



Universidad de Valladolid

Facultad de Ciencias

TRABAJO FIN DE GRADO

Grado en Física

Análisis de la distribución espacial y de la evolución de la precipitación

Autor: Mónica Gilarranz Alba

Tutores: Isidro A. Pérez y M^a Ángeles García

Índice

1. Abstract	3
2. Resumen	3
3. Introducción	4
4. Origen de las precipitaciones	7
5. Descripción teórica	14
5.1. Análisis de los parámetros estadísticos	14
5.1.1. Mediana	14
5.1.2. Rango intercuartílico (IQR)	14
5.1.3. Índice de Yule-Kendall	15
5.1.4. Curtosis robusta	15
5.2. Coeficiente de correlación	15
6. Descripción experimental	17
6.1. Base de datos	17
6.2. Obtención de los datos	18
6.2.1. Normas de Legates y Willmott	19
6.3. Interpolación espacial	21
7. Mediana	22
7.1. Estadísticos globales	22
7.2. Estadísticos mensuales	23
8. Cuartiles	25
9. Rango intercuartílico	27
9.1. Estadísticos globales	27
9.2. Estadísticos mensuales	28
10. Índice de Yule-Kendall	29
10.1. Estadísticos globales	29
10.2. Estadísticos mensuales	30
11. Curtosis robusta	31
11.1. Estadísticos globales	31
11.2. Estadísticos mensuales	32
12. Estudio de las pendientes en la mediana	34
12.1. Estadísticos globales	34
12.2. Estadísticos mensuales	36
13. Evolución de la mediana	39
13.1. Estadísticos globales	39
13.2. Estadísticos mensuales	40

14.Evolución del rango intercuartílico	41
14.1. Estadísticos globales	41
14.2. Estadísticos mensuales	42
15.Evolución del índice de Yule-Kendall	43
15.1. Estadísticos globales	43
15.2. Estadísticos mensuales	44
16.Evolución de la curtosis robusta	45
16.1. Estadísticos globales	45
16.2. Estadísticos mensuales	46
17.Conclusiones	47
18.Bibliografía	48
Índice de figuras	52

1. Abstract

Throughout this work a global study of precipitation has been carried out, both globally and monthly.

It has been worked with a time range of 118 years with the data provided by the existing land stations, at no time it has been worked with ocean stations.

All files are monthly and if not, their monthly value has been derived. Those files with more than 5 missing observations in a month have been discriminated. The values of stations that were very close were also combined.

This study focuses on analyzing the statistical indicators by years and by latitudes to reach conclusions about the evolution of precipitation according to the Earth's location and also to observe how it has varied year after year due to the increase in the temperature of the planet. With this, it has been possible to see some of the effects of the climate change, like the trend to more extreme phenomena, and also the distribution of the precipitation according to the latitude, the volume of water and the rainfall frequency, like for example that the poles are deserts, at medium latitudes the precipitation is medium and constant, at low latitudes can be found deserts with precipitation in some seasons of the year and, finally, the equator is the most rainy area of the planet.

2. Resumen

A lo largo de este trabajo se ha realizado un estudio global de la precipitación, tanto de forma global como de forma mensual.

Se ha trabajado con un rango temporal de 118 años con los datos proporcionados por las estaciones terrestres existentes, en ningún momento se ha trabajado con estaciones oceánicas.

Todos los archivos tienen carácter mensual y en caso de no ser así se ha derivado su valor mensual. Se han discriminado aquellos archivos con más de 5 observaciones faltantes en un mes. También se combinaron los valores de estaciones que se encontraban muy próximas.

Este estudio se centra en analizar los indicadores estadísticos por años y por latitudes para llegar así a conclusiones acerca de la evolución de la precipitación según la localización terrestre y también para observar cómo ha variado ésta año tras año debido al aumento de la temperatura del planeta. Así se han podido observar algunos de los efectos del cambio climático, como la tendencia hacia fenómenos cada vez más extremos, y a su vez también la distribución de la precipitación según la latitud, el volumen de agua que cae y la frecuencia con la que cae, como por ejemplo que los polos son desiertos, a latitudes medias la precipitación es media y constante, luego, a latitudes más bajas se encuentran desiertos con precipitaciones en algunas épocas del año y, por último, el ecuador es la zona más lluviosa del planeta.

3. Introducción

La Tierra está inmersa en continuos cambios que afectan a la superficie, a la atmósfera, al agua y a la biodiversidad. La precipitación es muy importante en el ciclo del agua y su variación puede influir considerablemente en la agricultura, la gestión de los recursos hídricos y en los diferentes ecosistemas. Las precipitaciones se producen por la condensación del vapor de agua contenido en el aire para lo que es necesario que el aire esté saturado y que existan núcleos de condensación (minúsculas partículas en suspensión en el aire).

Las precipitaciones son uno de los elementos del clima, entre los que también se encuentran la temperatura, la humedad, la presión atmosférica y el viento. El clima hace referencia al estado de las condiciones de la atmósfera sobre una determinada zona, a la descripción estadística del tiempo atmosférico respecto a valores medios, en una escala de tiempo larga (el período de promedio habitual es de 30 años) (IPCC, 2013), de las diferentes variables atmosféricas mencionadas anteriormente. El clima de la Tierra no se puede considerar estático. Existen muchos factores que intervienen en el clima como la latitud, la altitud, el relieve, la cercanía al mar y las corrientes marinas, los cuales pueden determinar los rasgos característicos de los diferentes climas existentes. Las alteraciones en el balance energético hacen que esté sometido a variaciones de sus propiedades en distintas escalas temporales. Esa variación del estado del clima que persiste durante largos períodos de tiempo se identifica con el cambio climático. El cambio climático se define como 'el cambio de clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera global y que se suma a la variabilidad natural del clima observada durante períodos de tiempo comparables' (IPCC, 2013). Dentro de las causas naturales que afectan al clima destacan las erupciones volcánicas, la modulación de los ciclos solares, la inclinación de la Tierra, la deriva continental y las corrientes oceánicas. Por otra parte, se están produciendo cambios en el clima como consecuencia de la variación de la composición de los gases en la atmósfera por el uso de combustibles fósiles, modificación de los usos del suelo y emisión de clorofluorocarbonos. Es un proceso global, pero la intensidad y los efectos son diferentes en todas las zonas.

