

## Trabajo Fin de Grado

Reconstrucción de variables climáticas en el sector  
oriental de la Cordillera Ibérica mediante técnicas  
dendrocronológicas

Climatic reconstruction in the eastern sector of the  
Iberian Range using dendrochronological  
techniques

Autor

Paloma Barranco Mozos

Directores

Miguel Ángel Saz Sánchez  
Ernesto Tejedor Vargas

# ÍNDICE

RESUMEN .....	1
ABSTRACT .....	1
1. INTRODUCCIÓN .....	2
1.1. LA COMPLEJIDAD DEL SISTEMA GLOBAL EN LA SUPERFICIE DE LA TIERRA .....	2
1.2. LOS REGITROS PALEOCLIMÁTICOS .....	3
1.3. HISTORIA DE LA DENDROCRONOLOGÍA .....	5
1.4. JUSTIFICACIÓN .....	6
2. OBJETIVOS .....	7
3. ÁREA DE ESTUDIO: “LOS LORES” T.M. DE MOSQUERUELA (TERUEL) .....	7
4. DATOS Y MÉTODOS .....	11
4.1. LA INFORMACION DENDROCLIMÁTICA. LOS ANILLOS DE CRECIMIENTO DE LAS ESPECIES LEÑOSAS. ....	11
4.2. EXTRACCIÓN DE MUESTRAS EN CAMPO .....	12
4.3. SINCRONIZACIÓN DE MUESTRAS .....	14
4.4. MEDICIÓN DE MUESTRAS .....	16
4.5. ESTANDARIZACIÓN DE LAS SERIES DE CRECIMIENTO .....	17
4.6. CREACIÓN DE LAS CRONOLOGÍAS .....	17
4.7. LOS DATOS CLIMÁTICOS .....	18
4.8. LA RELACIÓN CLIMA-CRECIMIENTO .....	20
4.9. CALIBRACIÓN-VERIFICACIÓN .....	21
4.10. RECONSTRUCCIÓN CLIMÁTICA .....	22
5. RESULTADOS .....	23
5.1. SINCRONIZACIÓN .....	23
5.2. CREACIÓN DE LAS CRONOLOGÍAS .....	25
5.3. LOS DATOS CLIMÁTICOS Y RELACIONES CLIMA-CRECIMIENTO .....	26
5.4. CALIBRACIÓN-VERIFICACIÓN .....	27
5.5. RECONSTRUCCIÓN .....	30
6. DISCUSIÓN .....	31
6.1. SINCRONIZACIÓN .....	31
6.2. CREACIÓN DE LAS CRONOLOGÍAS .....	32

6.3.	LOS DATOS CLIMÁTICOS Y RELACIÓN CLIMA-CRECIMIENTO .....	32
6.4.	CALIBRACIÓN-VERIFICACIÓN .....	34
6.5.	RECONSTRUCCIÓN .....	34
7.	CONCLUSIONES .....	38
8.	BIBLIOGRAFÍA.....	39

## **RESUMEN**

Los periodos húmedos y las sequías, siendo éstas últimas un fenómeno frecuente en el ámbito mediterráneo, han generado consecuencias en los sistemas naturales e impactos en las actividades socioeconómicas. Para poder pronosticar en el futuro estos sucesos, pudiendo prevenir a la sociedad y adaptar sus actividades ante estos sucesos, se ha determinado la necesidad de conocer mejor la evolución del pasado.

En este trabajo se presenta una reconstrucción del índice de precipitación y evapotranspiración estandarizado (SPEI) en el barrano de los Lores (Mosqueruela, Teruel). Para ello se han utilizado 30 muestras de madera con las que se ha podido correlacionar el crecimiento de los árboles con el clima, pudiendo elaborar una correcta sincronización, medición y función de transferencia con la que realizar una reconstrucción final de 340 años.

De este modo, se ha podido observar la presencia de 12 años extremos húmedos y 2 años extremos secos, junto con 5 periodos húmedos y 6 periodos secos especialmente marcados. Toda esta información se ha relacionado con otras reconstrucciones generadas en el Sistema Ibérico, coincidiendo en los años principalmente más extremos y visualizando de este modo los patrones sinópticos atmosféricos comunes que han surgido sobre el territorio.

Palabras clave: sequías, dendroclimatología, paleoclimatología, Sistema Ibérico, Mosqueruela.

## **ABSTRACT**

Wet periods and droughts, the latter being a frequent phenomenon in the Mediterranean, have had a significant impact on natural systems and on the socio-economic activities. In order to be able to predict these events in the future, in order to protect society and adapt its activities to these events, it has been determined that there is a need for a better understanding of the evolution of this phenomena in the past.

This work presents a reconstruction of the standardized precipitation and evapotranspiration index (SPEI) in Barranco de los Lores (Mosqueruela, Teruel). For this purpose, 30 wood samples have been employed to correlate the growth of the trees and climate conditions, to elaborate a correct synchronization, measurement and transfer function thanks to which to carry out a final reconstruction of a 340-year.

This way, it has been possible to detect the presence of 12 extremely wet years and 2 extremely dry years, together with 5 significant wet periods and 6 significant dry periods. All this information has been related to other reconstructions conducted in the Iberian System, showing a coincidence in the detection of the most extreme years and thus visualizing the common synoptic atmospheric patterns that have arisen over the territory.

Keywords: droughts, dendrochronology, paleoclimatology, Iberian Range, Mosqueruela.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. LA COMPLEJIDAD DEL SISTEMA GLOBAL EN LA SUPERFICIE DE LA TIERRA

El sistema global de la Tierra y cada uno de los subsistemas que lo integran son dinámicos y manifiestan procesos evolutivos, siendo el cambio una de las características esenciales de la superficie de la tierra y de sus paisajes. Las características climáticas de un determinado espacio geográfico por lo tanto no son fijas sino que evolucionan, condicionando el desarrollo de los paisajes a la vez que evolucionan las poblaciones que lo habitan (Sanz Herráiz, 2009). Por procesos naturales se producen ciclos climáticos; es decir, épocas en las que las condiciones climáticas han cambiado apareciendo periodos más cálidos o más fríos de lo que suele ser común en la historia de nuestro planeta (Sanz Herráiz, 2009).

Sin embargo, por lo general, a una pequeña escala temporal en relación con la edad de nuestro planeta, cada espacio físico suele tener unas características climáticas establecidas y notablemente fijadas también por los procesos y factores, tanto físicos como biológicos, que están relacionados con ellos (Sanz Herráiz, 2009).

España se sitúa dentro de las latitudes templadas, aunque ya cerca de la zona de circulación subtropical. Esto lleva a que si bien los climas existentes en nuestro país, más allá de los más extremos de las zonas de montaña o los espacios con climas desérticos, están dentro de esa categoría de templados. Esa posición latitudinal nos lleva a la existencia de una elevada variabilidad interanual, presentando una estacionalidad contrastada que condiciona en la vegetación claras paradas invernales y óptimas condiciones del crecimiento en primavera y verano (Novak, 2017), aunque con anomalías en este que no se producen con tanta frecuencia en leñosas de latitudes más altas.

A su vez, la zona de este estudio se concreta más en la zona mediterránea que presenta un clima con máximas de precipitaciones en otoño y sequías estivales. También suelen frecuentar fuertes precipitaciones acumuladas entre años, eventos de periodos secos prolongados y eventos de vientos secos y cálidos (Cuadrat et al, 2007). De este modo se puede observar que conforme la escala de tamaño se hace más pequeña, las características climatológicas se pueden definir con mayor detalle; suceso que ocurre en el clima mediterráneo en comparación con el de la península, siendo éste un clima más extremo que el de los climas templados del resto de la península.

Aun así, en cualquiera de las escalas que se quiera centrar el estudio, cualquier cambio importante en un subsistema físico o biológico suele inducir cambios y ajustes en los restantes. Por ejemplo, a nivel global, los cambios geológicos en la distribución de tierras y mares influyeron en la distribución de los climas y la extinción, evolución y diversificación de los seres vivos (Sanz Herráiz, 2009).

Por tanto, en ciertas etapas temporales del planeta tierra, y por diversas razones, se han generado variaciones de un sistema o de varios que interactúan entre ellos, provocando cambios climáticos a escala global y afectando a su vez a las escalas más locales o regionales. A lo largo de la historia del planeta se estima que ha habido varias de estas fases donde se

generan variaciones respecto a los usuales valores del clima; han surgido periodos glaciales del orden de cientos o hasta miles de años de episodios de fuertes fríos (Duarte, 2009) y remontando ya a la etapa del holoceno aparece el periodo cálido ambiental transcurrido entre el siglo V al siglo XIV y la pequeña edad de hielo transcurrida entre el siglo XIV y el siglo XIX.

El cambio climático es un proceso físico-químico que se genera de manera natural a lo largo de la historia del planeta, manifestado cambios en los parámetros climatológicos y en los factores que están asociados a ellos (Sanz Herráiz, 2009). Sin embargo, dicho cambio, como cualquier otro que puede ser producido en el subsistema terrestre, puede ser mitigado o amplificado en su interacción con el resto de subsistemas que están encadenados o implicados en el mismo. Estas relaciones son complejas debido a la diversa naturaleza de estos subsistemas y sus múltiples integraciones con los sistemas biofísicos pero en la actualidad se está incorporando un nuevo componente que hasta el momento había tenido una intervención prácticamente inapreciable: la actividad antropogénica.

Muchos científicos trabajan y estudian sobre el tema del cambio climático y su posible relación con las actividades antrópicas (generadas sobre todo en los países desarrollados y en vía de desarrollo), pero en este estudio no se centra en las posibles causas por las que se podrían estar produciendo estas fluctuaciones climáticas, sino que trata de analizar la posible presencia de comportamientos climáticos anómalos en el clima reciente en un contexto temporal más amplio.

Para poder llegar a conocer el clima actual de la Península Ibérica y más concretamente para la zona mediterránea, y llegar a comprender el contexto en el que se sitúa, se pretende comparar este periodo con momentos anteriores a esta masiva intervención antrópica sobre el sistema climático, ya que en estos periodos temporales se estiman que su evolución se encontraba únicamente en su estado natural, con unas condiciones atmosféricas menos afectadas por el consumo y exceso de las actividades e intervenciones antrópicas.

Para generar dicha comparación se tiene en cuenta que hoy en día hay presente gran cantidad de registros instrumentales que recogen una serie muy amplia de datos climáticos y que están a disposición de la población pero es de gran dificultad encontrar informaciones climáticas de las épocas anteriores. Esto es debido a que hay una ausencia de registros climáticos que pudieran corroborar la climatología anterior al siglo XIX. En España hasta mediados del siglo XIX la información instrumental fue prácticamente inexistente, reduciéndose únicamente a series barométricas y termométricas iniciadas en Madrid en 1737 y a otras observaciones regulares desarrolladas a lo largo del siglo XVIII en Barcelona y Gibraltar (Saz, 2003a).

## **1.2. LOS REGITROS PALEOCLIMÁTICOS**

Para conocer el clima anterior a estos periodos se emplea la paleoclimatología, una ciencia que se encarga de estudiar, reconstruir e interpretar los climas del pasado, tratando de identificar las variaciones climáticas. Para ello utiliza las señales que quedan registradas en elementos bióticos o abióticos, que se desarrollan o se desarrollaron en la superficie de la

tierra y que han estado en contacto con los climas de los que se quieren conseguir información. Dichos elementos abióticos o bióticos pueden proceder de diferentes fuentes (marinas o terrestres) y cada uno de ellos tiene sus dificultades, limitaciones y ventajas para realizar las dataciones de las muestras y obtener los registros. Estas señales o registros con las que se trabajan pueden estar fijadas sobre los depósitos marinos, depósitos glaciales, terrazas fluviales, paleosuelos, espeleotemas, cores de hielo, sedimentos biogénicos (moluscos, diatomeas), polen, esporas, microfósiles, restos de insectos o moluscos y anillos de crecimiento anual de los árboles (tabla 1); siendo éste último elemento biótico el que se va a emplear para generar una adecuada datación del clima (Saz, 2003b).

ORIGEN		FUENTE DE INFORMACIÓN	RANGO TEMPORAL
Geológico	Oceánico	Depósitos marinos Formas asociadas con cambio en el nivel del mar	10 a 10 <sup>8</sup> años
	Continental	Terrazas fluviales y paleosuelos Formas y depósitos glaciales Dinámicas de pendientes Depósitos eólicos Espeleotemas Travertinos Sedimentos de lagos Cores de hielo	100 a 10 <sup>5</sup> años 10 a 10 <sup>6</sup> años  100 a 10 <sup>5</sup> años  10 a 10 <sup>5</sup> años 10 a 10 <sup>6</sup> años
Biológico	Oceánico	Sedimentos biogénicos (moluscos, diatomeas)	
	Continental	Anillos de crecimiento anual de los árboles Paleontología y arte rupestre Polen, esporas Restos de insectos Restos de moluscos Corales Microfósiles	10 a 10 <sup>4</sup> años 10 a 10 <sup>8</sup> años  10 a 10 <sup>5</sup> años
Histórico	Documental	Observaciones y documentos históricos Registros históricos de fenómenos naturales	
	Instrumental	Observaciones históricas instrumentales	10 a 10 <sup>4</sup> años

*Tabla 1: Fuentes de información paleoclimática y sus rangos temporales.  
Fuente: Saz, 2003b y Tejedor, 2017.*

La variabilidad y el cambio en las condiciones climáticas tienen un impacto importante sobre los sistemas naturales y conocer cuáles eran el comportamiento de estos árboles en el pasado puede ayudarnos a responder en gran medida a la pregunta de cuáles eran los condicionantes ambientales del mismo, entre ellos los climáticos.

La técnica que se va a aplicar es la dendrocronología que usa los anillos de crecimiento de los árboles datados al año exacto de su formación para analizar e interpretar la información que contienen (Kaennel y Schweingruber, 1995). A su vez, la dendrocronología utiliza las series de crecimiento anual de las especies leñosas en las latitudes templadas donde los anillos están

bien establecidos y diferenciados; pudiendo de este modo extraer la información climática a partir de las variaciones del clima que les ha visto afectados en el desarrollo del crecimiento de los árboles y pudiendo llegar a reconstruir a posteriori el clima del pasado (Saz, 2003b).

Las aplicaciones del estudio del crecimiento radial de una masa forestal pueden ser variadas: desde las relacionadas con aspectos ecológicos, a geomorfológicos, hidrológicos o arqueológicos, pudiéndose en este sentido hablar de dendroecología, dedrogeomorfología, dendrohidrología y la dendroarqueología respectivamente. En el caso de la reconstrucción paleoclimática suele hablarse de dendroclimatología.

La dendroclimatología, como método de reconstrucción paleoclimática, presenta una serie de ventajas y de desventajas asociadas. Por un lado, la información que se puede obtener tras ser datadas las muestras de madera correctamente, es una información continua en el tiempo, de resolución anual, objetiva y de carácter cuantitativo sobre la temperatura y la precipitación. Por otro lado sin embargo, los árboles son seres vivos que tienen una edad limitada y en espacios como el nuestro en los que el territorio se ha visto sometido a una intensa ocupación es difícil encontrar ejemplares que superen los 1000 años, al menos suficientes como para que las cronologías tengan la suficiente significación estadística, por lo que no se pueden llegar a recoger datos de épocas muy antiguas, limitándose a la longevidad que tenga cada árbol.

También se ha de tener en cuenta que la información obtenida por el crecimiento de los árboles está influenciada por factores que no son exclusivamente el clima: como la tendencia biológica de crecimiento de los árboles y su efecto que provoca en la edad y el tamaño (De Luis et al, 2009), la acumulación de reservas en el árbol en el ciclo de crecimiento anterior y las características de orígenes genético que predisponen los rasgos fenotípicos de los individuos (Novak, 2017). Otros factores que también influyen en el crecimiento son los factores bióticos asociados a los ataques de insectos (Sangüesa-Barreda et al, 2014), las plagas de hongos, la polución del aire (Malik et al, 2012) y los eventos extremos que pueden ser de origen climático o no (Panayotov et al, 2013).

Todos estos factores se suelen considerar como “ruido no climático” ya que enmascaran la señal climática. Si bien todo el proceso metodológico, desde la selección de los árboles a muestrear, trata de eliminar cualquier sesgo en el crecimiento que no esté relacionado con el clima, no se consigue en su totalidad.

