mares peak at 1,520 m.
- ✓ In the first half of the Holocene, from 10,235 – 10,117 a. cal. BP and until a moment close to 6,000 a. BP occurs filling the valley bottoms. Very fine sands (90-63 μm), silts and clays from the slopes in a saturated flow type with mudflows and solifluction move slowly until reaching a maximum velocity of $5.5 \cdot 10^{-3}$ m/s. This process was produced by a greater snowfall than the current one with temperate temperatures and high water availability. These conditions helped the expansion of mixed deciduous forests, especially oak and

beech. These species could have favored the transport of sediment due to their scarce understory and the absence of leaves in winter. The valley sections with slopes lower than 3° and with little competent water courses such as the one of Casavegas, Riocerezo or Areños help the process of flooding of the valley bottoms without being able to transport these volumes of sediment downstream.

- ✓ During the Holocene, colluvial fillings accumulate with fine sediments, between 1 and 2 m, above the T8 terrace from the slopes displaced to the bottom of the valley in conditions of saturation by snowmelt. These fillings consist of an interruption with coarser sediments approximately towards the half of their thickness that by correlation corresponds to the AC-5 level of Casavegas profile. At this moment there is a drastic change in environmental conditions, around 5.4 ka. BP, with an increase in sediment volume and a decrease in grain size that can be attributed to the human being in line with the palynological studies of the environment. This change is also seen in the number of magnetized minerals in the sediments that indicate a deforestation activity through wildfires. This moment marks the beginning of the Anthropocene, that is to say, of the capacity of the human being to alter the physical environment and in particular the slopes and bottoms of valley as a consequence of the livestock and agricultural exploitation from the Neolithic. It would also allow us to start using the notion of Global Change involving the human being and the changes of the physical environment induced by it.
- ✓ Although the livestock society that emerged at this time is still present, the degree of intensity in the transformations of the physical environment has not been linear. Pollen studies and the competency of deposits indicate a certain cessation of human activity between 3.5 - 2.8 ka. BP and in the period after Romanization. During this stage, the sedimentation rate increased markedly, generating intense deforestation. From then on, there were medieval settlements, the system of internal exploitation of the territory and the subsequent external influence of transhumance, the phenomena that had the greatest influence on the environment. A system was established that lasted until the mid-twentieth century and had its demographic ups and downs modulating the pressure exerted on natural resources. Among them was the Little Ice Age with several cold peaks as the Maunder minimum (1645-1715) and the Maldá pulsation (1780-1790) together with epidemics, plagues and conflicts, complicated the living conditions in this mountainous space. However, not even at this time there was the loss of population that occurred from the 1950s onwards.

- ✓ This exodus led to the total disappearance of crops in the 1970s, and a reduction of grasslands in valleys and high pastures close to 68%, equivalent to approximately 40 km². These pasture spaces were replaced by scrub and young forests that in the case of the high pastures has raised the altitudinal threshold by 200 m due to the decrease in livestock pressure. The most pioneering arboreal species is *Quercus pyrenaica*, especially in the south of the catchment. The rest of the spaces remained relatively stable. In the most abandoned spaces, the revegetation process takes place according to the structure of the property. It is triggered much faster in private plots than in communal spaces, logically starting the revegetation in crops and pastures of the most inaccessible and least productive spaces. Apart from the grounds on limiting calcareous areas, the vegetation does not follow a lithological pattern in its expansion that is homogeneous altitudinally.
- ✓ The process is rapid until the years 1970-1980 with the total scrubbing of the crops, which in 1957 represented 9.3%, and the perimeter of the abandoned pastures. The reduction of pastures in this period was 20.5% going from being 53.5% to 32%. The forests in this decade had also increased to 35%. Due to a loss of vigor due to the increase in average annual temperatures and the irregular availability of water, the development of the trees slows down. The thicket, however, continues to advance on the pastures and currently these already exceed 40% while the grasslands only represent 17% of the surface.
- ✓ Overall, the transformation of the environment produced in the period of greater plant colonization suggests that it has limited the production of runoff. During this period of plant expansion there has been a clear decrease in runoff of 21.4%. This decline has not been able to be justified by the rainfall, which has remained stable without a clear trend. The increase in temperatures since the middle of the century (0.2°C / decade), and therefore of evapotranspiration, has exacerbated this decrease in runoff, especially in the 80s and 90s, when the greatest thermal increases occurred. In spite of this, the increase in maximum potential evapotranspiration, the worst scenario, is lower than the decrease in runoff.
- ✓ In addition to the vegetation, snow is the other crucial parameter in the control of runoff. The years with strong negative runoff anomalies, that is, they are not explained by precipitation and temperature, coincide with the greatest negative snowfall anomalies in number of days and volume (≈ -1). These annual periods coincide with the years with the highest average annual temperatures, which means that these have led to a reduction in water resources.