Existen diversas metodologías para realizar estudios sobre el cambio climático. Una evidencia de la existencia de un cambio climático lleva consigo el análisis de las tendencias de variables climáticas, considerando distintas escalas de tiempo y espacio. De esta manera, se pueden constatar cambios graduales de aumento o disminución en el tiempo de dichas variables asociadas a factores climáticos (Méndez, et al., 2008). El cambio climático está produciendo un calentamiento global y variaciones a escala regional de los patrones de temperatura y lluvia, y tiene efectos adversos sobre la salud humana y los diferentes ecosistemas (Fernández, 2002; Gallego et al., 2006). Además, puede haber una mayor incidencia de fenómenos climáticos extremos como sequías, olas de calor, lluvias torrenciales o huracanes (Junta de Extremadura, 2011; IPCC, 2014). También se manifiesta en un cambio local en intensidad, frecuencia, duración y cantidad de precipitación (Trenberth et al., 2003; Ramos et al., 2006). Un mejor conocimiento del clima y su variabilidad es fundamental para analizar la posibilidad de una acción directa o indirecta del hombre sobre el cambio climático. En las últimas décadas se han realizado estudios sobre la tendencia

de las precipitaciones en diferentes regiones de todo el mundo. Se ha constatado una pequeña tendencia positiva en la precipitación global, de aproximadamente 1 % durante el siglo XX sobre la Tierra, con un mayor aumento en las altas latitudes del hemisferio norte, especialmente durante las estaciones más frías. En el período comprendido entre 1900 hasta 2005, la precipitación aumentó significativamente en las partes orientales de América del Norte y del Sur, norte de Europa y Asia, pero disminuyó en el sur de África, las regiones del sur de Asia y el área mediterránea (Alley et al., 2007; González-Hidalgo et al., 2009). No se produjeron cambios significativos en el este de África (Gebrechorkos et al., 2019). En las zonas urbanas o en sus alrededores, la intensidad y los patrones de las precipitaciones pueden verse afectadas por la urbanización de dichas zonas, como ha sido estudiado en algunas ciudades como Tokyo (Kusaka et al., 2014; Seino et al., 2018). En estas zonas, se produce una disminución del flujo de calor latente entre la superficie y la atmósfera, pero aumenta el flujo de calor sensible. Este aumento produce una zona de baja presión que modifica la circulación de la brisa del mar y el flujo de humedad, aumentando la precipitación en la ciudad, propiciando lluvias de mayor intensidad y durante menos tiempo. A pesar de la gran variabilidad en la distribución espacial de las precipitaciones extremas, las tendencias han experimentado un aumento global en las últimas décadas (Donat et al., 2014). Wang et al. (2020) mostraron una tendencia anual creciente en el período 1961-2016, así como en verano e invierno en una de las principales zonas económicas de China, en contraste con la tendencia decreciente en primavera y otoño.

La precipitación en la Península Ibérica es muy irregular. Esto es debido a su situación geográfica. España forma parte de la cuenca mediterránea y resulta interesante su estudio por su orografía y por el origen atlántico de algunas situaciones meteorológicas sinópticas que contribuyen a una importante variación espacial en las cantidades de precipitaciones (del Río et al., 2011). Muchos autores han analizado las variaciones de las precipitaciones en la Península Ibérica a diferentes escalas temporales y espaciales (Serrano et al., 1999a, 1999b; Rodríguez-Puebla et al., 2001, 2004; Gallego, 2003; Mossmann et al., 2004, Muñoz-Díaz y Rodrigo, 2006; García et al., 2007; López-Bustins et al., 2008, Damián-Ruiz et al., 2010; Vicente-Serrano et al., 2017). Los episodios de precipitación intensa son relativamente frecuentes en la Península Ibérica, especialmente en el este y en las Islas Baleares en parte debido a las condiciones atmosféricas convectivas que pueden descargar grandes cantidades de precipitaciones en pocos días o incluso horas, aunque la intensidad de dichos eventos ha disminuido (Serrano-Notivoli et al., 2018; González and Bech, 2017). La alta concentración temporal de la precipitación incide en una más alta erosión sobre el suelo principalmente en aquellas zonas con débiles cubiertas vegetales, anegamientos e inundaciones rápidas entre otros efectos (Benhamrouche, 2014). Por el contrario, la parte occidental de la Península Ibérica presenta un régimen de lluvias interanual más regular (De Luis et al., 2010), aunque los eventos extremos en esta zona relacionados con condiciones ciclónicas atlánticas pueden acarrear importantes riesgos ambientales (Serrano-Notivoli et al., 2018).

Este Trabajo de Fin de Grado está encaminado a mejorar el conocimiento de la estructura de la precipitación para conseguir un mejor control de los recursos hídricos y una previsión ante posibles eventos extremos. Está estructurado en diversas

secciones, estas podrían separarse en la parte teórica que contendría el Origen de las precipitaciones, la Descripción teórica y el Desarrollo experimental y, por otro lado, estaría la parte analítica, la cual vamos a subdividir a su vez en tres bloques: en el primero se estudian los estadísticos de las precipitaciones globales en cada latitud, el segundo está integrado por el análisis latitudinal de la evolución de la mediana y el tercer bloque se destina para analizar la evolución temporal de los estadísticos de las precipitaciones globales. En estas secciones se han tratado tanto de forma global como de forma mensual estadísticos que han ayudado a comprender el gran número de datos con el que se ha trabajado y así, con su ayuda, llegar a unas conclusiones.