### **1.3. HISTORIA DE LA DENDROCRONOLOGÍA**

El origen de la dendrocronología es difícil de precisar. Las civilizaciones griegas y romanas ya conocían los patrones de crecimiento de los árboles e incluso el propio Leonardo Da Vinci realizó estudios sobre las relaciones entre los anillos y los años secos y húmedos. Tras esos antecedentes, la dendrocronología continuó avanzando progresivamente hasta que a mediados del siglo XIX, el alemán Kuechler dedujo que a la vez que afectaban las sequías a los cultivos, los árboles también eran afectados de la misma manera; relacionando las sequías con los anillos estrechos. Décadas después, a principios del siglo XX, también se determinaron los



estudios de Douglass que fue el responsable de sentar las bases de la dendroclimatología actual, fundando uno de los laboratorios de dendroclimatología más prestigiosos en la Universidad de Tucson (Arizona, Estados Unidos).

En España, la historia de la dendroclimatología no es muy longeva; siendo pionero el estudio realizado en 1976 en el Instituto Pirenaico de Ecología de Jaca (Creus y Puigdefabregas, 1976) con muestras de *Pinus uncinata*, en el que se realizó una reconstrucción en la que pudieron extenderse a 250 años atrás. En la actualidad los grupos de investigación que desde España trabajan en dendrocronología en general y en particular en dendroclimatología han aumentado considerablemente. Este trabajo se ha realizado dentro de uno de ellos, el grupo de Clima, Agua, Cambio Global y Sistemas Naturales del Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio de la Universidad de Zaragoza, que arrancó este tipo de estudios en el año 1997 y que se ha centrado en la reconstrucción dendroclimática y los estudios de carácter dendroecológico.

#### **1.4. JUSTIFICACIÓN**

Con la información dendroclimática recopilada por el grupo de investigación antes señalado en el marco de los proyectos CGL2011-28255.CARACTERIZACION DEL CLIMA DEL NORDESTE DE ESPAÑA DESDE EL SIGLO XVI.ANALISIS INTEGRADO MEDIANTE INFORMACION MULTI-PROXY E INSTRUMENTAL y CGL2015-69985-R: VARIABILIDAD, TENDENCIAS Y EXTREMOS DEL CLIMA EN LA VERTIENTE MEDITERRÁNEA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA DESDE EL SIGLO XVI. ANÁLISIS MEDIANTE INFORMACIÓN MULTIPROXY E INSTRUMENTAL, en este trabajo fin de grado se presenta una nueva reconstrucción de la precipitación en ambientes de montaña mediterránea que aporte información adicional a las ya existentes para esta zona y para el resto del sur de Europa, tratando de este modo de contribuir al mosaico de reconstrucciones a partir de que se pueda inferir cómo ha sido la dinámica de la atmósfera durante las pasadas centurias.

Con ello conseguimos también introducirnos en momentos anteriores a la época actual para poder conocer cómo ha ido evolucionando los elementos climáticos bajo condiciones atmosféricas no intervenidas, con objeto de disponer de una visión temporal más que nos permita analizar la posible excepcionalidad del periodo climático actual.

Pero esta información puede a su vez servir también para validar y mejorar los modelos matemáticos realizados para prever la evolución del clima en escenarios futuros. Los modelos suelen informar sobre las condiciones de grandes superficies a escala continental o hemisférica sobre la evolución futura del clima pero son también capaces de simular el clima pasado, por lo que las reconstrucciones climáticas constituyen herramientas fundamentales para su calibración y validación.

Por último, destacar que el conocimiento del clima de las últimas centurias, aporta información para la explicación de muchos procesos naturales del pasado. Un clima más cálido o con menos precipitación de lo normal afecta a la formación de la estructura de los árboles y a partir de ellos se pueden comprender la presencia de los extremos climáticos ocurridos

(como los riesgos extremos hidroclimáticos y la recurrencia de sequías) que equivalen a su vez a la aridificación de suelos, cambios de vegetación o una disminución de la producción de los cultivos propios de la zona.

## 2. OBJETIVOS

El objetivo general del trabajo es desarrollar una reconstrucción climática a partir de muestras de crecimiento radial de árboles vivos, localizados en el Sistema Ibérico Turolese en el entorno de la Sierra de Gúdar.

Para ello se han llevado a cabo los siguientes objetivos específicos:

- i. Crear series dendrocronológicas, a partir de árboles viejos, del crecimiento anual, de la madera temprana y de la madera tardía.
- ii. Calibrar las relaciones existentes entre el crecimiento radial de la masa forestal muestreada expresado en esas cronologías y las variables climáticas.
- iii. Reconstrucción del clima e interpretación de la evolución observada en un contexto regional.

## 3. ÁREA DE ESTUDIO: “LOS LORES” T.M. DE MOSQUERUELA (TERUEL)

La extracción de las muestras se realizó en el barranco de los Lores, en la Sierra de Gúdar, dentro del sector centro oriental de la Cordillera Ibérica, al este de la provincia de Teruel (fig. 1).

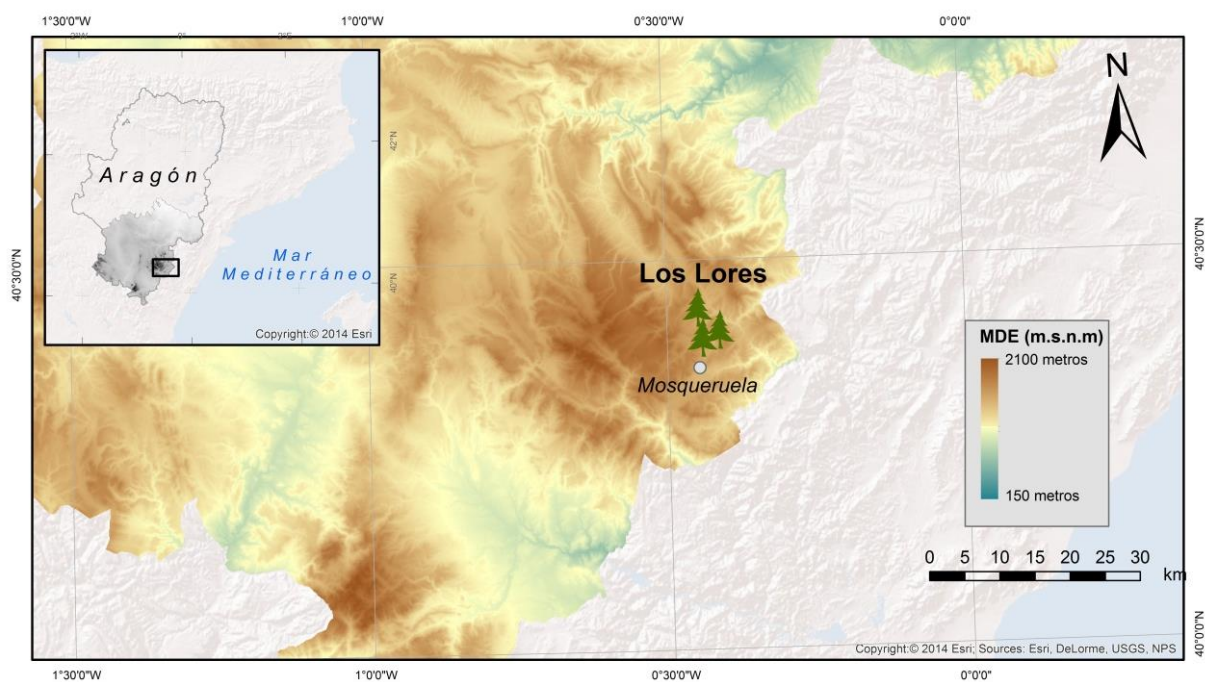


Figura 1: Mapa de localización del barranco de los Lores

La Sierra de Gúdar es un extenso macizo montañoso (de unos 2.500 km<sup>2</sup>), que culmina en el pico Peñarroya, junto a la estación de esquí de Valdelinares, con una altitud que supera ligeramente los 2.000 m de altitud. Está delimitado por la depresión de Alfambra-Teruel, la depresión de Sarrión o del Mijares y el valle medio del río Guadalope (Lozano Tena, 1993). A su vez, se trata de uno de los macizos montañosos con mayor valor natural de Aragón por su biodiversidad y riqueza forestal, debidas a la gran diversidad de ambientes que recoge (Pitarch-García, 2002).

Desde el punto de vista forestal y más en concreto en relación al género *Pinus sp*, podemos encontrar buena parte de las especies presentes en la Península, desde el *Pinus halepensis* de las zonas más bajas, al *P. uncinata* en el pico Peñarroya a 2.021 msnm y amplias poblaciones naturales y repobladas de *P. nigra*; habiendo formado todos ellos extensas masas de pinares de una o varias especies. La intensa despoblación de los últimos 60 años en esta sierra ha causado el abandono de muchos campos de cultivos que han sido colonizados por diversas especies de pinos; entre ellos el *P. nigra* (Sangüesa-Barreda, 2012).

El barranco de los Lores está localizado al NE del núcleo poblacional de Mosqueruela. Se trata de una zona deprimida en la que se observa que ha sido frecuente el paso de ganado y la circulación de agua en eventos de precipitación intensa, sin que existan evidencias de que haya habido un cauce permanente. El sustrato es calizo, compuesto por calizas cretácicas, un material que por la facilidad que ofrece a la infiltración subsuperficial del agua dificulta una jerarquización clara de la red fluvial.

La población más cercana a la localización del barranco de los Lores es Mosqueruela, un municipio turolense con una superficie de 265 km<sup>2</sup> a una altitud de 1.474 msnm.

El contexto forestal en el que se encuentran los ejemplares conocidos como Los Lores está formado por *Pinus nigra*. Esta especie presenta una copa ovoidea con ramas casi desde la base del tronco cuando se trata de un árbol joven y un aspecto con una copa más reducida de estilo aplanado solo en la parte superior cuando se trata de un árbol más longevo. La corteza del tronco está constituida por placas longitudinales de color gris claro y las acículas se encuentran en parejas y son largas (de 6 a 16 cm) y muy flexibles. Las piñas son cortas y se unen a la rama por medio de un pedúnculo corto y delgado y el árbol puede alcanzar alturas cercanas a los 50 m aunque no suelen sobrepasar los 30 m (fig. 2) (Sánchez, 2016; SIG-Forest, 2017). Se trata de una especie que puede alcanzar edades importantes. En el Sistema Ibérico se han muestreado ejemplares que alcanzaban los 5 siglos, siendo en la Sierra de Cazorla (Jaén) donde encontramos los de mayor longevidad, superior a los 1000 años (Tejedor et al, 2017b). Probablemente los árboles más viejos de Europa.

El hábitat donde suele situarse es principalmente en áreas supramediterráneas, con climas de tendencia continental; prefiriendo los ambientes con cierta humedad y suelos preferentemente calcáreos, con frecuencia margosos y ocasionalmente terrenos silíceos. El rango altitudinal ideal se encuentra entre los 590 y los 1.630 msnm aproximadamente (Herbario de Jaca, 2005).

La población de esta especie se agrupa de forma gregaria en masas boscosas más o menos densas; formando masas donde predomina esta misma especie o formando masas

mezcladas con robles, carrascas o pinos silvestres. La floración se genera entre abril y junio y la fructificación entre octubre y noviembre.

Esta especie no tiene ninguna categoría de protección en Aragón y suele ser utilizada con fines forestales y madereros e incluso con fines en la medicina natural donde se emplean las hojas, yemas y resina de ésta y otras especies de pinos (Herbario de Jaca, 2005).



*Figura 2: Morfología del Pinus nigra.*

*Fuente: Herbario de Jaca, 2005.*

En España se encuentra principalmente en el centro y en la mitad este de la Península Ibérica; situándose principalmente en la sierra de Cuenca, en los Pirineos (Cataluña, Aragón, Castellón), en el norte del Sistema Ibérico, en el sistema central y en las Sierras Béticas y ocupa aproximadamente un total de 870.000 hectáreas dentro de la península (Galán Cela et al, 2013 y Sánchez Lázaro, 2016).

En la fig. 3 se puede observar el mapa de distribución de la especie; remarcando las zonas de color verde como *P. nigra* autóctono y las áreas azules como *P. nigra* repoblado. Hay una gran cantidad de árboles de esta especie que han sido plantados para la repoblación de áreas situadas en ambientes diferentes a su distribución normal. De esta manera se puede detectar que el *P. nigra* ha podido adaptarse adecuadamente al ecosistema de la Península Ibérica y que a su vez ha podido estar presente en una gran variedad de diversos climas; no siendo exclusivo su presencia por el clima mediterráneo que trata de ser el clima de su distribución natural.



Con respecto a su distribución en Europa, como se puede ver en la fig. 4; su distribución está ubicada principalmente desde el Cáucaso hasta España y desde Chipre y norte de África hasta Austria y Bulgaria.

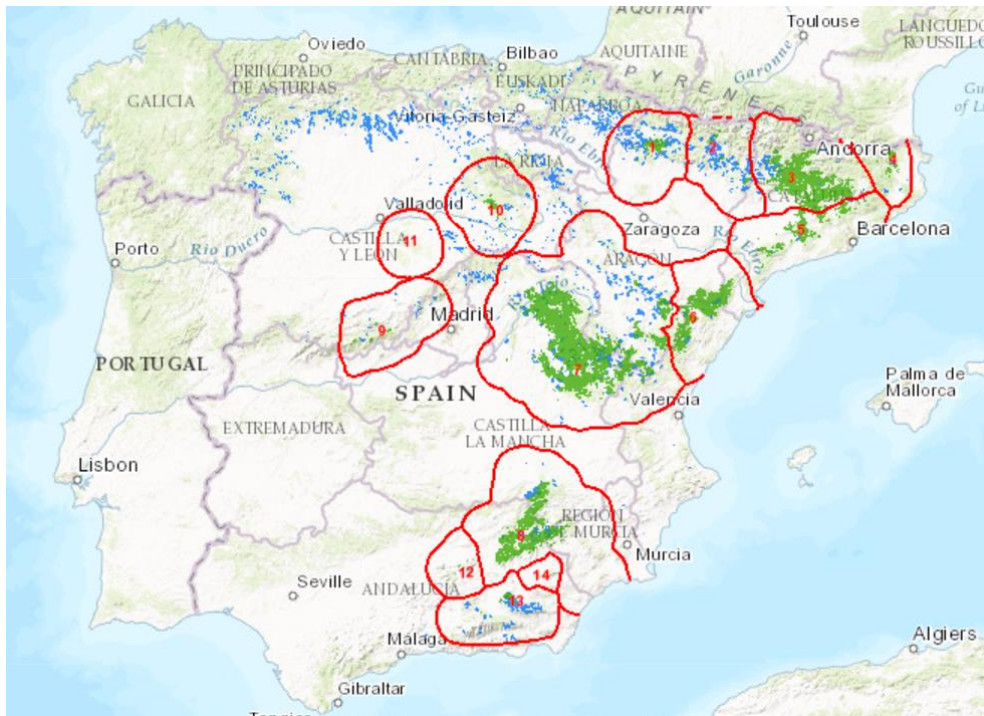


Figura 3: Distribución de *Pinus nigra* en España. En verde se señalan los bosques naturales y en azul las repoblaciones. En rojo se delimitan las distintas áreas e procedencia genética de las especie. Fuente: SIG-Forest (2017).



Figura 4: En azul, distribución de *Pinus nigra* en Europa y Oriente próximo. Fuente: EUFORGEN. European Forest Genetic Resources Programme (2017).

## 4. DATOS Y MÉTODOS

### 4.1. LA INFORMACION DENDROCLIMÁTICA. LOS ANILLOS DE CRECIMIENTO DE LAS ESPECIES LEÑOSAS.

La fuente de información fundamental de la dendrocronología son los anillos de crecimiento radial generados por las especies leñosas. En ambientes templados, la formación del xilema comienza en primavera prolongándose hasta el otoño formando esos característicos anillos. Más concretamente, dentro de cada anillo (*ring width*, RW) hay dos partes diferenciadas: madera temprana (*earlywood*; EW) y madera tardía (*latewood*, LW). La madera temprana comienza a formarse en primavera y en general hasta mediado el verano y está compuesta por traqueidas con un lumen de mayor tamaño y una pared celular de menor grosor. Por otro lado, la madera tardía se forma tras la madera temprana, de verano hasta el final de la temporada de crecimiento y son caracterizadas por un menor diámetro de lumen y una pared celular de mayor grosor (Gutiérrez, 2008).

Dicha anatomía de la madera presenta por lo tanto una estructura celular compuesta por anillos de crecimiento anuales, que son una de las estructuras más estudiadas para realizar dendrocronologías. También se pueden obtener informaciones más detalladas y complementarias con otro tipo de morfologías generadas en la propia madera como son los tamaños de la madera temprana, la madera tardía, los canales de resina, la fluctuación de la densidad del anillo o la transición de la madera temprana y tardía.