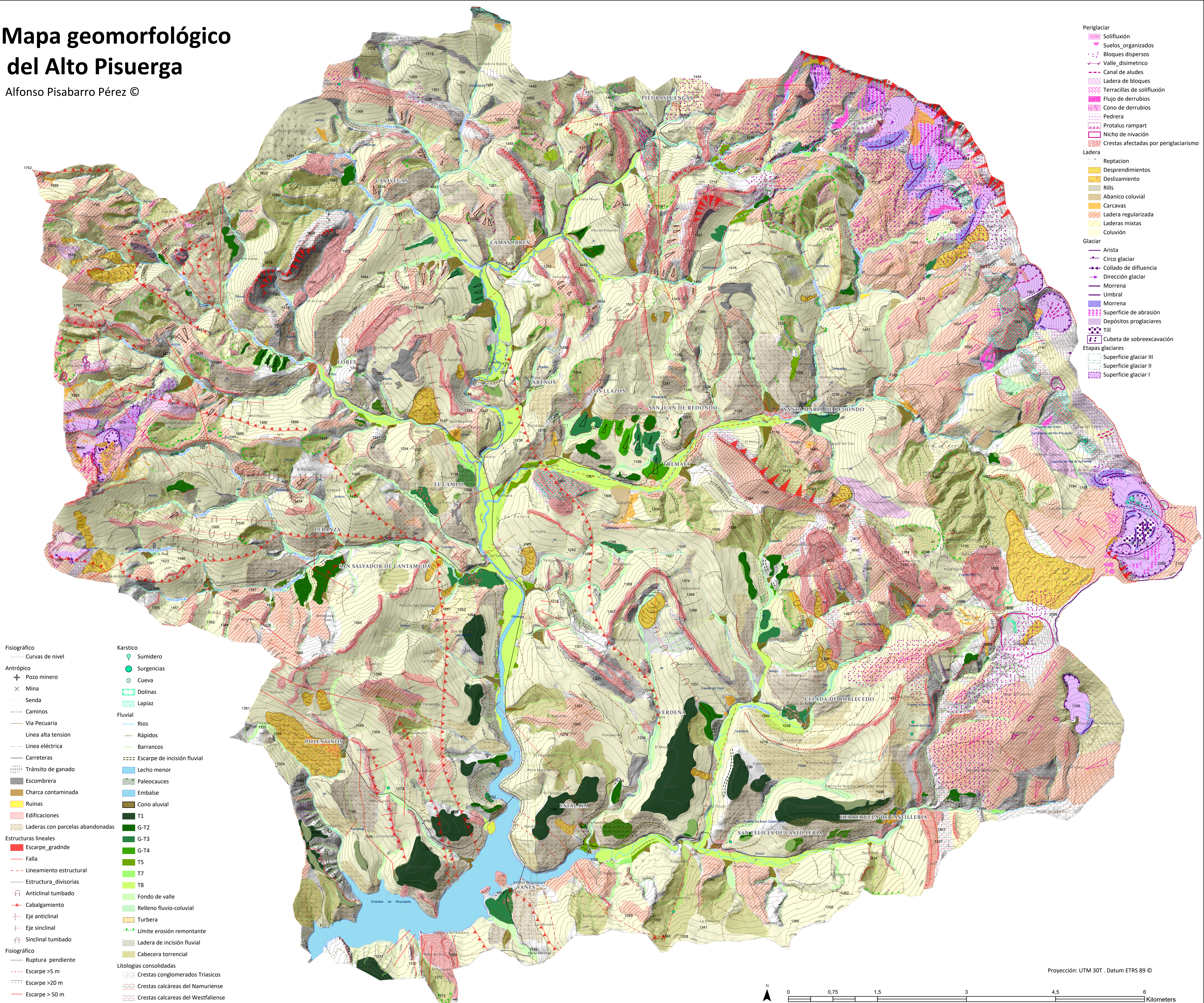
- ✓ The proportion of precipitation of water and snow in relation to the average flow indicates that with the same volume of precipitation, in the years with more snowfall, more runoff occurs. It is precisely the years 1990 and 2000, in which there were very few snowfalls, the periods in which the precipitations to the flows are worse adjusted.
- ✓ The vegetation only has the capacity to drastically reduce runoff in the absence of snow mantle. For this reason, in the period with less snowfall (80s and 90s) the water absorption by the vegetation was higher and the hydrological deficit increased.
- ✓ The increase in average temperatures in the winter and spring months has modified the characteristics of the annual flow regime, advancing from May to March the maximum as a result of a faster melting of the snow.
- ✓ In no case the maximum flows have had to do with large storms that usually trigger in autumn. The registered snow volumes are subject to a very large inter-annual variability that makes it impossible to establish a trend beyond the reduction of snowfall between the 80s and 90s.
- ✓ At present the incidence of cold processes in the basin, apart from snow, is limited to a narrow altitudinal belt above 1,900 m. The crinival floor presents some sectors favorable to the formation of seasonal frozen grounds dependent on the altitude (above 1,950 m). The relief, the orientation and the snow mantle, and the development of periglacial forms (above 1,900 m). Although the two data collection winters have been very warm, temperatures below 0°C have been recorded for at least one month in the V22 sensor at 1,980 m in shady and north-facing.
- ✓ The granulometric analyzes obtained in the RQa profile, the only profile with clear results, indicate that the decrease in runoff has influenced the caliber of the sediments, reducing it in its sandy fraction up to 3 mm since 1940. In addition, the proportion in favor of silts and clays with respect to sands has increased to almost 80% at present compared to 45% at the base of the deposit. The evolution of organic matter in the sediments of the interior of the reservoir has also increased from 3 to 7% in parallel to the decrease in the caliber of the sediments. The results of this analysis indicate that the observed processes of stabilization of slopes and plant colonization of river banks in all the courses of Alto Pisuerga are having an influence against erosion and sediment transport.