4. Origen de las precipitaciones

Los vientos planetarios desplazan masas de aire causantes del tiempo atmosférico. Estos vientos pueden ser del este o del oeste. El viento del este sopla desde zonas de alta presión hacia zonas de baja presión, tiene lugar en latitudes entre los 60° y 90° y también entre los 0° y 30° en ambos hemisferios. El viento del oeste se mueve en latitudes de entre 30° y 60° en ambos hemisferios. En el hemisferio norte es moderado mientras que en el hemisferio sur, al tener menos obstáculos orográficos que lo frenen es más intenso, este viento puede traer aire cálido y húmedo procedente de un océano. Esta distribución de vientos puede entenderse mejor a través del apoyo de la Figura 1 (Ck12, 2019.)

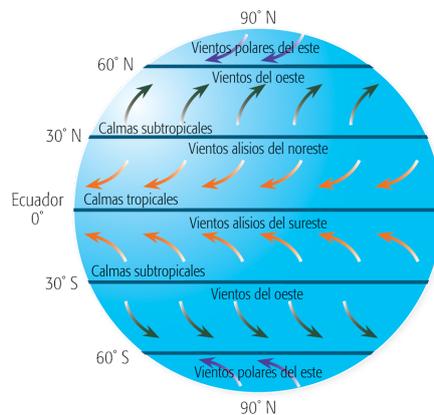


Figura 1: Mapa de las corrientes planetarias

Las corrientes planetarias afectan a las precipitaciones. Para entender esto primero han de entenderse las células atmosféricas, estas son una forma de transmisión de energía de zonas muy calientes como el ecuador a zonas frías como los polos. El aire al calentarse sube, circula hacia los polos donde se enfría y baja, el cual vuelve de nuevo al ecuador para ser calentado otra vez. Este modelo establece una célula en cada hemisferio pero realmente son tres en cada hemisferio. La superficie de los polos es demasiado pequeña como para absorber todo el calor que le llegaría de una zona tan extensa como es el ecuador. Esta gran célula hipotética se rompe para formar tres células que hacen circular el calor hacia altitudes mayores.

Cuando dos células se encuentran pueden converger o diverger. Si convergen el aire cae, se calienta y hay evaporación, mientras que si divergen el aire se eleva y se enfría dando lugar a precipitaciones.

Según la latitud se encuentran unos climas u otros debido a la localización de las células:

- **Latitud 90°:** Aire muy frío y seco baja a la superficie, no hay precipitaciones y tampoco vegetación.
- **Latitud 60°:** El aire cálido de latitudes bajas se encuentra con el aire frío de los polos produciendo así precipitaciones.
- **Latitud 30°:** Aire seco baja a la superficie y apenas produce precipitaciones. Aquí están los desiertos.
- **Latitud 0°:** El aire cálido y húmedo se eleva enfriándose y produciendo grandes precipitaciones. Aquí están las selvas.

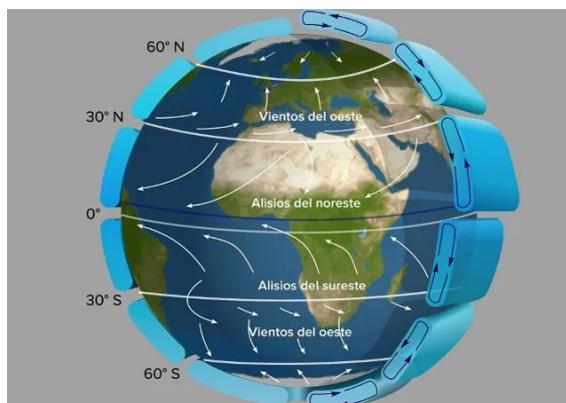


Figura 2: División de las células de Hadley (Novecientos11, 2017)

Que la precipitación en el ecuador sea tan intensa se debe a que es la zona de convergencia intertropical, en la cual convergen los vientos alisios del hemisferio norte con los del hemisferio sur. El calentamiento intenso de la superficie y la confluencia con los vientos tropicales del este dan como resultado tasas de precipitación muy elevadas. Estas fuertes precipitaciones son muy evidentes en zonas como las selvas tropicales de América del Sur, África y Asia.

La energía que fluye del ecuador hacia los polos se transmite a través de la atmósfera y de las corrientes que viajan por el océano. Algunas son generadas por los vientos superficiales, movilizandolas corrientes superficiales de los océanos. Otras corrientes se deben a una diferencia de densidades por distintas concentraciones de sal y diferentes temperaturas en el agua de los océanos.

En el ecuador la energía procedente del sol es absorbida calentando el aire y evaporando el agua de la superficie, provocando la ascensión de masas de aire húmedo. Cuando este aire asciende se enfría y se condensa formando nubes y lluvia, dando lugar a las características tormentas tropicales.

Gran parte de esta energía en forma de calor es enviada dirección al espacio pero el aire ya es más seco; este es empujado hacia el norte, lo cual lo hace descender de nuevo a la superficie, donde el aire se calienta y su humedad relativa disminuye produciéndose sequía y 'buen tiempo' con falta de precipitación. Esto ocurre a unos 30° de latitud formando una de las celdas de Hadley, a estas latitudes se asocian las regiones desérticas de la Tierra y la posición media de los grandes sistemas anticiclónicos casi permanentes como son, por ejemplo, los del Pacífico y las Azores.