Todos estos estudios dendrocronológicos se han desarrollado principalmente en ambientes templados donde existe una estacionalidad bien contrastada; con paradas invernales y óptimas condiciones del crecimiento en verano, que hacen delimitar bien los anillos de crecimiento de los árboles (Gutiérrez, 2008). Sin embargo; en las regiones mediterráneas estas disciplinas han sido comparativamente menos exploradas y este trabajo va a aumentar a profundizar los estudios dendrocronológicos existentes de esta zona. Una de las razones para ese menor número de estudios en comparación con los que existen en latitudes más septentrionales es la mayor complejidad existente para analizar los anillos. Como veremos más adelante, en el anillo anual se sintetizan un conjunto de señales, entre ellas la climática, que han podido afectar al crecimiento del árbol y que de una u otra forma se reflejan en el anillo. En ambientes mediterráneos es frecuente que la formación del anillo anual sufra alteraciones que dan lugar a cambios en la densidad de la madera, que dificultan la diferenciación entre madera temprana y tardía y que en ocasiones llevan incluso a la identificación de anillos falsos. Incluso no es extraño encontrar años en los que las células de xilema se han desarrollado solo en una parte del tronco, no apareciendo anillo en la zona muestreada, dando lugar a lo que se conoce como anillo ausente.

Estas anomalías en el crecimiento son adaptaciones fisiológicas de las coníferas presentes en ambientes mediterráneos y su frecuencia, aunque escasa, está entre el 0,5 y el 7% del total de los anillos (Novak, 2017). Sin embargo es de crucial importancia su identificación para hacer una correcta datación de los anillos. Un error en esta fase invalidaría los resultados de la calibración con el dato climático, ya que estaríamos correlacionando crecimientos con datos

climáticos de años distintos, y por tanto de las funciones de transferencia utilizadas en la reconstrucción.

#### 4.2. EXTRACCIÓN DE MUESTRAS EN CAMPO

Las muestras fueron extraídas de ejemplares de *P. nigra* ubicados en el barranco de los Lores, a 4.5 km de Mosqueruela (Teruel). El muestreo se realizó en octubre de 2016 por parte de investigadores del grupo de Clima, Agua, Cambio Global y Sistemas Naturales del Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio de la Universidad de Zaragoza. Se seleccionaron los árboles que por su aspecto exterior pudieran ser los de mayor edad pero también teniendo en cuenta que no tuvieran impactos asociados a las condiciones locales, como efectos provocados por eventos de inundación en el barranco, otro tipo de eventos geomorfológicos, plagas o señales claras de uso antrópico. De este modo, se intenta evitar la posible presencia en las series de crecimiento de señales que enmascaren la influencia del clima en el crecimiento radial, lo que por lo general se conoce como ruido no climático. Además se extrajeron muestras de árboles de distintas edades para que sirviesen como apoyo en el proceso de construcción de la cronología.

El instrumento necesario para poder extraer las muestras es una barrena de Pressler que es una broca especial de acero, hueca por dentro, con la que se puede extraer una muestra que tiene 5 mm de sección y una longitud dependiente del diámetro del árbol, desde la corteza hasta el centro. Esta barrena se introduce en el árbol a una altura de 1.30 metros del suelo para poder obtener la muestra que se llama testigo de madera (core en inglés) (fig. 5). Para marcarlas y guardarlas también es necesario un rotulador indeleble con el que se pueda nombrar a cada una de las muestras y un soporte de plástico con espacios individualizados para recoger en orden cada uno de los cores recogidos.



*Figura 5: Proceso de extracción de los testigos de madera.*

Se realizan dos extracciones de muestras para cada árbol, cada una de ellas separadas 180 grados en un mismo plano, con el objetivo de poder visualizar todos los anillos existentes. Los árboles pueden llegar a crecer de forma no homogénea por diferentes secciones del tronco,

generando algunos anillos solo por unas secciones y no por otras. De este modo, contrastando la información obtenida de cada una de las muestras se puede llegar a evitar errores ya que con una única muestra podrían aparecer anillos ausentes que podrían llegar a estar marcados como anillos reales en la segunda muestra.

A cada uno de estos cores se les señala con un número que corresponde a la identificación de un árbol y una letra que corresponde a identificar cada core extraído de cada árbol en concreto (fig. 6).



Figura 6: Señalización del árbol número 2 por medio de dos cores (core A y core B).

En teoría, cuanto más amplio es el número de muestras presentes, más se minimizan las diferencias individuales y más se resaltan los rasgos comunes de mayor significación climática de la zona, esa señal climática común que queremos extraer de las series de crecimiento. En este estudio se han recopilado treinta muestras correspondientes a quince árboles vivos, maduros y sin daños aparentes, de los cuales, seis de ellos son aparentemente más longevos que los nueve restantes.

Una vez recogidas las muestras se dejan secar en el laboratorio a temperatura ambiente durante 7-8 días. Tras ello se comienza a prepararlas para empezar a visualizarlas, incorporándolas en un soporte de madera en la posición adecuada, con los anillos perpendiculares al plano de soporte, y se fijan con pegamento para permitir ver las muestras mejor (fig. 7). Una vez fijadas se prosigue a lijarlas cuidadosamente con diferentes grosores de lijas hasta que se visualizan detalladamente toda la morfología de los anillos de cada uno de los cores y se vuelven a marcar las muestras sobre el soporte de madera para remarcar la identificación de cada muestra (fig. 8).



Figura 7: Proceso de preparación de las muestras para su posterior estudio.





*Figura 8: Proceso de lijado de las muestras para la precisa visualización de las mismas.*

### **4.3. SINCRONIZACIÓN DE MUESTRAS**

Como hemos señalado anteriormente, la sincronización es una fase clave en el proceso de reconstrucción climática, puesto que un error en esta fase invalidaría los resultados de modelos matemáticos que aplicamos para la estimación de datos climáticos en el pasado. Es por ello que esta fase consume entre el 50 y el 75 % del trabajo de laboratorio en dendrocronología.

Una vez preparadas las muestras, estas son escaneadas en un escáner tamaño A3 a una resolución mínima de 1200 dpi. La sincronización se hace de forma visual con el apoyo del programa CoRecorder 7.6. En primer lugar se sincronizan las muestras procedentes de un mismo árbol. Posteriormente se generan series de referencia que son utilizadas para resolver los problemas de sincronización del resto de muestras. Habitualmente en las series de crecimiento encontramos anillos o secuencias de anillos que por sus características nos sirven de referencias temporales en el proceso de medición. Un anillo muy ancho, por ejemplo, y con mucha madera tardía, correctamente sincronizado puede ser una referencia válida para la sincronización del resto de muestras.

Como señalábamos antes, la principal dificultad radica cuando se detectan anillos ausentes (*missing rings*, MR) o diferencias intra anuales en la densidad de la madera (*intra annual density fluctuations*, IADFs). La presencia de MR puede estar relacionada con distintos factores, siendo una deficiente disponibilidad hídrica o unas condiciones térmicas especialmente limitantes durante un año concreto una de las razones que condicionaría su

aparición. En estos casos la actividad del cambium en un año concreto puede no ser continua por todo el árbol, permaneciendo activo solo en algunas zonas del fuste, y aún con todo de manera desigual.

La presencia de estas anomalías (MR e IADFs) dificulta la sincronización pero para generar esta fase adecuadamente se ha apoyado en los patrones propios que llevan a cabo los árboles del barranco; es decir, a través de la coincidencia de la presencia de periodos secos y periodos húmedos en determinados años característicos o incluso determinados años específicos con características visibles que puedan ser localizadas con facilidad (fig. 9).

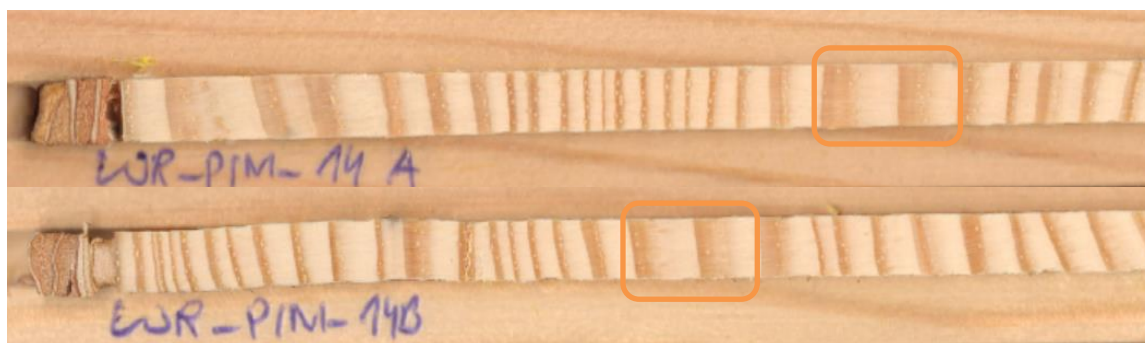


Figura 9: Secuencias de anillos característicos en las muestras 14 A y 14 B, correspondientes a los años 1996 y 1997.

Si bien no hay estudios que analicen su frecuencia y las causas de su aparición en *Pinus nigra*, sí existen trabajos sobre *P. halepensis* que los analizan. Así se ha demostrado que la frecuencia de MR aumenta conforme aumenta la edad del árbol y se ha demostrado que en *P. halepensis* se maximiza cuando las temperaturas medias son superiores a los 5º C desde octubre previo hasta febrero y las precipitaciones son inferiores a 50 mm desde septiembre previo hasta mayo (Novak, 2017). También la formación de IADFs está relacionada con eventos climáticos extremos. En *P. halepensis* su formación se ha relacionado con altas temperaturas mínimas y con las condiciones húmedas del final de verano y otoño. La frecuencia de IADFs aumenta conforme más jóvenes son los árboles, más cercanos se encuentran localizados de la costa y en general; donde y cuando las temperaturas son elevadas, la sequía estival intensa y la época principal de lluvias es en otoño. Por otro lado, las frecuencias más bajas de IADFs se encuentran localizadas en el norte y en los sitios de montaña (Novak, 2017). Estudios más detallados de estas características anatómicas del crecimiento radial en *P. nigra* serían seguramente una herramienta útil para el proceso de reconstrucción, aportando señal climática adicional e interpretable.

Una vez identificados anillos o secuencias de anillos de referencia y detectados MR e IADFs ya se está en condiciones de hacer una primera datación de las series de crecimiento anual, de EW y de LW, que habrá de ser verificada estadísticamente tras la medición.

#### 4.4. MEDICIÓN DE MUESTRAS

Una vez ya sincronizadas correctamente todas las muestras; etapa importante para realizar una adecuada y fiable cronología, se miden en el laboratorio los anillos anuales (Ring width, RW) y la madera tardía (Latewood, LW) y madera temprana (Earlywood, EW) de cada uno de ellos. Lo habitual es trabajar con RW; el anillo completo, pero hay que considerar que el anillo tiene otros parámetros anatómicos que también tienen relación con el clima; por ello también se miden las anchuras de EW y de LW. De este modo se trabaja con las tres series de datos para calibrar con el clima e identificar las relaciones clima-crecimiento.

Por un lado se ha de considerar que la madera temprana (EW) se genera en las primeras fases de crecimiento y que ésta suele estar condicionada por el clima de ese periodo pero también por los del año anterior ya que estas condiciones pasadas han podido llegar a influir. Esto puede ser debido a causa de un almacenamiento de nutrientes en el árbol o a una escasez de recursos en ese periodo, generando que el comienzo de la formación del siguiente año quede ayudado o resentido por las abundancias o escaseces que haya presentado el árbol meses atrás.

Por otro lado, la madera tardía (LW) se genera en términos generales durante el verano, en el tramo final del crecimiento del árbol, por lo que puede indicarnos de forma más específica cómo ha sido el clima durante ese momento concreto, ya que no se ve reflejada las condiciones del año anterior en ella.

El proceso de medición de esos tres parámetros anatómicos del anillo se realiza en una mesa de medición LinnTab, de una precisión de  $10^{-3}$  mm, asociado a Tsap, un software específico asociado a la mesa de medición (fig. 10). Por un lado tenemos la datación realizada con CoRecorder sobre las muestras escaneadas, que podemos visualizar en un monitor auxiliar, y por otro la visualización de los anillos de las muestras a través de la lupa binocular o en otro monitor con una cámara insertada en la lupa y el programa DinoCaptur 2. De esta forma iremos señalando el comienzo y final de madera temprana y madera tardía, registrando Tsap automáticamente la magnitud de ambas medidas y por adición la del anillo completo. La diferenciación entre madera tardía y temprana es visual, atendiendo a los cambios en la coloración de la madera. En esta fase se atiende a la presencia de MR e IADFs identificados con CoRecorder y mediante los anillos o secuencias de anillos de referencia se verifica la sincronización.

Tsap dispone además de un proceso estadístico de verificación de la sincronización, utilizando para ello las mismas rutinas que tradicionalmente se empleaban con el software COFECHA (Holmes, 1986). Con todas las series una vez medidas se construye una serie de referencia que se compara con las series individuales mediante correlación en el punto 0, es decir, con la datación realizada, y con distintos lags (retardos) positivos y negativos. Si en ese punto 0 la correlación supera un umbral de significación dado ( $r=0,326$ ) se considera que la sincronización es buena. Si no se alcanza ese valor o en un determinado lag existe un valor de correlación mayor, ha de revisarse la medición e insertar o eliminar anillos hasta completar una sincronización que supere los umbrales de significación estadística.



Figura 10: Mesa de medición.

#### 4.5. ESTANDARIZACIÓN DE LAS SERIES DE CRECIMIENTO

Una vez medidas las muestras, las series de crecimiento presentan tendencias de baja y media frecuencia que no tienen que ver con aspectos climáticos sino que pueden estar relacionadas con la tendencia biológica natural de los árboles, que generan anillos más anchos en los primeros años de su ciclo natural, o bien con el manejo forestal, que ha podido introducir cambios abruptos o en forma de tendencia en las series de crecimiento.

La estandarización trata de eliminar estas señales a través del ajuste de la serie de crecimientos a algún tipo de función matemática. En origen, la dendrocronología estadounidense aplicaba funciones simples, como una exponencial negativa o incluso funciones lineales, suficientes para eliminar la señal biológica de unos árboles que no habían experimentado manejo forestal durante siglos. En Europa, y muchos menos en España, es prácticamente imposible encontrar bosques no manejados, por lo que las funciones empleadas para convertir las series de mediciones en índices de crecimiento libres de ese ruido no climático son más complejas.

En este caso la estandarización se hizo aplicando el *package* para R *dpLR* (Bunn et al, 2008) que agrupa un conjunto de funciones aplicadas en dendrocronología y antes dispersas en distintos programas. En este trabajo en concreto se utilizó la función *Spline* de distinta amplitud al haber dado buenos resultados en otras reconstrucciones realizadas, combinándose en ocasiones con exponenciales decrecientes.

#### 4.6. CREACIÓN DE LAS CRONOLOGÍAS

Una vez realizada la estandarización de las series de crecimiento se generan las cronologías residuales (TRires) y estándares (TRiest) tanto de los datos de la madera temprana (EW), como de la tardía (LW) y de los datos de todo el anillo completo (RW).

Las cronologías estándar se realizan promediando los índices de ancho de anillos que presentan las muestras. Sin embargo, las cronologías residuales se generan realizando un promedio sin tener en cuenta la correlación del ancho de un anillo de un año determinado con el ancho de los anillos de los años anteriores. Es por ello que la cronología residual presente una correlación más alta con las variables climáticas y por lo tanto, sea más frecuentemente utilizada.

Por otro lado, la cronología final se genera a través de las muestras de árboles que se habían recogido del campo pero no todas ellas tienen la misma longevidad. Es por ello que algunos años concretos de la cronología final pueden estar únicamente relacionados con una o unas pocas muestras de árboles, sin llegar a vincularlas con las demás muestras, al ser unas muestras más longevas que las demás. Para determinar con éxito el conocimiento sobre la veracidad de cada uno de los años de la cronología se utiliza el índice EPS con el que se determina hasta qué año se podría trabajar con certeza dentro del rango de años que tiene una cronología para realizar a posteriori una reconstrucción climática. A su vez, el índice EPS es capaz de proporcionar una estimación sobre la cercanía que se encuentra cada una de las muestras a la cronología media formada por un número finito de árboles y correspondiente a una cronología hipotéticamente perfecta (Cook et al, 1990). En los estudios dendroclimáticos se consideran que los valores de EPS iguales o superiores a 0,85 garantizan una cronología adecuada para la reconstrucción del clima (Wigley et al, 1984).