- ✓ By means of the simultaneous analysis of transported load and dominant cover in the respective sub-catchments, it has been possible to induce that beech forests produce the greatest sediment load, as well as logically the valleys with the largest bare ground. By the same method it has been possible to detect that the geological formations have a reduced influence on the volume of load transported, being the calcareous formations devoid of vegetation those that have less influence on the transported load

- ✓ The change in the functioning of the environment has been a constant throughout the natural and recently cultural history in the Alto Pisuerga. This history has left natural structures that have conditioned human use but above all it is this human use that conditions the current dynamics and the global changes of the Alto Pisuerga. Renaturation involves the sum of the inherited anthropic influence and the natural and anthropic processes now functional in the framework of global warming. In general, this dynamic can be extrapolated to the whole of the Cantabrian Mountains since it is subject to the same socio-cultural conditions.

Mapa geomorfológico del Alto Pisuerga

Alfonso Pisabarro Pérez ©



- Fisiográfico**
- Curvas de nivel
- Antropóico**
- Pozo minero
 - Mina
 - Senda
 - Caminos
 - Via Pecuaría
 - Línea alta tensión
 - Línea eléctrica
 - Carreteras
 - Tránsito de ganado
 - Escombrera
 - Charca contaminada
 - Ruinas
 - Edificaciones
 - Laderas con parcelas abandonadas
- Estructuras lineales**
- Escarpe_gradnde
 - Falla
 - Lineamiento estructural
 - Estructura_divisorias
 - Anticlinal tumbado
 - Cabalgamiento
 - Eje anticlinal
 - Eje sinclinal
 - Sinclinal tumbado
- Fisiográfico**
- Ruptura pendiente
 - Escarpe >5 m
 - Escarpe >20 m
 - Escarpe > 50 m

- Karstico**
- Sumidero
 - Surgencias
 - Cueva
 - Dolinas
 - Lapiaz
- Fluvial**
- Ríos
 - Rápidos
 - Barrancos
 - Escarpe de incisión fluvial
 - Lecho menor
 - Paleocauces
 - Embalse
 - Cono aluvial
 - G-T2
 - G-T3
 - G-T4
 - T5
 - T7
 - T8
 - Fondo de valle
 - Relleno fluvio-coluvial
 - Turbera
 - Límite erosión remontante
 - Ladera de incisión fluvial
 - Cabecera torrencial
- Litologías consolidadas**
- Crestas conglomerados Triásicos
 - Crestas calcáreas del Namuriense
 - Crestas calcáreas del Westfaliense

- Periglacial**
- Soliflucción
 - Suelos_organizados
 - Bloques dispersos
 - Valle_disimetrico
 - Canal de aludes
 - Ladera de bloques
 - Terracillas de soliflucción
 - Flujo de derrubios
 - Cono de derrubios
 - Pedreira
 - Protalus rampart
 - Nicho de nivación
 - Crestas afectadas por periglaciarrismo
- Ladera**
- Reptacion
 - Desprendimientos
 - Deslizamiento
 - Rills
 - Abanico coluvial
 - Carcavas
 - Ladera regularizada
 - Laderas mixtas
 - Coluvión
- Glaciar**
- Arista
 - Circo glaciar
 - Collado de difluencia
 - Dirección glaciar
 - Morrena
 - Morrena
 - Superficie de abrasión
 - Depósitos proglaciares
 - Till
 - Cubeta de sobreexcavación
- Etapas glaciares**
- Superficie glaciar III
 - Superficie glaciar II
 - Superficie glaciar I



Universidad de Valladolid