La circulación de las celdas de Hadley mueve energía del ecuador hacia latitudes medias. La atmósfera lleva energía más al norte mediante otros mecanismos de circulación.

El resultado de la acción de la fuerza de Coriolis sobre las celdas de Hadley es que la celda circulatoria se fracciona en una serie de circulaciones de carácter más zonal (a lo largo de los paralelos terrestres) que meridional (a lo largo de los meridianos terrestres), de forma que sólo una décima parte de ese movimiento se proyecta en la dirección ecuador-polos.

El aire descendente y los cielos despejados asociados con la célula de Hadley hacia el polo, ayudan a minimizar la precipitación en las regiones de desierto como el Sahara, Gobi, Kalahari, Atacama, el suroeste de Estados Unidos y el Outback australiano.

En el Pacífico Asiático se ha encontrado que las variaciones de precipitación responden a los períodos de eventos de El Niño y La Niña (Méndez et al., 2008).

El Niño y La Niña forman parte de la Oscilación del Sur de El Niño. Este es un conjunto de cambios de los patrones de temperatura de viento y mar que propician temperaturas superficiales del océano anormalmente frías o cálidas durante periodos largos que abarcan desde unos pocos meses hasta poco más de un año. De acuerdo con la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica, los episodios de El Niño y La Niña ocurren cada 3 o 5 años, pero esto puede variar.

La superficie de los océanos se enfría y se calienta de acuerdo con la fuerza de los vientos alisios, que son aquellos vientos superficiales que soplan entre los trópicos, desde el noreste hacia el suroeste en el hemisferio norte, y desde el sureste hacia el noroeste en el hemisferio sur, permitiendo que el Pacífico central se mantenga relativamente fresco. Es la temperatura del océano la que establece el clima, los patrones de lluvia y los patrones de viento en tierra (Heraldodemexico, 2019).

El Niño es el resultado de vientos alisios más débiles de lo normal. Entonces, el agua cálida se acumula a lo largo de zonas ecuatoriales y se mueve hacia el este, justo en la zona oriental del océano Pacífico. Como la superficie del agua está caliente, la atmósfera también se calienta, por lo tanto se eleva aire húmedo, forma nubes y se producen tormentas.

Sudamérica recibe los efectos más directos. En Perú y Ecuador se experimenta un clima muy cálido y húmedo de abril a octubre, y las lluvias frecuentes pueden ocasionar graves inundaciones. En invierno, el noreste del Pacífico, en Estados Unidos, recibe menos precipitaciones, mientras que el sur de California y la costa del Golfo del mismo país reciben más lluvias y tormentas. Australia, el sur de África y Brasil experimentan sequías. En México y el suroeste de Estados Unidos se producen menos lluvias.

La Niña es todo lo contrario. Los vientos alisios se fortalecen y por tanto el agua fría se acumula en la región ecuatorial del Pacífico oriental. En consecuencia, la atmósfera se enfría y, debido a la baja temperatura, el agua no se evapora y el aire no se eleva, así que el nivel de lluvias y tormentas disminuye de forma anómala.

Este es un fenómeno que se produce con menos frecuencia que El Niño. Australia e Indonesia experimentan más humedad en el ambiente. En el centro de los Andes aumentan las lluvias, lo que ocasiona fuertes inundaciones (Geoenciclopedia, 2019).

En el estudio enfocado en Etiopía, Kenia y Tanzania, el clima es muy variable, desde árido en el este hasta húmedo en el oeste. Este se encuentra en una topografía compleja, y se ve muy influenciado por los lagos del Valle del Rift, el sistema de monzones y algunas zonas de convergencia (Gebrechorcos, Hülsmann y Bernhofer, 2019).

A grandes rasgos, los monzones pueden definirse como cambios de la dirección de los vientos más fuertes de una región, según la estación del año. Así, se trata de cambios estacionales responsables de abundantes lluvias en las regiones de climas cálidos y húmedos del sur y sureste de Asia, pero también pueden presentarse en otras partes del mundo como Australia, el oeste de África e incluso América.

Se pueden identificar tres mecanismos causantes de los monzones: (1) La diferencia de temperatura entre la tierra y el agua debido al calor de la radiación solar ya que la tierra y el agua absorben el calor de modo distinto. (2) La desviación del viento. Este fenómeno es resultado del efecto Coriolis, el cual, debido a la rotación de la Tierra, provoca que en el hemisferio norte los vientos se desvíen hacia la derecha y en el hemisferio sur lo hagan hacia la izquierda. (3) El intercambio de calor o intercambio de energía que ocurre mientras el agua cambia del estado líquido al gaseoso y del gaseoso al líquido.

Los monzones asiáticos son los más comunes. En el sur, la temporada del monzón abarca de abril a septiembre. En esa parte del planeta la radiación se recibe de forma vertical durante el verano, por lo que el aire caliente sube y se crea un área de baja presión sobre Asia Central. Mientras tanto, el agua del océano Índico se mantiene relativamente fría, y se origina un área de alta presión. Dicha diferencia de temperaturas provoca que el aire húmedo del océano se mueva desde el área de alta presión hasta el área de baja presión. Ya en el otoño, agua y tierra empiezan a enfriarse, pero esta última comienza a perder calor de forma más rápida que el agua con lo que al llegar el invierno al Índico se convierte en un área de baja presión.

En Australia, la temporada del monzón llega cuando el viento cargado de humedad, proveniente de aguas del Índico, se mueve hacia el norte de este país. Y por otra parte, Norteamérica es azotada una vez al año por el monzón del verano. Sucede lo mismo que en el caso del monzón asiático, solo que en regiones distintas, la diferencia de temperaturas se produce entre la tierra y el océano Pacífico. Suele afectar a las regiones mexicanas que están a lo largo de la Sierra Madre Occidental, así como a los estados de Nuevo México, Arizona, Nevada, Utah, Colorado, California y el oeste de Texas.