#### **4.7. LOS DATOS CLIMÁTICOS**

Para la calibración de las cronologías con el dato climático necesitamos de series termoplumiométricas de calidad contrastada, a partir de las que podamos buscar las relaciones entre el clima y el crecimiento bien a partir de los datos termoplumiométricos habituales, en forma de series mensuales, estacionales y anuales de temperatura en °C y de precipitación en mm, o bien en forma de índices sintéticos de precipitación que se ha demostrado tienen una buena relación con cronologías del entorno de este estudio, como pueden ser el SPI (Tejedor et al, 2017b) o el SPEI.

En los últimos años desde la dendroclimatología se está atendiendo cada vez más a la calidad del dato climático, clave en el proceso de reconstrucción. En los años 80 y 90 se utilizaban datos de observatorios meteorológicos cercanos a la zona de extracción de muestras, datos que se sometían a un somero control de calidad. El problema fundamental es que en muchos casos muestras y observatorios se encuentran en ambientes bioclimáticos distintos, ya que los árboles viejos suelen localizarse en zonas de montaña donde, en general, no hay observaciones del clima.

Es por ello que se ha generalizado la utilización de bases de datos en formato grid procedentes de grandes repositorios internacionales como la base de datos del CRU, disponibles en <http://www.cru.uea.ac.uk/>. El CRU (*Climatic Research Unit*) pertenece a la Universidad de East Anglia (Reino Unido) y ha generado una serie de conjuntos de datos y registros a nivel mundial, cuya base de datos es homogénea y comparable en un periodo largo de tiempo. Los datos del CRU se obtienen a partir de 1.224 estaciones meteorológicas (Peña-

Gallardo et al, 2016) y la base de datos del grid presenta una resolución espacial de 5° x 5°, que en el caso de España resulta en una cuadrícula de aproximadamente 100 km. Aun con limitaciones, es una base de datos de uso extendido a nivel mundial tanto para trabajos de carácter climático como para otros que utilizan el clima como variable explicativa fundamental.

En este trabajo hemos utilizado para la calibración también la base de datos SPREAD, *Spanish PREcipitation At Daily scale* (Serrano Notivoli, 2017). Se trata de una base de datos diaria en formato grid de 5 km de resolución generada para toda España y disponible en <http://digital.csic.es/handle/10261/141218> (Notivoli et al, 2017). Para cada punto de grid se genera un modelo para cada día de observación utilizando los datos de los 10 vecinos más próximos, teniendo en cuenta latitud, longitud y altitud. Su metodología y su resolución informan de la evolución del clima a una escala más local, donde la base de datos del CRU no puede aportarnos esa información.

Las cronologías proporcionadas por las muestras de los árboles pueden tener mayores correlaciones con los datos climáticos del CRU donde se determinaría que se ha plasmado en la morfología de la madera las condiciones regionales a mayor escala. También se pueden llegar a obtener correlaciones más altas con la base de datos del SPREAD en donde se determinaría que serían los parámetros más locales; reflejando las condiciones del microclima, los que finalmente se han quedado plasmados en la formación de la madera de los árboles de este estudio. Por ello se tienen en cuenta ambos tipos de datos ya que hay que estudiar cómo evoluciona la formación de la madera de los árboles y cuál de estas bases de datos es la que mejor funciona al compararla con las cronologías de las muestras del barranco de los Lores.

Además, en ambas bases de datos se han recogido la información de 1950 hasta el 2012, ya que los datos climáticos provenientes del CRU de comienzos del siglo XX pueden estar sesgados. De este modo se estipula utilizar esta serie de años comunes en todas las recopilaciones de información de cada una de las bases de datos para poder relacionarlos con la información de las muestras de *P. nigra*.

A partir de esas bases de datos se han calculado también el SPI y el SPEI. Ambos índices son calculados para escalas temporales de acumulación de la precipitación de entre 1 y 24 meses, para comprobar si simplemente había un déficit de precipitaciones a corto plazo, si había una sequía de los recursos hídricos más perdurable en el tiempo o a medio plazo o incluso para comprobar si la sequía llegaba a afectar al almacenamiento de las aguas subterráneas, detectando que han surgido anomalías a largo plazo.

El SPI, formulado por Mckee et al (1993); se trata de un parámetro para determinar la sequía en un periodo de tiempo concreto y también se puede determinar para detectar los periodos de excesiva humedad. Dicho de otra manera, se basa en la acumulativa de un evento de lluvia que ocurre en una determinada estación climática.

Los valores de este parámetro varían considerablemente según la respuesta de precipitaciones y la cantidad de humedad presente en el terreno. Es por ello que si el valor del SPI es igual o inferior a 0.5 se considera que es inferior a la precipitación media del área de estudio y por tanto es un indicativo de un probable evento de sequía. Por el lado contrario, si el valor del SPI es superior a 0.5 se considera que ha habido una mayor precipitación en

comparación con el valor de la precipitación media, y es previsible que haya un evento anómalo de abundante humedad sobre el terreno.

A su vez, este parámetro tiene sus ventajas y sus inconvenientes. Se trata de un índice directo que se puede calcular con solo los datos de precipitaciones, es flexible ya que puede calcularse para múltiples escalas temporales y es espacialmente consistente ya que permite la comparación entre diferentes lugares de diferentes climas. Por otro lado, este parámetro no tiene en cuenta los datos de temperaturas ni los componentes del balance hídrico del suelo; tratando únicamente los valores de las precipitaciones (Tejedor, 2017).

El SPEI; formulado por Vicente-Serrano et al (2010) es un índice de sequía que mide la gravedad de la sequía según su intensidad y duración e identifica el inicio y el final de los episodios de sequía, pero teniendo en este caso en cuenta la precipitación y la temperatura a partir del cálculo de la evapotranspiración potencial. También tiene unas características multi-escalares, lo que permite identificar diferentes tipos de sequía e impactos en un contexto de calentamiento global (Vicente-Serrano et al, 2010). Este índice es calculado utilizando la diferencia mensual entre la precipitación y la evapotranspiración potencial, generando y representando un balance climático del agua de la zona de estudio.

Tras recopilar la información climática de los índices del SPI y del SPEI, se prosigue a realizar un análisis de estos datos junto con las cronologías generadas por las muestras de madera, para comprobar a posteriori las relaciones que hay entre ellas y poder realizar la reconstrucción del clima.

#### **4.8. LA RELACIÓN CLIMA-CRECIMIENTO**

El objetivo final del trabajo es desarrollar una reconstrucción del clima de la zona de estudio a partir de la identificación de aquellas variables que, desde un punto de vista estadístico, mayor influencia han ejercido durante el periodo de calibración con el crecimiento radial de los árboles expresados en las cronologías. Una vez identificada tendremos una función capaz de expresar el crecimiento en función del clima ( $\text{Crecimiento} = f(\text{Clima})$ ), una función respuesta a la que podemos dar la vuelta en forma de función de transferencia que sea capaz de expresar el clima en función del crecimiento ( $\text{Clima} = f(\text{Crecimiento})$ ) y reconstruir el clima tantos años como tengan las cronologías utilizando para ello las relaciones matemáticas observadas en la actualidad entre clima y crecimiento y aplicando lo que en paleoclimatología se conoce como el principio del actualismo.

En una primera fase hemos de cuantificar esas relaciones a partir de las cronologías de RW, EW y LW y los datos climáticos del CRU, SPREAD y los índices de sequía calculados con ellos. El periodo de calibración es el 1950-2012. Esta relación se cuantifica utilizando funciones de correlación de Pearson, entre los índices de crecimiento y los datos climáticos comprendidos entre 1950 y 2012 y que, a la vez que los valores del SPEI y del SPI, estas correlaciones son referenciadas a las mismas diversas escalas de tiempo; de 1 hasta 24 meses.

Este coeficiente de correlación de Pearson es una medida de la relación lineal entre variables aleatorias cualitativas; en este caso las cronologías y los datos climatológicos. De este

modo se certifica que a valores del coeficiente de correlación de Pearson mayores quiere determinar que el grado de relación entre las variables clima-crecimiento es mayor. Por tanto, de este modo se puede comprobar cuál es la variable climática que más afecta en el crecimiento de la corteza y también se pueden establecer cuáles son los meses más sensibles para el crecimiento del árbol en función de las variables climáticas estudiadas. Esta variable, para poder ser seleccionada y para poder realizar una reconstrucción necesita presentar un valor de un  $r^2$  superior al umbral de 0.32, aunque con frecuencia suelen obtenerse valores de correlaciones entre 0.5 e incluso superiores, llegando a superar incluso los 0.7 (Saz, 2003b).

#### **4.9. CALIBRACIÓN-VERIFICACIÓN**

Tras determinar la variable climática más afín junto con la estructura más acorde que indique el crecimiento de los árboles (EW, LW o RW), se prosigue a generar la función de transferencia con la que se podrá realizar la reconstrucción climática a posteriori.

Para realizar la reconstrucción es necesario evaluar los datos por medio de un conjunto de procedimientos de verificación y calibración basados en la regresión. Para ello se dividen los datos procedentes de 1950 a 2012 en dos periodos de igual extensión; la fase de calibración que se realizará en el periodo de 1981 a 2012 y la fase de verificación que se realizará en el periodo comprendido entre 1950 hasta 1980.

En la fase de calibración se relacionan los valores de la variable climática con los valores del crecimiento desde 1981 hasta el 2012, permitiendo examinar la relación entre ambas variables. Tras ello se realiza la fase de verificación, utilizando los valores iniciales recopilados de la variable climática y los valores estimados sobre esa misma variable climática, desde 1950 hasta 1981, con el objetivo de poder validar la reconstrucción.

Si ambos modelos muestran una asociación significativa se puede utilizar el periodo total de datos climáticos disponibles (1950-2012) para generar la ecuación de la reconstrucción. Con esta ecuación se puede llegar a estimar los valores climáticos, solamente al introducir en dicha ecuación los valores del crecimiento de los árboles. De este modo se comienza por realizar una estimación de los valores climáticos para el rango de años de 1981 hasta el 2012, pudiéndose prolongar a posteriori hasta el año 1950, completando la estimación a todos los años de la cronología.

Por otro lado, para estudiar la consistencia de los modelos se realizan las pruebas estadísticas del coeficiente de determinación ( $R^2$ ), del error cuadrático medio (mean square error, MSE), de la reducción de error (RE) y del test de la señal D.

El coeficiente de determinación ( $R^2$ ) prueba la proporción de variación de los datos de precipitación con respecto a la línea de tendencia lineal y determina la calidad del modelo para replicar los resultados. Dicho de otro modo, indica lo bien que los datos se ajustan al modelo estadístico. El RE es un estadístico que proporciona una medida altamente sensible de la fiabilidad de una reconstrucción (Akkemik et al., 2005), el cual oscila entre +1 indicando un acuerdo perfecto a menos infinito. Comúnmente, los valores de RE positivos se interpretan como una buena fiabilidad en la reconstrucción (Fritts et al., 1990). El MSE es un estadístico



que proporciona una estimación sobre la diferencia entre el modelado y el medido. El test de señal compara el número de acuerdo y discrepancia que hay presentes en las tendencias interanuales, de un año a otro, dentro de los años reconstruidos (Fritts et al. 1990; Cufar et al. 2008).

#### **4.10. RECONSTRUCCIÓN CLIMÁTICA**

Tras identificar la variable climática más relacionada con crecimiento radial, haber realizado la fase de calibración-verificación y haber realizado estudios estadísticos se está en condiciones de desarrollar la reconstrucción del clima, objetivo final del trabajo, a través de una función de transferencia en la que estén involucrados el crecimiento del árbol y la variable climática ( $\text{Crecimiento} = f(\text{Clima})$ ). Esta ecuación lineal simple es un método estadístico que permite resumir y estudiar las relaciones entre dos variables continuas (cuantitativas). Dicha función expresa la relación entre ambos factores ya que se ha podido relacionar el clima recopilado en estos últimos 62 años con el crecimiento de los anillos de los árboles muestreados. Por este mismo procedimiento y por medio de este mismo modelo matemático se puede llegar a hacer reversible la función de transferencia y proceder a determinar el clima en función del crecimiento de los anillos de las muestras de árboles ( $\text{Clima} = f(\text{Crecimiento})$ ).

Esta reconstrucción del clima en función de la respuesta del crecimiento de los árboles, deja a la variable de las cronologías como predictora de las condiciones climáticas pasadas y puede ser tan extensa como amplias sean las longitudes de dichas cronologías.

Para identificar y evaluar los extremos climáticos húmedos y secos, se ha adoptado el enfoque del trabajo de Akkemik et al. (2005) en el que se localizan por medio de la consideración de los límites de los umbrales de las desviaciones estándares. De este modo, considerando la desviación estándar de  $\geq \pm 1.2$  se han podido encontrar los años más extremadamente secos y húmedos. Para identificar los cambios periódicos más relevantes de la reconstrucción también se ha realizado la media móvil cuyos valores equivalen a una media de ejecución de diez años consecutivos y se ha incorporado el valor del error consecutivo medio con el que se puede determinar la incertidumbre de la reconstrucción realizada.

## 5. RESULTADOS

### 5.1. SINCRONIZACIÓN

Se han llevado a cabo series dendrocronológicas de crecimiento de treinta muestras; dentro de los cuales dieciocho muestras eran más jóvenes siendo el último anillo medido de los años 1978, 1977, 1979, 1978, 1962, 1960, 1981, 1982, 1963, 1957, 1978, 1976, 1975, 1975, 1978, 1978, 1956 y 1956. Las doce muestras restantes se dataron el último anillo medido en 1662, 1721, 1700, 1686, 1773, 1775, 1787, 1804, 1779, 1756, 1743 y 1726.

En todos los cores se comenzaba marcando como primer anillo el del año 2015 ya que, aunque se habían extraído las muestras en el 2016, el anillo de este año no se había formado por completo todavía y por ello no se podía contabilizar como válido. En términos generales se comenzó la sincronización en el año 2015 pero también se tuvo en cuenta si se trataba de un core completo o incompleto para detectar bien el primer año de datación. Aquellos cores que se encontraban completos; es decir, que el floema se encontraba limítrofe con el cambium vascular y éste limítrofe a la formación del anillo del año 2016, se podía conocer con certeza que el último año aun sin formar era el 2016 y por tanto se comenzaban a medir a partir del año 2015. Sin embargo, aquellos cores incompletos o aquellos que no se muestra el floema o el cambium vascular a simple vista, se ha tenido especial atención para comprobar cuáles eran los anillos que correspondían a cada uno de los años, ya que en algunos cores ha coincidido que el primer año no correspondía con el 2015.

La correcta datación y sincronización se trata de una tarea dificultosa pero de gran importancia ya que los espesores de los anillos pueden variar considerablemente dependiendo de las diversas relaciones que llevan a cabo los crecimientos de cada uno de los árboles (fig. 11). También se detecta la dificultad en la posibilidad de que el crecimiento de madera tardía o madera temprana sea escaso y esté mal delimitado, pudiendo llegar a generar confusiones (fig. 12).

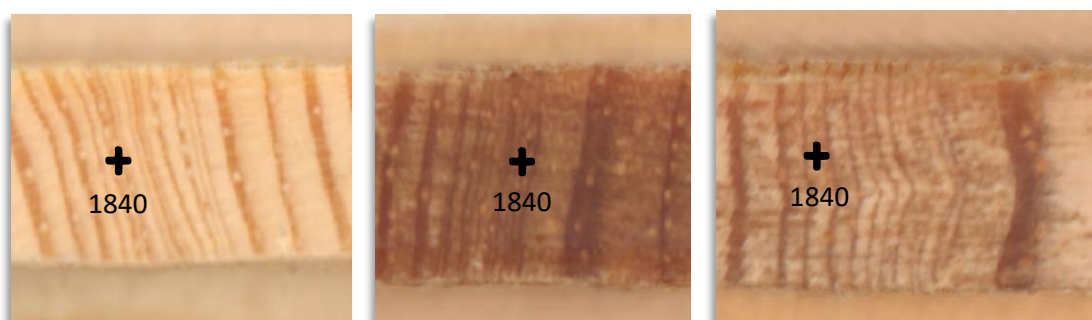


Figura 11: Variación brusca de los espesores de los anillos de las muestras 3 A, 4 B, 5 A.

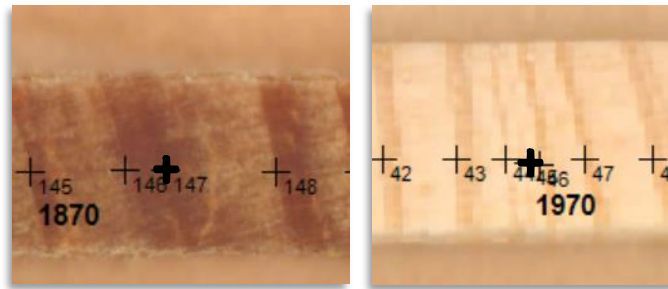


Figura 12: Dificultades detectadas en la sincronización de las muestras 4 A y 9 A.