El efecto más directo de los monzones es la abundancia e intensidad de las precipitaciones. Las lluvias torrenciales pueden llevar a inundaciones y deslaves (Geociclopedia, 2019).

En estas zonas se han observado tendencias en aumento de los valores máximo y mínimo diarios de la temperatura en grandes zonas de la región. Esto va acompañado de una tendencia creciente del número de noches, días y periodos cálidos. Así mismo, existe una tendencia decreciente sobre las noches y los días fríos.

En general se ha observado un aumento de la tendencia en temperaturas extremas. Los índices de precipitación, por otro lado, mostraron tendencias crecientes y decrecientes en Etiopía, Kenia y Tanzania, pero no hubo un patrón general, como ya se ha mencionado anteriormente.

El este de África se ha enfrentado frecuentemente a sequías y eventos de lluvias intensas, dejando así a millones de personas con necesidad de ayuda humanitaria.

De acuerdo con las proyecciones climatológicas globales actuales, un cambio considerable en el clima y temperaturas mayores causarán eventos extremos más frecuentes como grandes tormentas, incendios, huracanes, tormentas tropicales y sequías e inundaciones mayores.

Mawsynram, ubicada en el estado de Meghalaya, India, es el lugar más húmedo del mundo, con una precipitación anual de 11871 mm. Este gran volumen de lluvia es causado por la cordillera del Himalaya, que bloquea las fugas de nubes pesadas hacia el norte. Los periodos más secos de la región se consideran entre los meses de diciembre y enero, cuando las precipitaciones pueden ascender a sólo 60 mm.

Cherrapunji, a 5 kilómetros de Mawsynram, es el segundo lugar más húmedo del mundo con una precipitación anual de 11777 mm. La lluvia aparece gracias a los vientos del monzón que viajan desde la Bahía de Bengala (Girosalut, 2019).

La corriente de agua procedente del golfo de México forma parte de un cinturón que trae agua caliente de la superficie del océano hacia Europa y al mismo tiempo lleva agua fría de las profundidades hacia el continente americano. Esta corriente se mueve gracias a que el agua superficial se enfría en el mar de Groenlandia y en el mar de Labrador, hundiéndose y dirigiéndose al sur.

En México se han registrado evidencias de condiciones climáticas inversas a las registradas en décadas pasadas; en las regiones áridas, ubicadas hacia el norte de México, la precipitación ha aumentado, especialmente en áreas continentales del hemisferio norte. Por el contrario, las regiones más lluviosas del país han sufrido una disminución significativa de precipitación. Algunos casos incluyen precipitaciones extremas en las costas del Pacífico, inundaciones en Ciudad de México, el impacto de huracanes más intensos en las costas mexicanas y sequías en la parte norte del país. Todos estos fenómenos fueron causados por la convección profunda asociada a un frente frío, la interacción de una onda tropical y un frente frío o cambios en la temperatura superficial del océano Pacífico (Méndez, 2008).

El desierto de Atacama, con una longitud de casi 1600 km, es el desierto no polar más árido del planeta. Para que llueva 1 mm de agua pueden pasar varias décadas. Se encuentra en el continente Sudamericano, al norte de Chile y está delimitado por el océano Pacífico al oeste y la cordillera de los Andes al este.

Su posición geográfica es una de las responsables de la aridez, pero esta también se debe a que en el pasado constituyese el fondo marino y a su alta concentración de sal. También debemos hacer referencia a la denominada Corriente de Humboldt, una corriente oceánica que se produce en América del Sur, la cual se origina a causa del ascenso de aguas frías y profundas hacia la superficie oceánica. Por la latitud a la que se encuentra este continente, lo normal sería que el clima fuese tropical o subtropical pero, a causa de la baja temperatura del agua, la atmósfera y las brisas marinas se enfrían y, por tanto, el clima se vuelve excesivamente árido al no producirse la evaporación de las aguas, por consiguiente, no se forman nubes de precipitación. Con ello se altera el régimen de lluvias, que se vuelven muy escasas.

En relación con esto, también cabe destacar que, debido a su situación en el trópico de Capricornio, lo que sucede es que el aire que desciende procedente del ecuador llega seco y sin humedad, al haber descargado abundantes lluvias previamente en esta otra zona.

Por otro lado, existe otro gran responsable de la aridez del desierto de Atacama. Se trata del efecto Foehn o Föhn, responsable de que los vientos procedentes del este no puedan penetrar y dejar lluvias. Este fenómeno es típico de regiones montañosas. Lo que ocurre es que cuando una masa de aire cálido y húmedo se ve obligada a ascender para salvar el obstáculo que supone la montaña, el vapor de agua se enfría y se condensa produciendo precipitaciones en la ladera de la montaña, donde se han formado las nubes, en este caso, en la Cordillera de los Andes (barlovento).

Lo que ocurre a continuación es que, en la ladera contraria, la que da al desierto (sotavento), cuando las nubes sobrepasan la montaña no poseen agua suficiente. La temperatura aumenta y el cielo está despejado debido al rápido descenso por la ladera de la montaña del aire seco y cada vez más cálido, fruto del aumento de la presión al descender en altura y haber una humedad tan escasa. Como resultado, durante la bajada de estas masas de aire seco las nubes se calientan hasta evaporarse y desaparecer. En resumen, en estas laderas de sotavento el efecto Foehn resulta en un viento muy seco y caliente.