También hay otras diversas complicaciones que se han tenido en cuenta para realizar una correcta sincronización.

Las muestras de los cores son elementos estrechos, frágiles y delicados, que simplemente al extraerlos de los árboles pueden romperse parcialmente o pueden fragmentarse mediante la manipulación de dichas muestras. Es por ello que se incorporan a un soporte de madera en el laboratorio, para poderlas trabajar con mayor seguridad sin llegar a dañarlas. Las roturas generadas pueden hacer más complejas las sincronizaciones al generar posibles incertidumbres en estos espacios (fig. 13).

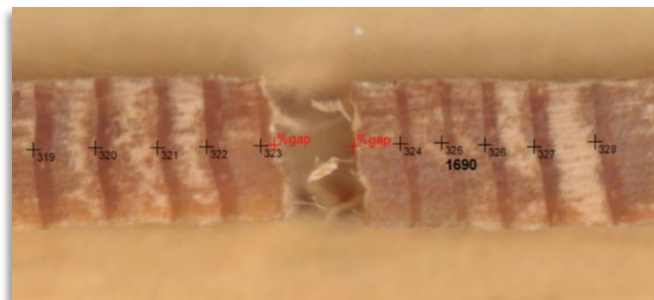


Figura 13: Rotura en el core 1 A.

Por otro lado, están la presencia de anillos falsos (*missing rings*) que hay que ser capaces de detectarlos (fig. 14), y la presencia de fluctuaciones intra-anales de la densidad de su madera (IADFs) (fig. 15), cuya localización en las muestras también es fundamental para realizar una sincronización real y veraz.

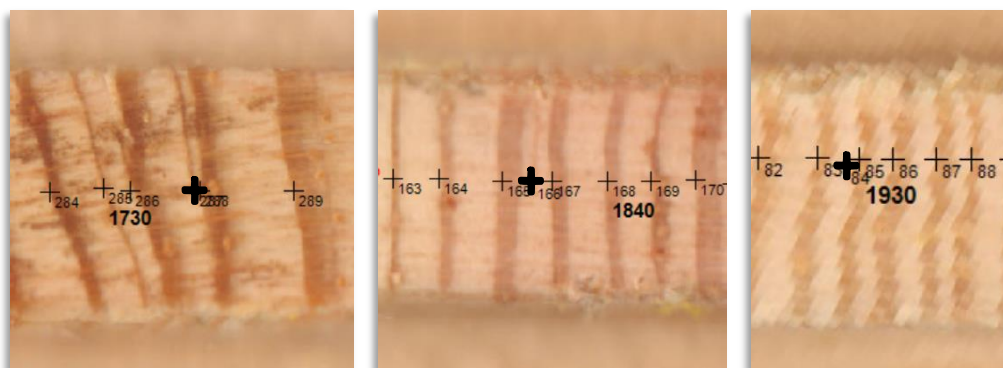


Figura 14: Presencia de anillos falsos en las muestras 1 B, 1 B, y 6 A.

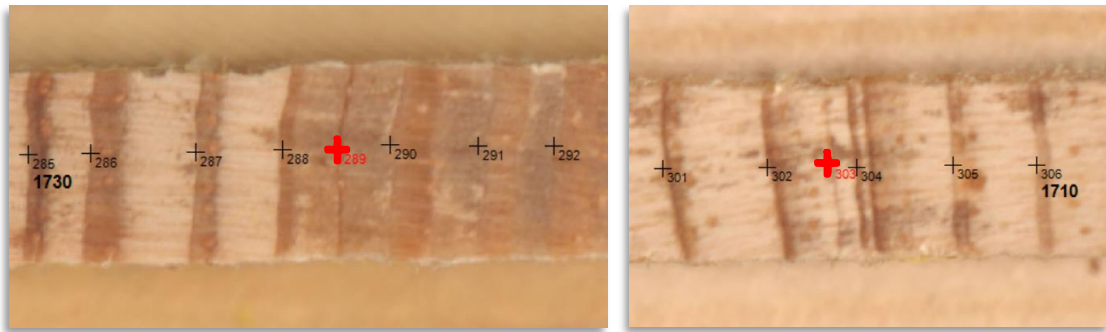


Figura 15: Presencia de IADFs en las muestras 1 A y 2 A.

Se han detectado MR en la muestra 1 B (años 1842, 1837, 1835), en la muestra 2 A (año 1946), en la muestra 4 B (años 1946 y 1924), en la muestra 6 A (año 1931) y en la muestra 6 B (año 1931). Conforme a la presencia de IADFs se han recogido en la muestra 1 A (años 1861, 1854, 1727), en la muestra 2 A (años 1754, 1727), en la muestra 2 B (años 1713, 1712), en la muestra 3 B (años 1837, 1834), en la muestra 4 A (año 1901), en la muestra 5 A (1833, 1832) y en la muestra 12 A (años 1981 y 1979). Con todos estos datos se ha determinado la frecuencia de la presencia de los MR y los IADFs en las muestras del barranco de los Lores; siendo 0.198 % y 0.348 % respectivamente, frente al número total de anillos que han sido marcados.

Para finalizar esta fase se ha realizado una matriz de correlación donde, por medio de los valores de R de cada una de las muestras, se ha podido observar una adecuada validez para cada una de las sincronizaciones realizadas. Se considera que la sincronización es buena debido a que los valores de la correlación eran superiores a 0,7; superando el umbral de significación dado ( $r=0,326$ ).

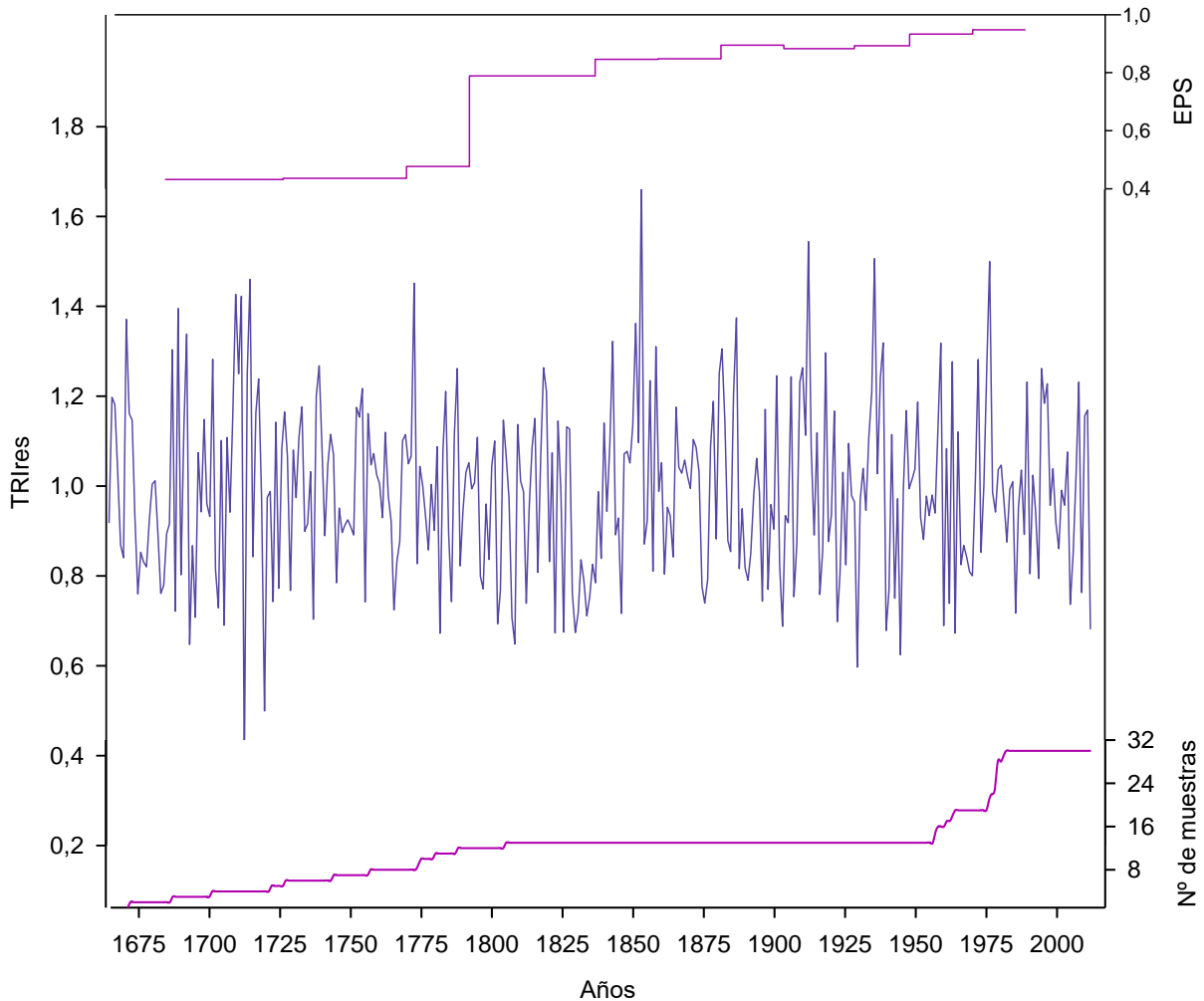
## 5.2. CREACIÓN DE LAS CRONOLOGÍAS

En la tabla 2 se pueden observar los diversos valores de EPS para cada uno de los rangos de la cronología. Se puede observar que la cronología sería fiable hasta el año 1816 debido a que el valor de EPS es igual a 0.85 y con este valor se puede determinar que se podría realizar la reconstrucción hasta el año 1816. Sin embargo, se ha optado por realizar una reconstrucción más larga que la propia reconstrucción explícita del EPS, hasta el año 1672, abarcando un espacio temporal más amplio.

Años	1691	1716	1741	1766	1791	1816	1841	1866	1891	1916	1941	1966
EPS	0.432	0.436	0.477	0.789	0.789	0.85	0.85	0.90	0.88	0.89	0.93	0.95

Tabla 2: Valores del EPS de cada uno de los periodos de la cronología.

También se puede observar en la figura 16 la evolución de los valores de la cronología residual (TRlres) (sección central de la gráfica) junto con el número de muestras que se ha llevado a cabo para generar cada uno de los años de la cronología (sección inferior de la gráfica) y los valores de la EPS (ubicados en la sección superior de la gráfica).



*Figura 16: Relación de la cronología residual (TRlres) con el número de muestras empleadas (zona inferior) y el valor de EPS (zona superior).*

### 5.3. LOS DATOS CLIMÁTICOS Y RELACIONES CLIMA-CRECIMIENTO

Por medio del índice de Pearson se ha podido indicar que la variable climática más afín a las relaciones de los crecimientos de los árboles del barranco de los Lores es el SPEI 4 relativo al mes de agosto, de la base de datos climática del SPREAD, utilizando el ring width como factor de crecimiento radial del bosque. Se puede distinguir en la figura 19 que esta variable climática es la que presenta una correlación mayor con un valor de  $r^2$  de 0,52204472.

En la figura 17 se pueden observar las correlaciones existentes que hay del índice SPI y del índice SPEI para cada uno de los meses del año desde enero hasta diciembre, en relación con la cronología residual. También se han tenido en cuenta el tiempo de retardo; es decir, tienen en cuenta los valores correspondientes a los meses de precipitaciones y evapotranspiraciones acumuladas.

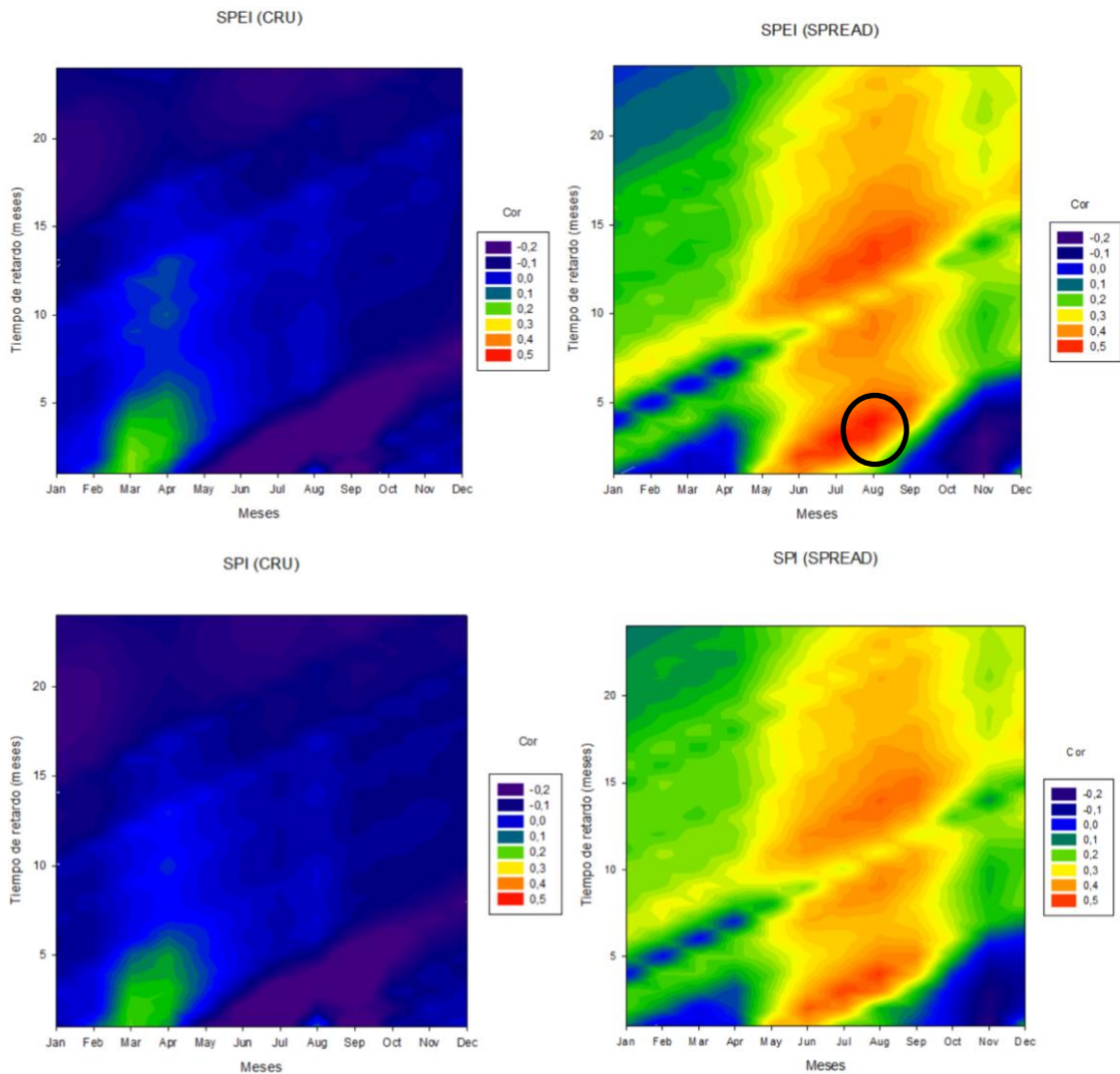


Figura 17: Valores de correlación entre el SPEI (arriba) y el SPI (abajo) obtenidos a partir de los datos de CRU (izquierda) y de SPREAD (derecha) y la cronología de *Pinus nigra*. El círculo señala el valor más elevado de correlación obtenido (SPEI 4 en agosto).

#### 5.4. CALIBRACIÓN-VERIFICACIÓN

En la fase de calibración se relacionan los valores del SPEI 4 con los valores del crecimiento desde 1981 hasta el 2012 (fig. 18, A.), permitiendo examinar la relación entre ambas variables. Tras representar los valores de dichos datos se ha generado una línea de tendencia lineal inicial que es determinada por medio de la ecuación  $y = 3.843x - 3.9162$ ; con

un R de 0.586 y un  $R^2$  de 0.342, que explica el 34% de la variabilidad de la precipitación para el periodo de calibración.

Tras realizar la fase de calibración se genera la fase de verificación (fig. 18, B.), utilizando los valores del SPEI 4 original y los valores del SPEI 4 estimado, desde 1950 hasta 1981, con el objetivo de poder validar la reconstrucción. En esta fase se genera un R de 0.472 entre la precipitación observada y la reconstruida y un  $R^2$  de 0.223, que explica el 22% de la variabilidad de la precipitación para el periodo de verificación.

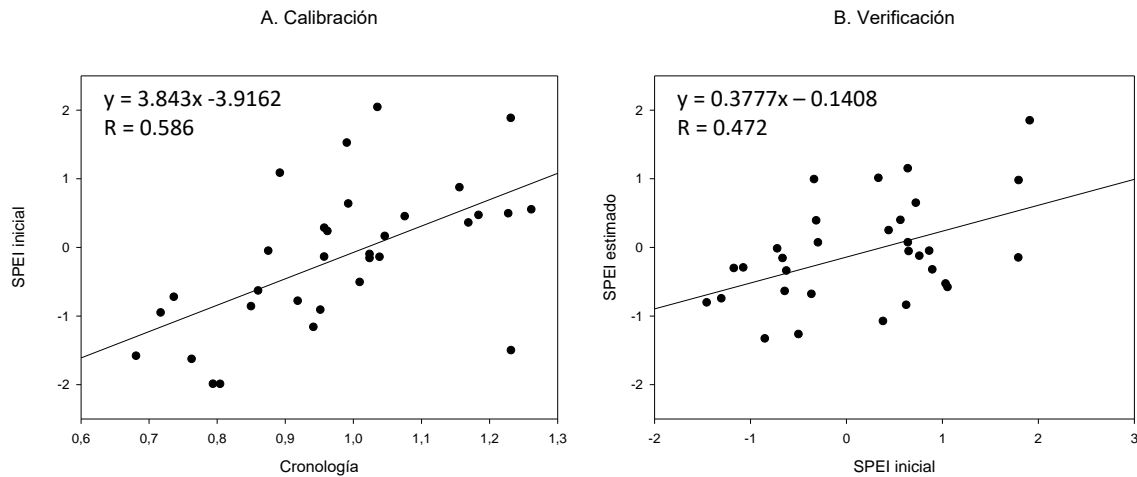


Figura 18: A. Representación de la fase de calibración del SPEI (eje y) y del crecimiento (eje x), desde 1981 hasta 2012. B. Representación de la fase de verificación del SPEI inicial (eje x) y el SPEI estimado (eje y), desde 1950 a 1980.

Debido a que los subperiodos con los cuales se realizó tanto la calibración como la verificación del modelo mostraron una asociación significativa, se utilizó el periodo total de datos climáticos disponibles (1950-2012) para generar la ecuación de reconstrucción  $y = 2,9527 x - 2,9189$  (fig. 19). Esta gráfica mostró una R de 0.472 y una  $R^2$  de 0.272 que explica un 27% de la variabilidad de la precipitación.

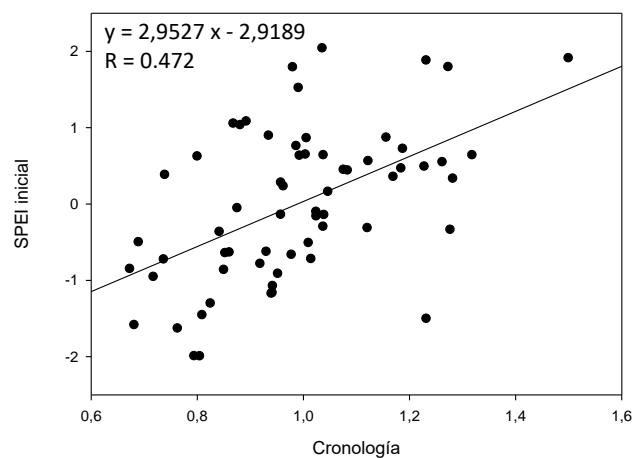


Figura 19: Representación de la cronología (eje x) con todos los datos iniciales del SPEI (eje y).



Todas las pruebas estadísticas estudiadas son superadas para el periodo de calibración y verificación por separado y también en la totalidad de la cronología de 1950 a 2012 (tabla 3). Es por ello que el modelo de regresión obtenido para el periodo 1950-2012 se consideró estadísticamente válido para reconstruir la precipitación en el periodo total de la serie dendrocronológica (1672-2012).

Años	Calibración 1950-1980	Verificación 1981-2012	Calibración 1981-2012	Verificación 1950-1980	Cronología de 1950-2012
<b>R<sup>2</sup></b>	0.22	0.34	0.34	0.22	0.27
<b>MSE</b>	1.04	0.78	0.78	1.04	0.91
<b>RE</b>	0.27	0.35	0.35	0.27	0.31
<b>Señal test D</b>	21+/11-	23+/8-	23+/8-	21+/11-	44+/19-

Tabla 3: Pruebas estadísticas de la calibración y verificación para la reconstrucción del SPEI.

Tras el periodo de calibración y verificación se representan los valores reconstruidos del clima (SPEI 4) conocidos a través del crecimiento de los árboles del barranco de los Lores y los valores climáticos iniciales del SPEI 4 que han moldeado el crecimiento de los árboles. (fig. 20).

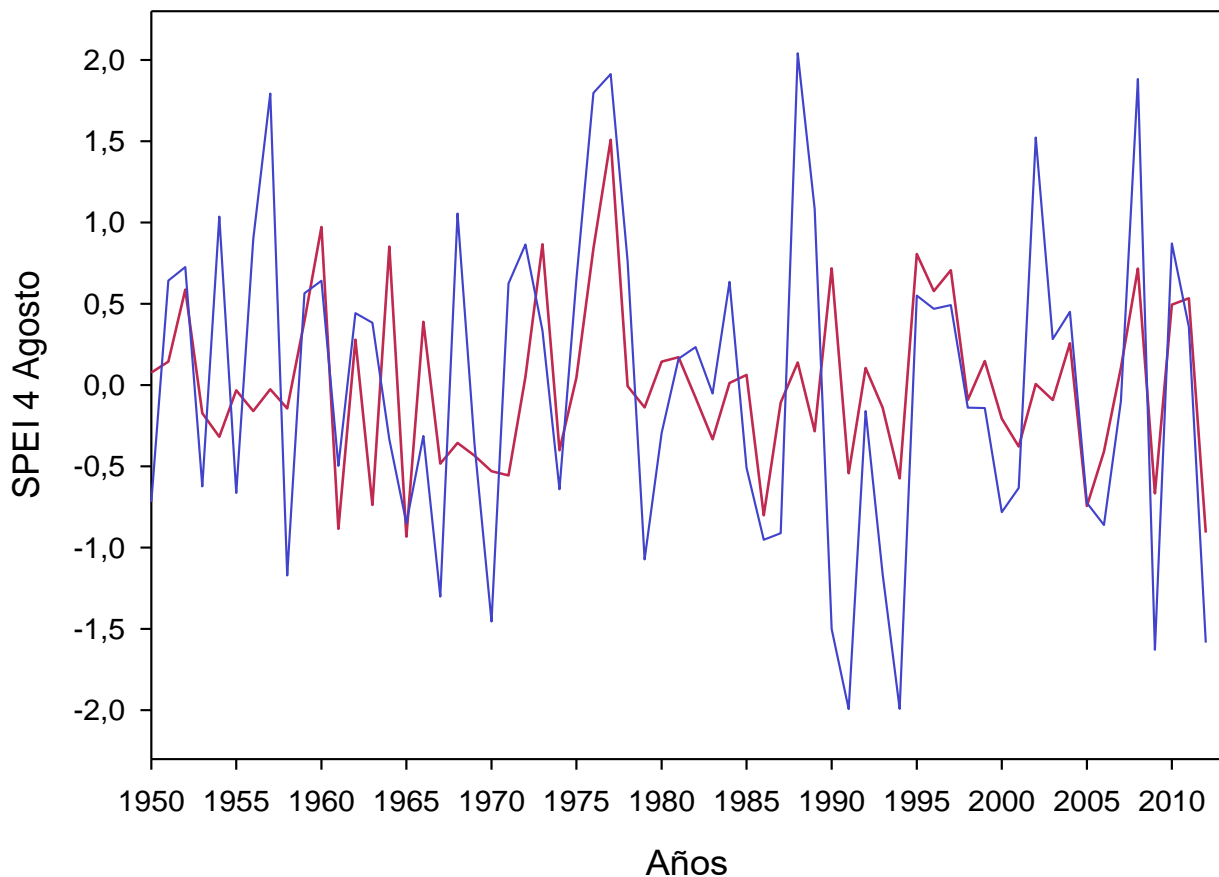


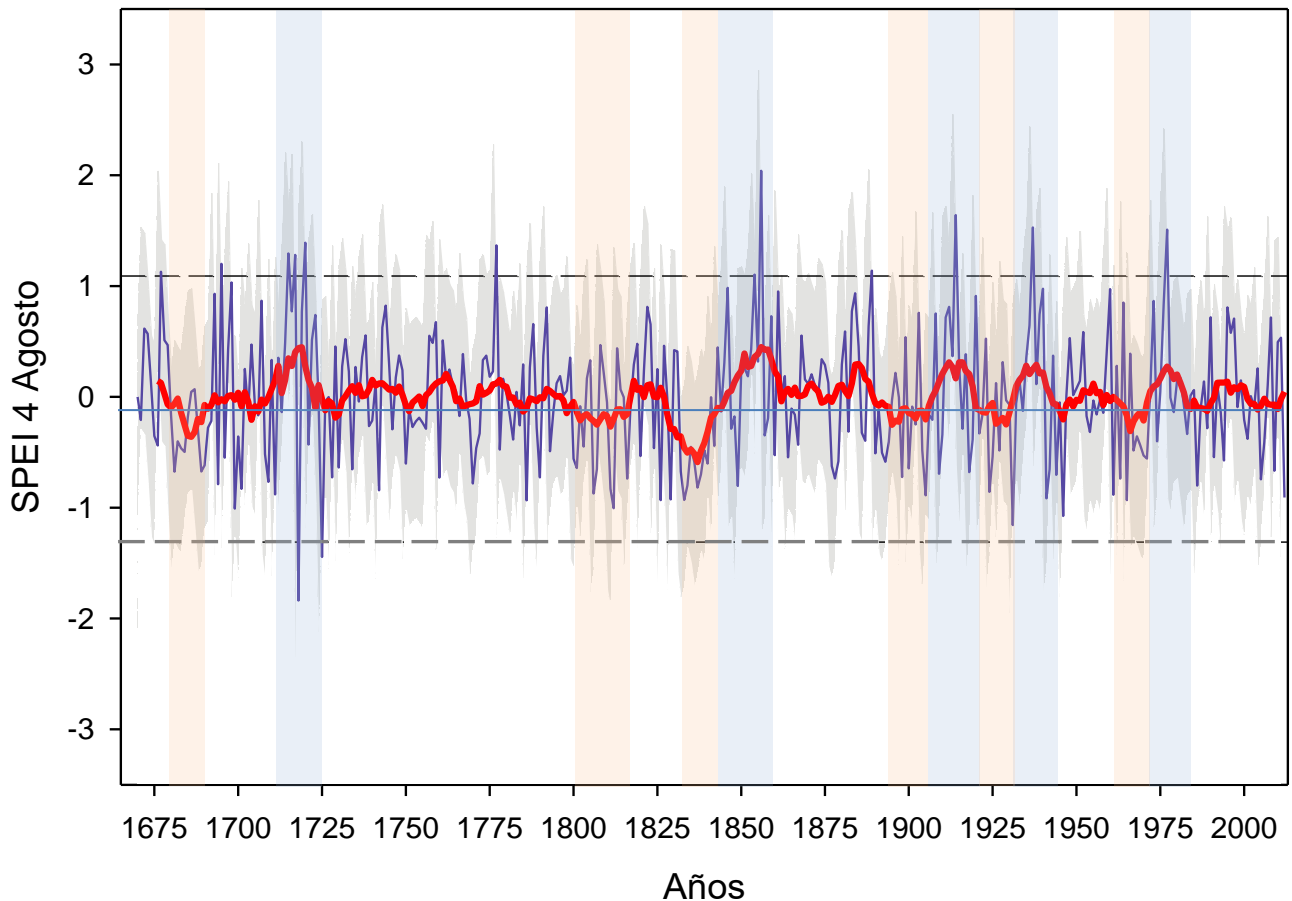
Figura 20: Comparación de la evolución del SPEI 4 reconstruido y del SPEI 4 calculado hasta 1950. En rojo se observan los valores reconstruidos del SPEI y en azul los valores originales.



## 5.5. RECONSTRUCCIÓN

Se puede observar en la fig. 20 que la similitud entre ambos datos es significativa para realizar la reconstrucción adecuadamente. Por ello, con la ecuación  $y = 2,9527 x - 2,9189$  (también llamada función de transferencia) y junto a los valores de los datos proporcionados por la cronología de los árboles, se ha podido determinar los valores del SPEI 4 respectivos a épocas anteriores a los propios datos originales del SPEI recopilados inicialmente; generando de este modo la reconstrucción climática hasta el año 1672.

En la figura 21 se observa la reconstrucción climática realizada (color azul), representada junto con el error cuadrático medio (color gris) y la media móvil (color rojo). También se considera el umbral de la desviación estándar positiva y negativa correspondiente a  $-0.11 \pm 1.2$  para señalar los valores climáticos extremos, que resultaron ser 12 valores de humedad y 2 valores de sequía.



*Figura 21: Reconstrucción del SPEI 4 de Agosto por medio de los anillos de crecimiento. Las líneas punteadas indican la desviación estándar  $\pm 1.2$  usadas para identificar eventos extremos. La superficie gris indica los intervalos de confianza del valor reconstruido. El sombreado naranja indica los periodos de sequía correspondientes y el sombreado azul indica los periodos de humedad; ambos correspondientes a 11 años de extensión.*

A continuación se ha realizado la figura 22 para observar más detenidamente los últimos valores climáticos de estos últimos 62 años.

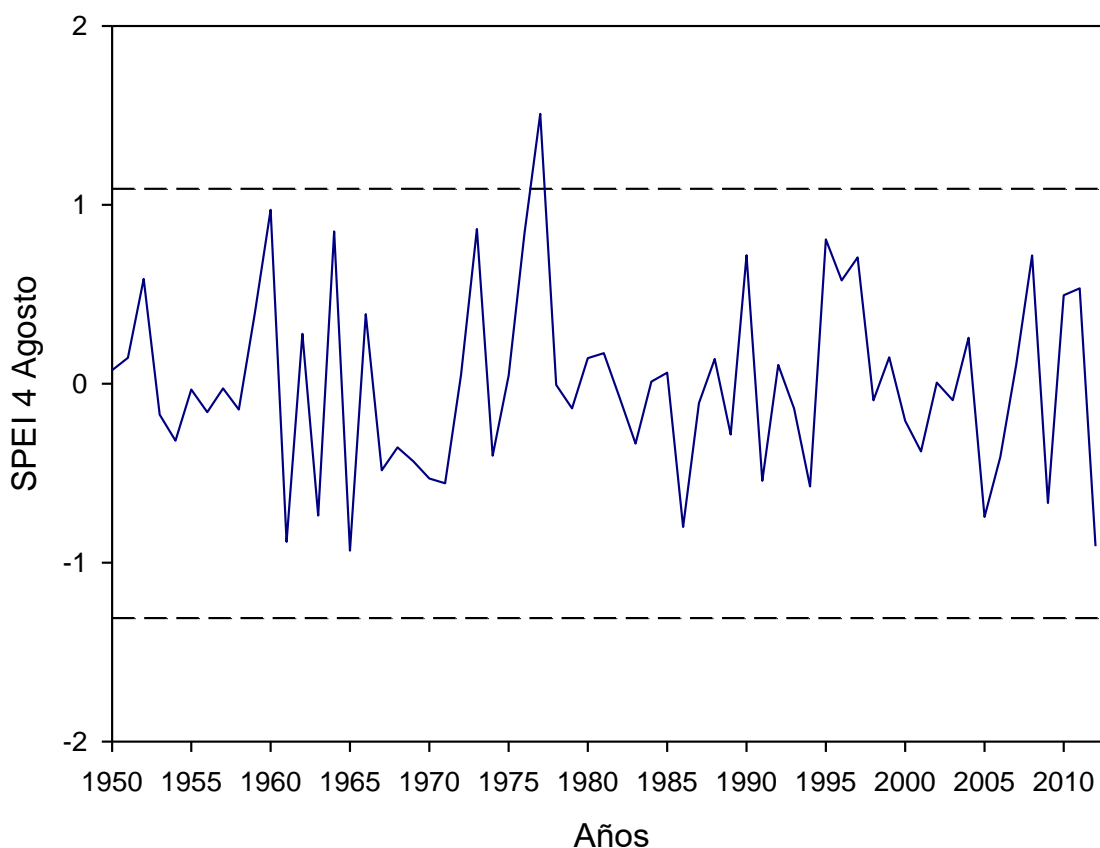


Figura 22: Reconstrucción del SPEI 4 de Agosto hasta el año 1950.