Además, al norte de la Cordillera se forma el Altiplano Andino, una extensa planicie elevada que por el sur captura la humedad procedente del océano Pacífico y por el norte impide que las tormentas procedentes del Amazonas lleguen a Chile. Con todo ello el resultado que obtenemos es la aridez total y la ausencia de precipitaciones en el desierto de Atacama.

Sin embargo, a pesar de todo lo anterior, existen situaciones puntuales en las que las lluvias superan el rango normal de desierto. Esto ocurre únicamente cuando el fenómeno de El Niño altera el patrón de lluvias.

Durante los meses de primavera en la región del trópico de Capricornio, entre septiembre y noviembre, cuando se producen estas lluvias, se origina un fenómeno poco común. Semillas, rizomas, bulbos y tubérculos que se encontraban enterrados en el suelo en estado latente germinan y florecen, cubriendo la superficie del desierto con variedad de flores y llenándolo de color. Se calcula que existen más de 200 especies, la mayoría endémicas de la región, protegidas bajo tierra durante años para protegerse de las condiciones extremadamente áridas del desierto, esperando para emerger en el momento de las lluvias (Ecologiaverde, 2018).

5. Descripción teórica

5.1. Análisis de los parámetros estadísticos

Los indicadores estadísticos son cruciales en meteorología y climatología ya que permiten dar sentido a grandes cantidades de datos.

La forma óptima de trabajar con este número de datos es mediante gráficos, con los cuales se puede comprimir y resumir la información. Al trabajar con gráficos puede observarse si existen datos inusuales, los cuales pueden deberse ya sea a errores o a información válida que resulta ser lo más importante e informativo del grupo de datos.

Se ha hecho uso de parámetros pertenecientes a la estadística robusta, estos son menos sensibles a la presencia de valores anómalos (Wilks, 2006).

5.1.1. Mediana

La mediana es la medida robusta más común de la tendencia central, corresponde al segundo cuartil, $q_{0,5}$.

Los cuartiles son tres y dividen en cuatro partes iguales un conjunto de datos ordenados, se les denomina $q_{0,25}$, $q_{0,5}$, $q_{0,75}$.

La mediana por tanto representa el valor correspondiente a la posición central de la serie de datos ordenados.

5.1.2. Rango intercuartílico (IQR)

El rango intercuartílico es la medida robusta más común para la dispersión. Este es simplemente la diferencia entre el tercer y primer cuartil.

$$IQR = q_{0,75} - q_{0,25} \quad (1)$$

El IQR es un buen índice para medir la dispersión central del conjunto de datos ya que solo está referido al rango del 50 % central de los datos, no tiene en cuenta el 25 % inferior y superior de los datos, lo cual lo vuelve muy resistente ante valores anómalos.

5.1.3. Índice de Yule-Kendall

El índice de Yule-Kendall es una medida robusta de la simetría de la distribución de datos,

$$\gamma_{YK} = \frac{(q_{0,75} - q_{0,5}) - (q_{0,5} - q_{0,25})}{IQR} \quad (2)$$

Se calcula comparando la distancia entre la mediana y cada uno de los dos cuartiles. Si el 50 % de los datos tienden a la derecha, la distancia a la mediana va a ser mayor en el cuartil superior que en el inferior. En este caso el índice de Yule-Kendall es positivo. En caso de tender a la izquierda el índice de Yule-Kendall es negativo.

5.1.4. Curtosis robusta

La curtosis robusta es un indicador robusto del aplanamiento de la distribución de datos en torno a la zona central,

$$C_R = \frac{q_{0,75} - q_{0,25}}{2(q_{0,90} - q_{0,10})} \quad (3)$$

En la expresión aparecen los deciles, estos son los 9 valores que dividen la serie de datos ordenados en 10 partes iguales.

La curtosis robusta de una distribución normal (gaussiana) tiene un valor de 0,263 (Sachs,1982).

5.2. Coeficiente de correlación

Este también se conoce como el coeficiente de correlación de Pearson, y está pensado para variables cuantitativas. Es un índice que mide el grado de covariación entre distintas variables relacionadas linealmente. En caso de que las variables estén relacionadas pero no de forma lineal no puede aplicarse este coeficiente.

Este coeficiente tiene una fácil interpretación, sus valores absolutos oscilan entre 0 y 1. Hemos especificado los términos 'valores absolutos' ya que, en realidad, el coeficiente oscila entre -1 y 1. No obstante, la magnitud de la variación viene especificada por el valor numérico del coeficiente, reflejando el signo la dirección de tal valor.

Se puede calcular el coeficiente de correlación mediante la expresión:

$$r = \frac{N\Sigma xy - \Sigma x \Sigma y}{\sqrt{[N(\Sigma x^2) - (\Sigma x)^2][N(\Sigma y^2) - (\Sigma y)^2]}} \quad (4)$$

Una vez calculado el valor del coeficiente de correlación interesa determinar si tal valor obtenido muestra que las variables x e y están relacionadas en realidad o tan sólo presentan dicha relación como consecuencia del azar. En otras palabras, se refiere al significado de dicho coeficiente de correlación. Un coeficiente de correlación se dice que es significativo si se puede afirmar, con cierta probabilidad, que es distinto de cero. En términos estadísticos, preguntarse por la significación de un cierto coeficiente de correlación no es otra cosa que preguntarse por la probabilidad de que tal coeficiente proceda de una población cuyo valor sea cero.

Desde el punto de vista de la hipótesis nula se demuestra que la distribución muestral de correlaciones procedentes de una población caracterizada por una correlación igual a cero sigue una ley de Student con $N-2$ grados de libertad.

Si existe correlación habrá que valorar si es relevante, para ello se utiliza la fórmula:

$$t = \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (5)$$

donde t es una variable de la distribución de Student y N el número de datos.