## 6. DISCUSIÓN

### 6.1. SINCRONIZACIÓN

En el proceso de sincronización de las muestras se ha podido detectar la escasa presencia de MR y de IADFs. Los MR aparecen en un 0.195 % en relación con los demás anillos marcados y el IADFs está presente en un 0.348 %, un porcentaje muy escaso determinando que no son sucesos que ocurren con frecuencia dentro de las muestras. Esto puede estar influenciado por la localización donde se sitúan los árboles muestreados ya que se encuentran en un entorno más húmedo al encontrarse dentro del barranco y por ello pueden haber tenido menos estrés hídrico y menos problemas de crecimiento en comparación con el resto de los árboles localizados barranco arriba.

Por otro lado, la totalidad de los MR localizados y gran parte de los IADFs se encuentran dentro de muestras procedentes de árboles longevos. Esto parecería indicar que los árboles más longevos que presentan una mayor cantidad de anillos y que a su vez se les asocia a un crecimiento más paulatino de los últimos anillos formados, sean más vulnerables a cualquier evento climático o a cualquier factor externo, haciendo más frecuente la presencia de estos fenómenos en la madera de estos árboles.

Tras la realización de la reconstrucción también se ha tenido en cuenta que gran parte de los MR y los IADFs se encuentran ubicados en años extremadamente húmedos o secos, relacionando la presencia de estos procesos con los valores climáticos extremos. En el caso de los valores de IADFs, éstos se localizaron en varios años, llegando a coincidir en el año 1854 que se trataba de un año excesivamente húmedo en la reconstrucción.

## **6.2. CREACIÓN DE LAS CRONOLOGÍAS**

Una vez realizada la sincronización se ha medido, estandarizado y realizado finalmente las cronologías. En ellas se ha podido calcular cómo han sido los valores del índice EPS para cada uno de los años de las cronologías. Para realizar una reconstrucción en un contexto y en un periodo de tiempo más amplio, se necesitarían unos valores de EPS mayores y para ello se necesitaría muestrear una mayor cantidad de árboles viejos vivos. Si no hay presentes o no se puede llegar a obtener estas muestras se podrían combinarlas con muestras de árboles procedentes de estructuras, ventanas o puertas de antiguas masías de la localidad, donde aún se pueden ver los registros de las estructuras de los anillos de los árboles. Estas estructuras pueden llegar a dar a su vez gran cantidad de información a los trabajos de reconstrucciones climáticas (Esper et al, 2014). De este modo, con un mayor número de muestras se podría alargar con solidez la reconstrucción, manteniendo la solidez de una buena cronología.

En la gráfica 16 se puede observar cómo a medida que aumenta el número de muestras, la EPS también aumenta a consecuencia y por tanto, la solidez de la reconstrucción en ese periodo es mayor que en los demás donde las muestras han sido más escasas.

## **6.3. LOS DATOS CLIMÁTICOS Y RELACIÓN CLIMA-CRECIMIENTO**

Con respecto a los datos climáticos recopilados, la señal siguió un patrón muy similar entre los índices (SPEI y SPI) que procedían de las mismas bases de datos aunque las series procedentes del SPREAD mostraron siempre mayores coeficientes de correlación en comparación con las series del CRU (fig. 17).

Como se ha dicho con anterioridad, tras observar los valores de los coeficientes de correlación se ha podido determinar que la variable climática más afín es el SPEI 4 relativo al mes de agosto procedente de la base de datos climática del SPREAD, con un  $r^2$  de 0.522. Esto quiere decir que en una pequeña escala de tiempo acumulada (cuatro meses) las últimas precipitaciones de la primavera y del verano (más en concreto, en agosto) tienen una fuerte influencia sobre el crecimiento de los *P. nigra*.

También se ha observado coeficientes de correlación elevados para otros meses y otros periodos de tiempo particulares del SPEI como los meses de julio o agosto relativos a 13 o 14 meses de precipitación acumulada, en donde se recoge correlaciones de  $r$  mayores de 0.4.

La señal del SPEI más fuerte se ha determinado en el mes de agosto porque los meses de verano tratan de ser significativamente más fuertes en términos generales. Esto es debido a que se incluye la precipitación acumulada de los meses anteriores y se muestra de ese modo la fuerte influencia que la precipitación de finales de primavera y de verano tiene sobre el crecimiento del *P. nigra*.

El  $r^2$  mostrado en esta reconstrucción presenta un valor bastante elevado ( $r^2= 0.522$ ) ya que para poder realizar una reconstrucción se necesita presentar un valor superior al umbral de 0.32. De este modo, se determina como un valor alto en comparación con otros trabajos, permitiendo la adecuada realización de la reconstrucción.

A su vez, la alta correlación de las muestras con la precipitación y evapotranspiración (SPEI) es notable porque los árboles muestreados se encuentran en un barranco donde acaban depositándose todas las aguas infiltradas y arrastradas por las pendientes de la cuenca; llegando a generarse en estas zonas espontáneas acumulaciones de aguas sobre todo en aquellos periodos en los que hay abundantes precipitaciones. También se tiene en cuenta que bajo las posibles condiciones de calentamiento global, el índice SPEI podrá identificar mejor un aumento en la intensidad de sequía relacionado con una mayor demanda de agua por parte de los árboles (Tejedor et al, 2017b). El índice SPI en este caso no trata la evapotranspiración que está directamente relacionada con el aumento de las temperaturas. De este modo, el SPEI se trata de un buen indicador de las condiciones climáticas ya que es un índice que ha podido afectar más directamente al crecimiento de estos árboles y puede llegar a detectar adecuadamente las anomalías climáticas reflejadas en el crecimiento.

La base de datos climáticos que mayor correlación ha tenido ha sido la base del SPREAD. Esto es debido a que los crecimientos de los árboles se han adaptado más a las condiciones locales de pequeña escala y a las características propias del microclima en vez de adaptarse a escalas mayores que hacen referencia a datos internacionales de mayores dimensiones; como son los datos correspondientes al CRU. La base del SPREAD utiliza toda la información disponible recogida de 12.858 observatorios en toda España procedentes de AEMET, Confederaciones Hidrográficas y organismos meteorológicos autonómicos, capaces de generar series con mayor exactitud y pudiendo analizar más fácilmente los riesgos asociados a índices pluviométricos extremos como son las sequías (Serrano-Notivoli, 2017). Por el lado contrario, la base de datos del CRU utiliza solo los datos recogidos de los observatorios de AEMET, localizados la gran mayoría en entornos urbanos alejados de nuestra zona de estudio (Serrano-Notivoli, 2017).

Por otro lado, se estudió la influencia que podría ejercer este índice a diferentes estructuras de la madera y se determinó que era el año hidrológico completo (ring width) el que resultaba ser más afín al índice del SPEI. Es por ello que se determina que los valores del EW (que proporciona información de las condiciones climáticas de primavera y verano influenciadas a su vez con las condiciones surgidas el año anterior) y del LW (que proporciona

información de las condiciones climáticas de verano y otoño), no llegan a influenciar tanto sobre el crecimiento de los árboles del área de estudio.

#### 6.4. CALIBRACIÓN-VERIFICACIÓN

Para llevar a cabo la reconstrucción se genera el proceso de calibración-verificación donde se observa un buen acuerdo entre el periodo de calibración ( $R^2$  de 0.34) y el periodo de verificación ( $R^2$  de 0.22). A su vez se estudian los estadísticos trabajados y se observa que la reducción de error (RE) es positiva tanto en los periodos de calibración como en los de verificación indicando la posibilidad de realizar una buena reconstrucción.

Los dos modelos obtenidos para los períodos de calibración 1950-1980 y 1981-2012 resultaron ser significativamente eficaces y válidos para la reconstrucción final. Tras todo ello y por medio del periodo completo de 1951-2010 y de la ecuación de la línea de tendencia se pudo generar finalmente la reconstrucción climática hasta el año 1672.

#### 6.5. RECONSTRUCCIÓN

Se puede observar que el crecimiento está relacionado directamente con el clima ya que al generarse unas condiciones climáticas de altas precipitaciones y proporcionar al suelo una mayor humedad, este hecho afecta al árbol construyendo anillos de achuras más grandes. El mismo suceso se genera en las etapas en las que predominan las condiciones de escasez de agua y presencia de sequías, donde los anillos se presentan con espesores muy estrechos.

En relación a todo el periodo de la reconstrucción realizada, se han podido observar los años más determinantes en cuestión de climas húmedos y secos a través de la incorporación de los umbrales de la desviación estándar en la figura 24. De este modo se han podido detectar los años 1725 y 1718 como periodos secos y los años 1977, 1937, 1914, 1889, 1856, 1854, 1777, 1720, 1717, 1715, 1695 y 1677 como periodos húmedos. Dentro de todos estos años se puede identificar como los valores más secos los de los años 1725 y 1718, y los valores más húmedos los de los años 1977, 1937, 1914, 1856, 1777 y 1720 (tabla 4).

	Siglo XVII	Siglo XVIII	Siglo XIX	Sigo XX
Eventos extremos secos		1725 (-1.444) 1718 (-1.837)		
Eventos extremos húmedos	1695 (1.200) 1677 (1.129)	1777 (1.367) 1720 (1.391) 1717 (1.281) 1715 (1.293)	1889 (1.139) 1856 (2.039) 1854 (1.103)	1977 (1.508) 1937 (1.528) 1914 (1.406)

*Tabla 4: Relación de la reconstrucción del clima (SPEI 4 de Agosto) con el número de muestras empleadas (zona inferior) y el valor de EPS (zona superior).*

Aunque estos son los años más extremos recogidos en la reconstrucción también se ha de nombrar otra serie de años característicos por ser suficientemente secos o húmedos. Es el caso de los años 1960, 1940, 1884, 1861, 1859, 1846, 1698 y 1693 que son años húmedos frente a los años 2012, 1965, 1946, 1941, 1931, 1833, 1829, 1826, 1812, 1786 y 1699 que son años secos.

A su vez se han podido detectar por medio de la media móvil construida una serie de etapas a detallar climáticamente (fig. 21). Se puede observar la presencia de los periodos 1680-1685, 1803-1816, 1828-1840, 1897-1906, 1923-1930 y 1964-1971 como periodos secos y los periodos 1713-1720, 1850-1859, 1907-1921, 1934-1941 y 1975-1979 como periodos demasiado húmedos.

También en la figura 22 se pueden observar los valores reconstruidos del SPEI 4 hasta el año 1950 donde se pueden observar con mayor precisión la evolución climática de estos últimos 62 años. Con las delimitaciones fijas de las desviaciones estándares se pueden observar de nuevo el valor extremo húmedo de 1977 y otros valores como los años secos de 2012 y de 1965 o el año húmedo de 1960.

Coincidiendo con la reconstrucción realizada en este trabajo (fig. 21), Tejedor, E. (2017) identificó en su tesis los años de 1725, 1786, 1931, 1941, 1965 y 2012 como periodos especialmente secos con eventos severos de sequías, del mismo modo que Tejedor et al, (2016) identificaron los años 1725, 1931, 1965 y 2012 e incluso Génova (2012) coincidió en señalar el año 1965 como año muy seco.

En contraste, según Tejedor; E. (2017) los acontecimientos extremadamente húmedos ocurrieron en 1846, 1914, 1937, 1940, 1960 y 1977, coincidiendo con algunos de los valores de los años de Tejedor et al. (2017b) como el 1914 y el 1977.

También en reconstrucciones realizadas sobre otras regiones de Europa se detectan coincidencias con los años extremos secos y húmedos que surgieron en España. Es el caso de Akkemik et al, 2005 y Levanic, 2013 que señalaron el año 1725 como excesivamente seco y el caso de Levanic et al, 2013 que señalaron el año 1914 como un año extremadamente húmedo.

Tras determinar los periodos donde se sitúan los eventos climáticos extremos de los estudios paleoclimáticos se ha podido detectar que las sequías son un fenómeno frecuente en la región mediterránea con amplias consecuencias medioambientales y socioeconómicas (Martín-Vide y Vallvé, 1995; Rodrigo et al, 1999). Es el ejemplo de la gran sequía de 1725 (SPEI de -1,444) que se le denominó el año sin cosecha en Monegros (Alberoa, 1996). Este mismo año también fue recogido como un año extremadamente seco en Rumania, causando hambruna y pobreza (Levanic et al, 2013). De este modo se pueden asociar los eventos extremos sufridos a los cambios históricos y culturales que han ido ocurriendo en el territorio.

En la gráfica 21 se puede observar que la frecuencia de eventos climáticos extremos es más frecuente en los siglos XX y XXI donde estos periodos anómalos son más frecuentes y menos duraderos que los sucedidos en siglos anteriores, donde estos mismos sucesos perduraban más en el tiempo y en menor proporción.

La alta presencia de estos eventos en los últimos años se ve reflejada en el trabajo realizado por Tejedor et al, en el año 2015 donde exponen que de los 318 años reconstruidos en su trabajo, 9 de los 10 años reconstruidos más húmedos ocurrieron durante los últimos 100 años. Por otro lado, también se ha visto reflejado que en los siglos XX y XXI ya comenzaban a producirse un aumento de la recurrencia de eventos extremos de sequías en comparación con los siglos anteriores (Tejedor, 2017). Incluso en relación a otras regiones de Europa (Büntgen et al, 2010) y en el norte de África, (Esper et al, 2007) se informó que los siglos XX y XXI fueron excepcionalmente secos en el contexto de los últimos 500 años.

Según otros estudios, en el siglo XIX la frecuencia de estos eventos extremos disminuyó considerablemente en comparación con los siglos anteriores, considerándolo un siglo tranquilo en términos de sequías y que podría estar relacionado con el final de la pequeña edad de hielo (Jones y Bradley, 1992) ya que se generaba una disminución de la variabilidad interanual (Saz, 2003b) y una menor frecuencia de eventos extremos de sequías (Manrique y Fernández, 2000). Sin embargo, dentro de esta estabilidad climática, a finales del siglo XIX se pudo detectar un período de severa hambruna causado por la escasez de trigo que generó un aumento del precio de dicho alimento. Tras ello comenzó a aumentar la frecuencia de los eventos extremos de nuevo durante el siglo XIX, especialmente durante los últimos 80 años y también durante el siglo XX, cuyas observaciones pueden ser recogidas también por otros estudios semejantes.

La Agencia Meteorológica Española (AEMET) describió el año 2012 como un año seco y cálido en toda España que causó importantes consecuencias socioeconómicas (Tejedor, 2012). También se detalla en AEMET valores considerados como valores extremos absolutos, que fueron considerados desde el año 1920 y cuyos datos fueron recopilados desde la estación localizada en Teruel. De este modo se señaló el año 2007 como el año en el que se registró la precipitación mensual más alta con un valor de  $140.9 \text{ l/m}^2$ ; el año 2006 como el año en el que se detectó la menor precipitación, siendo esta muy escasa e inapreciable; el año 2001 como el año donde se detectaron las temperaturas más bajas llegando a alcanzar la temperatura mínima absoluta de  $-19 \text{ }^\circ\text{C}$  y el año 2012 como el año donde se generó la temperatura máxima absoluta de  $40.2 \text{ }^\circ\text{C}$  (Agencia Meteorológica Española, 2017). Todos estos valores coinciden a su vez con los datos proporcionados por la base de datos del SPREAD y que a su vez se pueden verse indicadas en la reconstrucción de la figura 22.

Según los últimos informes de la IPCC también explican que se han observado muchos cambios en eventos climáticos desde 1950 que han sido relacionados con las influencias humanas y que han llegado a generar un incremento de las altas temperaturas extremas, un incremento de los eventos de fuertes precipitaciones por unidades de región y una disminución de las temperaturas frías extremas. Es por ello que en el IPCC llegan a vincular las actividades antropogénicas con el cambio climático mundial actual (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2014).

Estas variaciones climáticas extremas generadas en el último siglo, observadas en la reconstrucción climática, concuerdan con la notable influencia y el continuo incremento de las actividades antropogénicas pero en este trabajo no se ha llegado a estudiar las causas de estos posibles cambios climáticos y no se han llegado a identificar las fuentes de estas disparidades

climatológicas. Lo que es certero afirmar son los cambios continuos de épocas secas y épocas húmedas que cada vez son más frecuentes en un periodo de tiempo menos amplio y que son corroborados a su vez por otros trabajos. El estudio generado por Creus et al (1996) exponen que se ha incrementado la variabilidad tanto de la temperatura como de la precipitación en el siglo XX y muy especialmente desde el año 1960 y también en el trabajo de Peña-Gallardo et al (2016) centrado en Andalucía exponen el incremento de las variabilidades de las precipitaciones a partir del año 1928.