Se compara el valor obtenido con el existente en las tablas para un cierto nivel de significación α y $N-2$ grados de libertad, $t_{(\alpha, N-2)}$, que como se sabe, marca el límite de pertenencia de un cierto coeficiente r a la distribución muestral de correlaciones de una población con coeficiente de correlación nulo. De esta forma si $t > t_{(\alpha, N-2)}$ se rechaza la hipótesis nula y la correlación obtenida no procede de una población con coeficiente de correlación nulo, por lo tanto las variables están relacionadas. Si, por el contrario, $t \leq t_{(\alpha, N-2)}$ se acepta la hipótesis nula, la correlación obtenida procede de una población con coeficiente de correlación nulo y las variables no están relacionadas.

Si se deseará calcular un valor crítico para una correlación de Pearson, el proceso se revierte. Primero se calcula el valor crítico para t , y luego se convierte en r .

La fórmula se invertiría y en este caso quedaría:

$$r = \frac{t}{\sqrt{t^2 + N - 2}} \quad (6)$$

6. Descripción experimental

6.1. Base de datos

Los ficheros con los que se ha trabajado se obtuvieron a través la Universidad de Delaware desde 'Willmott, Matsuura and Collaborators' Global Climate Resource Page'. Estos archivos vienen comprimidos en Unix. Un solo archivo comprimido tiene la extensión '.Z'. Los archivos tienen múltiples archivos que en Unix tienen extensión '.tar'.

Una vez descomprimidos hay 118 archivos, uno por año, desde 1900 hasta 2017, con una distribución cada uno de 15 columnas: la primera es la longitud, la segunda es la latitud, las doce siguientes son las precipitaciones en cada uno de los meses del año y la última es la suma de precipitaciones de todos los meses. La longitud y la latitud varían de $0,5^\circ$ en $0,5^\circ$. Las longitudes y latitudes se presentan en grados y el resto de columnas en milímetros de agua. Cabe señalar que la resolución de la red espacial solo afecta a zonas de tierra, no se ha trabajado con zonas de mar.

Cada uno de los archivos de años se presentan como sigue:

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S
1	-179.750	71.250	0.0	2.3	1.1	3.9	4.9	15.6	11.5	37.0	17.1	29.4	23.1	7.1	153.0				
2	-179.750	68.750	9.9	6.0	5.7	9.5	9.7	23.2	21.5	53.8	33.6	50.9	44.9	19.0	287.7				
3	-179.750	68.250	10.7	7.5	6.0	9.8	9.0	24.6	22.1	56.0	33.1	52.2	44.1	19.4	294.5				
4	-179.750	67.750	15.1	11.7	8.0	11.8	9.0	28.5	26.8	61.2	34.9	54.0	44.4	22.4	327.8				
5	-179.750	67.250	21.2	16.8	10.7	14.4	9.1	32.7	32.0	66.9	37.2	56.8	46.3	27.0	371.1				
6	-179.750	66.750	19.4	16.9	10.5	13.6	10.6	36.6	38.4	77.1	39.6	59.8	45.1	24.3	391.9				
7	-179.750	66.250	14.7	15.8	10.0	12.9	14.1	42.6	50.0	93.2	43.8	64.5	43.6	18.7	423.9				
8	-179.750	65.750	12.4	14.5	7.5	9.7	9.3	38.0	38.9	86.9	37.5	61.4	37.4	15.1	368.6				
9	-179.750	65.250	13.5	13.1	8.2	9.2	7.6	35.7	32.0	81.9	31.6	63.6	36.7	15.6	348.7				
10	-179.750	-16.750	381.8	342.0	400.4	210.4	40.4	187.6	64.2	243.3	0.0	106.1	200.7	124.9	2301.8				
11	-179.750	-84.750	67.8	51.3	0.0	10.5	5.2	53.0	0.0	5.5	1.3	1.4	26.4	12.0	234.4				
12	-179.750	-85.250	68.6	49.9	0.0	6.3	1.1	57.2	0.0	7.0	1.2	0.0	20.6	8.0	219.9				
13	-179.750	-85.750	68.2	48.3	0.0	3.7	0.0	59.0	0.0	7.8	1.2	0.0	16.4	5.4	210.0				
14	-179.750	-86.250	67.7	47.1	0.0	2.4	0.0	59.6	0.0	8.3	1.3	0.0	13.8	3.8	204.0				
15	-179.750	-86.750	67.1	45.9	0.0	1.7	0.0	59.5	0.0	8.7	1.4	0.0	11.9	2.9	199.1				
16	-179.750	-87.250	66.2	44.7	0.0	1.2	0.0	59.1	0.0	8.8	1.4	0.0	10.2	2.1	193.7				
17	-179.750	-87.750	65.1	43.4	0.0	0.7	0.0	58.4	0.0	8.9	1.4	0.0	8.6	1.4	187.9				
18	-179.750	-88.250	64.4	42.7	0.0	0.7	0.0	57.7	0.0	9.1	1.6	0.0	8.1	1.4	185.7				
19	-179.750	-88.750	63.9	42.5	0.0	1.1	0.0	57.1	0.0	9.4	1.8	0.0	8.2	1.8	185.8				
20	-179.750	-89.250	63.4	42.4	0.0	1.7	0.0	56.4	0.0	9.7	2.1	0.0	8.5	2.4	186.6				
21	-179.750	-89.750	63.0	42.3	0.0	0.0	0.0	56.5	0.0	9.9	2.4	0.0	8.8	0.9	183.8				
22	-179.250	71.250	0.0	2.6	1.4	4.2	5.2	15.7	11.5	36.6	17.7	30.3	23.7	8.2	157.1				
23	-179.250	68.750	8.1	6.0	5.2	8.6	9.1	22.9	20.4	54.2	33.3	50.9	44.1	18.6	281.4				
24	-179.250	68.250	11.1	7.7	6.2	10.0	9.0	24.7	21.9	55.3	33.6	53.0	44.6	20.1	297.2				
25	-179.250	67.750	15.7	12.1	8.4	12.3	9.1	28.6	26.7	60.3	35.3	54.8	45.1	23.7	332.1				