Por otro lado, todos estos periodos de eventos climáticos que han surgido en la reconstrucción climática realizada coinciden y se asimilan a los mismos periodos de otros estudios dendrocronológicos generados, siendo similares los años de extremas sequías y precipitaciones. Estos fenómenos extremos climáticos que se han ido generando a lo largo de la serie histórica estudiada conllevan consecuencias socioeconómicas territoriales asociadas. Los daños en las cosechas y en los cultivos de las zonas son consecuencias directas, al haber un déficit prolongado de agua en las épocas de sequías o también al haber un exceso de agua que conlleva a la poca producción de las cosechas o incluso a las pérdidas en los cultivos.

Se es consciente de las limitaciones de realizar una cronología con valores escasos de EPS y únicamente con la presencia de treinta muestras pero con ese trabajo se ha podido conocer las metodologías trabajadas y las técnicas empleadas para llevar a cabo una reconstrucción climática. También se visualiza la dificultad de realizar cronologías más largas asociadas a encontrar una gran serie de árboles antiguos vivos y también por la dificultad de la ausencia de datos meteorológicos antiguos en España. Hasta mediados del siglo XX no se asentaron adecuadamente los observatorios españoles, presentando una gran cantidad de lagunas en las series temporales, que se quieren llegar a solventar con este tipo de estudios dendrocronológicos e incluso llegar a conocer las épocas anteriores a estas lagunas informativas.

Por otro lado se ha conseguido comprender y analizar las reconstrucciones por medio del procedimiento paleoclimático junto con la presencia de evidencias registradas climáticas que han certificado que la reconstrucción evolucionó tal como sucedió en la realidad. Con este hecho facilita el entendimiento de cómo los árboles se han adaptado a los cambios climáticos ocurridos tras el transcurso del tiempo y cómo ha ido evolucionando el clima a lo largo de la historia para que se pueda aprender de ella en el presente y para que se pueda anticipar en un futuro otras posibles condiciones extremas climáticas.



## 7. CONCLUSIONES

Se ha realizado una reconstrucción por medio de una metodología objetiva y precisa como es la dendroclimatología, que ha mostrado ser una técnica científica realmente eficaz para llevar a cabo el conocimiento real del clima que ha sido desarrollado en las últimas décadas.

Este trabajo constituye una aportación al mosaico de estudios regionales existentes a nivel mundial sobre el clima del pasado, necesario para el preciso conocimiento de sus variaciones y su posible explicación.

También se ha comprobado que los acontecimientos del mismo signo y cronología han adquirido mayor significación al haber coincidido con fuentes de información paleoclimáticas independientes, determinando la correcta verificación del trabajo realizado. Además en este sentido se han podido complementar aquellas informaciones ya conocidas con los datos sacados de este estudio, pudiendo ofrecer finalmente una mejor imagen del clima en este último periodo histórico identificado como anómalo en términos climáticos.

A su vez, se ha podido conocer cómo funcionan los árboles ante el clima, cómo se van formando las estructuras de la corteza conforme van transcurriendo los años y también conforme se van sometiendo a determinados aspectos (intervenciones humanas en los bosques, presencia de parásitos o insectos, incendios...) que acaban influenciando en la morfología de la formación de estos anillos de crecimiento.

Para realizar la reconstrucción se ha determinado que el índice climático más afín al crecimiento de los árboles del barranco de los Lores (en concreto el ring width) es el índice climático del SPEI 4 de Agosto. Esto determina que las precipitaciones y la evapotranspiración que se generan en los meses veraniegos están estrechamente relacionadas con el crecimiento de los anillos.

Tras este hecho se ha podido realizar la función de transferencia y la reconstrucción del clima hasta 1950 donde, coincidiendo con otros estudios, el clima del siglo XX y XXI está siendo registrado como un siglo de elevadas variaciones climáticas extremas de precipitaciones y sequías. Este hecho de bruscas condiciones climáticas se está llevando a cabo cada vez con más frecuencia y en intervalos de tiempos menores; suceso que no se llegaba a registrar en el siglo XIX determinándolo como un siglo tranquilo.

La presencia de estas variaciones en las condiciones climáticas extremas comenzó a localizarse a finales del siglo XIX y comienzos del siglo XX donde se comenzó a generar un conjunto de consecuencias y procesos socioeconómicos asociados, como puede ser la dificultad de llevar a cabo un buen cultivo en estas condiciones tan cambiantes y generar una buena cosecha. Sin embargo, gracias a la realización de esta cronología climática y a otros estudios dendroclimáticos relacionados sobre el clima se puede determinar y visualizar las intensas fluctuaciones climáticas del siglo actual, que se están quedando registradas en estos grandes y excepcionales registros biológicos que llegan a ser los árboles.

## 8. BIBLIOGRAFÍA

Agencia Meteorológica Española. (2017). *Datos climatológicos. Valores extremos. Teruel*. Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente. Gobierno de España. Extraído el 15 de abril del 2017 desde [http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/datosclimatologicos/efemerides\\_extremos?\\*w=0&k=arn&l=8368U&datos=det&x=8368U&m=13&v=PMD&v=PMA&v=PMB&v=TMX&v=TMMA&v=TMmB&v=TMA&v=TMB&v=Tmn](http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/datosclimatologicos/efemerides_extremos?*w=0&k=arn&l=8368U&datos=det&x=8368U&m=13&v=PMD&v=PMA&v=PMB&v=TMX&v=TMMA&v=TMmB&v=TMA&v=TMB&v=Tmn)Climatic Research Unit. (2017) University of East Anglia. Recuperado de (<https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/hrg/>).

Akkemik, Ü., Dağdeviren, N., Aras, A. (2005). A preliminary reconstruction (A.D. 1635–2000) of spring precipitation using oak tree rings in the western Black Sea region of Turkey. *International Journal of Biometeorology*, 49 (5), 297–302.

Alberoa, A. (1996). La percepción de la catástrofe: sequía e inundaciones en tierras valencianas durante la primera mitad del siglo XVIII. *Revista de Historia Moderna*, 1, 257–299.

Atlas climático de Aragón. (2008). Gobierno de Aragón.

Bunn, A.G. (2008). A dendrochronology program library in R (dplR). *Dendrochronologia*, 26, 115–124.

Büntgen, U., Franke, J., Frank, D., Wilson, R., Gonzalez-Rouco, F. y Esper, J. (2010). Assessing the spatial signature of European climate reconstructions. *Climate Research*, 41, 125-130.

Cook, E.R., Briffa, K., Shiyatov, S., Mazepa, V. (1990). Tree-ring standardization and growth trend estimation. *Methods of dendrochronology: applications in the environmental sciences*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 104–162.

Creus, J., Fernandez, A., Manrique, E. (1996). Evolución de la temperatura y precipitación anuales desde el año 1400 en el sector central de la depresión del Ebro. *Lucas Mallada*, 8, 9-27.

Creus, J. y Puigdefabregas, J. (1976). Climatología histórica y dendrocronología de *Pinus uncinata*. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 2(2), 17-30.

Cuadrat, J. M., Tejedor, E., Saz, M.A., Serrano-Notovoli, R., De Luis M. y Barriendos, M. (2016). *Avances en la reconstrucción plurisecular del clima en el noreste de España: Nuevas bases de datos y resultados*. X Congreso Internacional AEC: Clima, sociedad, riesgos y ordenación del territorio. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza.

Cuadrat, J.M., Saz, M.A., Vicente-Serrano, S.M. y González-Hidalgo, J.C. (2007). Water resources and precipitation trends in Aragon. *International Journal of Water Resources Development*, 23(1), 107-123.

Cufar, K., De Luis, M., Eckstein, D., Kajfez-Bogataj, L. (2008). Reconstructing dry and wet summers in SE Slovenia from oak tree-ring series. *International Journal of Biometeorology*, 52, 607–615.

- De Luis, M., Novak, K., Čufar, K., y Raventós, J. (2009). Size mediated climate-growth relationships in *Pinus halepensis* and *Pinus pinea*. *Trees. Structure and Function*, 23, 1065-1073.
- Duarte, C. M. (2009). *Cambio Global. Impacto sobre la actividad humana sobre el sistema Tierra*. CSIC. Madrid: Cyan, Proyectos y Producciones Editoriales, S.A.
- Esper, J., Frank, D.C., Büntgen, U., Verstege, A., Luterbacher, J. y Xoplaki, E. (2007). Long-term drought severity variations in Morocco. *Geophysical Research Letters*, 34 (17).
- Esper, J., Dũthorn, E., Krusic, P., Timonen, M. y Büntgen, U. (2014). Northern European summer temperature variations over the Common Era from integrated tree-ring density records. *Journal of Quaternary Science*, 29, 487–494.
- EUFORGEN. European Forest Genetic Resources Programme. (2017). *Pinus nigra. European black pine*. Extraído el 2 de junio del 2017 desde <http://www.euforgen.org/species/pinus-nigra/>.
- Galán Cela, P., Gamarra Gamarra, R., García Viñas, J.I. y Álvarez Díaz, S. (2013). *Árboles Ibéricos*. Extraído el 14 de abril del 2017 desde <http://www.arbolesibericos.es/especie/pinusnigra>.
- Génova, M. (2012). Extreme pointer years in tree-ring records of Central Spain as evidence of climatic events and the eruption of the Huaynaputina Volcano (Peru, 1600 AD). *Climate of the Past*, 8, 751-764.
- Gutiérrez, E. (2008). *La dendrocronología: métodos y aplicaciones*.
- Herbario de Jaca. (2005). Instituto Pirenaico de Ecología (IPE). Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC). Gobierno de Aragón. Departamento de Medio Ambiente.
- Holmes, R.L. (1986). Quality control of crossdating and measuring. User's manual for computer program COFECHA. En Holmes, R.L., Adams, R.K. y Fritts, H.C. (eds), *Chronology Series 6* (pp. 41-49). Tucson, Laboratory of Tree-Ring Research, University of Arizona.
- Intergovernmental Panel on Climate Change. (2014). *Climate Change 2014. Synthesis Report*. Extraído el 5 de junio del 2017 desde [http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/syr/AR5\\_SYR\\_FINAL\\_All\\_Topics.pdf](http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/syr/AR5_SYR_FINAL_All_Topics.pdf)
- Jones, P.D. y Bradley, R.S. (1992). Climatic variations over the last 500 years. En Bradley, R.S. y Jones, P.D. (eds), *Climate since AD 1500* (pp. 649–65). London and New York: Routledge.
- Kaennel Dobbertin, M., y Schweingruber, F. H. (1995). *Multilingual glossary of dendrochronology. Terms and definitions in English, German, French, Spanish, Italian, Portuguese, and Russian*. Birmensdorf: Paul Haupt.
- Levanic, T., Popa, I., Poljanšek, S., Nechita, C. (2013). A 323-year long reconstruction of drought for SW Romania based on black pine (*Pinus Nigra*) tree-ring widths. *International Journal of Biometeorology*, 57 (5), 703–714.

- Lozano Tena, V. (1993). Estudio geomorfológico de las sierras de Gúdar (Provincia de Teruel). *Geographia*, 30, 19-30.
- Malik, I., Danek, M., Marchwińska-Wyrwał, E., Danek, T., Wistuba, M., y Krąpiec, M. (2012). Scots Pine (*Pinus sylvestris* L.) Growth Suppression and Adverse Effects on Human Health Due to Air Pollution in the Upper Silesian Industrial District (USID), Southern Poland. *Water, Air, Soil Pollut.*
- Manrique, E., y Fernandez-Cancio, A. (2000). Extreme climatic events in dendroclimatic reconstructions from Spain. *Climatic Change*, 44 (1-2), 123-138.
- Martín-Vide, J., y Vallvé, M.B. (1995). The use of rogation ceremony records in climatic reconstruction: a case study from Catalonia (Spain). *Climatic Change*, 30(2), 201-221.
- Mckee, T.B., Doesken, N.J., Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. En *Eighth Conference on Applied Climatology*, American Meteorological Society, Anaheim, California, 233-236.
- Notovoli, R., De Luis, M., Beguería, S., Saz, M.Á. (2017). *SPREAD (Spanish PREcipitation At Daily scale)*. Conjunto de Datos. Estación experimental del Aula Dei (EEAD). Extraído el 17 de mayo del 2017 desde <http://digital.csic.es/handle/10261/141218>.
- Novak, K. (2017). *Características de los anillos de crecimiento de Pinus halepensis en el Mediterráneo*. Tesis Doctoral. Universidad de Alicante.
- Panayotov, M. P., Zafirov, N., y Cherubini, P. (2013). Fingerprints of extreme climate events in *Pinus sylvestris* tree rings from Bulgaria. *Trees*, 27, 211-227.
- Peña- Gallardo, M., Gámiz Fortis, S.R., Castro Díez, Y., Esteban Parra, M.J. (2016). Análisis comparativo de Índices de Sequía en Andalucía para el periodo 1901- 2012. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 42 (1), 67-88.
- Pitarch García, R. (2002). *Estudio de la flora y vegetación de las sierras orientales del Sistema Ibérico*. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón. Zaragoza.
- Rodrigo, F.S., Esteban-Parra, M.J., Pozo-Vázquez, D. y Castro-Díez, Y. (1999). A 500-year precipitation record in Southern Spain. *International Journal of Climatology*, 19 (11), 1233-1253.
- Sánchez Lázaro, E. (2016). *Pinus nigra*. Especies forestales de España. Fichas descriptivas. Extraído el 20 de mayo del 2017 desde [http://especiesforestales.com/D\\_Pnigra.html](http://especiesforestales.com/D_Pnigra.html)
- Sangüesa Barreda, G. (2012). *Evaluación espaciotemporal de los efectos de la procesionaria sobre el vigor y el crecimiento de pinares mediterráneos en la Sierra de Gúdar (Teruel)*. Trabajo Fin de Máster. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza.
- Sangüesa-Barreda, G., Camarero, J. J., García-Martín, A., Hernández, R. y de la Riva, J. (2014). Remote-sensing and tree-ring based characterization of forest defoliation and growth loss due

to the Mediterranean pine processionary moth. *Forest Ecology and Management*, 320, 171-181.

Sanz Herráiz, C. (2009). Consecuencias geográficas del cambio climático. En Ramos Castellanos, P., (ed.), *Cambio climático, ¿un desafío a nuestro alcance?* (pp. 47-82) Salamanca: Ediciones Universidad Salamanca.

Saz, M.A. (2003a). *Temperaturas y precipitaciones en la mitad norte de España desde el siglo XV. Estudio dendroclimático*. Tesis doctoral de la universidad de Zaragoza. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón. Serie investigación.

Saz, M.A. (2003b). *Análisis de la evolución del clima en la mitad septentrional de España desde el siglo XV a partir de series dendroclimáticas*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza. Zaragoza.

Serrano-Notivoli, R. (2017). *Reconstrucción climática instrumental de la precipitación en España: ensayo metodológico y aplicaciones*. Universidad de Zaragoza.

SIG-Forest. (2017). *Pinus nigra. SIG. Especies forestales en España*. Instituto Nacional de Investigación y Tecnología Agraria y Alimentaria. Gobierno de España. Extraído el 15 de mayo del 2017 desde <http://eysa-cisa-inia.maps.arcgis.com/apps/webappviewer/index.html?id=0eec61a309744836b733692722e649cd>.

Tejedor Vargas, E. (2017). *Climate evolution in the northeast of Spain since the 17th century inferred from instrumental and multiproxy records*. Tesis Doctoral. Facultad de Filosofía y Letras. Departamento de Geografía y ordenación del territorio. Universidad de Zaragoza.

Tejedor, E., Saz, M.A., Cuadrat, J.M., Esper, J., de Luis, M. (2017a). Temperature variability of the Iberian Range since 1602 inferred from tree-ring records. *Climate of the Past*, 13, 93-105.

Tejedor, E., Saz, M.A., Cuadrat, J.M., Esper, J., de Luis, M. (2017b). Summer drought reconstruction in Northeastern Spain inferred from a tree-ring latewood network since 1734. *Geophysical Research Letters*, 44, DOI: 10.1002/2017GL074748.

Tejedor, E., de Luis, M., Cuadrat, J.M., Esper, J., Saz, M.A. (2015). Tree-ring-based drought reconstruction in the Iberian Range (east of Spain) since 1694. *International Journal of Biometeorology*, 60 (3), 361–372.

Tejedor Vargas, E. (2012). *Modelización de la respuesta climática de Fagus sylvatica en el parque natural del Moncayo*. Trabajo Fin de Máster. Departamento de Geografía y ordenación del territorio. Universidad de Zaragoza.

Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S., y López-Moreno, J.I. (2010). A multiscalar drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of Climate*, 23 (7), 1696-1718.

Wigley, T.M.L., Briffa, K., Jones, P.D. (1984). On the average value of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 23, 201–213.