Figura 3: Hoja de datos descargados a través de la Universidad de Delaware

6.2. Obtención de los datos

Los ficheros, en origen, corresponden a la media de la precipitación mensual acumulada en milímetros de agua a partir de distintas fuentes actualizadas:

- La Red Global Histórica de Climatología (GHCN):
- La Red Global Diaria Histórica de Climatología (GHCN-Daily)
- Archivo del Servicio del Medio Ambiente Atmosférico/Medio Ambiente de Canadá
- Instituto Hidrometeorológico de San Petersburgo, Rusia
- Datos de GC-Net: Base de datos de Groenlandia
- Registros de la estación de Groenlandia del Proyecto Automatizado de la Estación Climatológica
- Datos diarios para India del Centro Nacional de Investigación Atmosférica
- Archivo de Sharon Nicholsons de precipitación Africana
- Registros mensuales de la estación Webber y Willmotts de Sudamérica
- Resumen Diario de la Superficie Global (GSOD)
- Estaciones de Legates y Willmotts

Las observaciones de algunos archivos eran diarias por lo que se derivó el valor mensual a partir de estas. Cuando el número de observaciones diarias faltantes en un mes superaba las cinco observaciones, entonces el valor de ese mes se tomaba como perdido. También existían observaciones poco realistas en el interior del archivo GSOD, por lo que para evitar la influencia de datos erróneos primero se hace pasar a estos por un filtro, el cual ayudó a eliminar estos registros poco realistas, incluidos meses y años duplicados.

Los registros de estaciones ubicadas a menos de 2,5 km de distancia se combinaron y posteriormente se trataron como registros individuales, tomando como coordenadas de ubicación el promedio de las dos estaciones.

Para evitar valores inusuales, los valores estimados se compararon con las normas climatológicas mensuales de Legates y Willmott (1990), los valores dados por estas normas se interpolaron a cada ubicación de estación compuesta.

6.2.1. Normas de Legates y Willmott

Han de considerarse una serie de causas de error en las medidas. Legates y Willmott (1990) las recopilaron y estimaron:

Viento

El viento es la mayor causa de error en la medición de precipitaciones y por ello su efecto ha de ser estimado.

La velocidad del viento durante la precipitación se estima mediante:

$$w_p = Lw \quad (7)$$

aquí w_p es la velocidad del viento estimada durante la precipitación a la altura de un anemómetro y w es la velocidad media mensual del viento. L depende de la forma de la precipitación y el número de días al mes con precipitación superior a 1 mm, M .

Con la estimación de w_p , la velocidad del viento durante la precipitación a través del medidor, w_{hp} , se puede estimar con

$$w_{hp} = K_L m w_p \quad (8)$$

m es un coeficiente de exposición y K_L es el coeficiente logarítmico de la velocidad del viento que se obtiene mediante

$$K_L = \frac{\ln(h_0/z)}{\ln(h_a/z)} \quad (9)$$

en este caso h_0 es la altura del orificio del medidor, h_a es la altura del anemómetro y z la longitud de la rugosidad. Las estimaciones de z se obtuvieron al escalar la rugosidad de la vegetación natural.

Para los distintos tipos de detectores se debió de considerar la forma de la precipitación.

Pérdidas por humedad

Las pérdidas por humedad se componen de la humedad que se adhiere a las paredes internas del medidor durante la precipitación y durante el vaciado. Estas pérdidas dependen (1) del diseño y material del colector, (2) la frecuencia de las mediciones de la precipitación y (3) la forma y frecuencia de la precipitación.

Las pérdidas por humedad se estiman con

$$\Delta P_w = aM \quad (10)$$

donde la pérdida de humedad media por precipitación, a , depende del tipo de precipitación y el tipo de medidor.

Evaporación

La evaporación en el medidor da cuenta de una disminución de la precipitación medida y se estima con

$$\Delta P_e = i_e \tau_e M \quad (11)$$

aquí i_e es la intensidad y τ_e es la duración de la precipitación.

Forma de la precipitación

Es relativamente sencillo determinar la forma de la precipitación para días o para horas pero para periodos más largos no es tan fácil. La proporción mensual de precipitación cayendo en forma de nieve (sólida) Legates la estima con

$$R = \frac{1}{1 + 1,61(1,35)^{T_a}} \quad (12)$$

donde T_a sigue siendo la temperatura mensual media del aire en $^{\circ}C$.

6.3. Interpolación espacial

Los valores mensuales totales de precipitación de las estaciones se interpolan en una cuadrícula de latitud/longitud de 0,5 grados por 0,5 grados, donde los nodos de la cuadrícula se centran en el grado 0,25. Se ha utilizado la interpolación climatológicamente asistida (CAI) para así estimar el mapa de precipitaciones mensuales totales. Cuanto más densa sea la red de estaciones mayor precisión con el CAI.

Se utiliza el método de la interpolación climatológicamente asistida para que en el caso de que los campos interpolados tengan pocas estaciones no se pierdan las características espaciales del fenómeno, este método parte de la idea de realizar la interpolación separando las componentes espaciales y temporales.

Para la climatología de fondo se fusionaron dos climatologías de estación. La primera se calculó mediante las estaciones con al menos 10 años de observaciones mensuales. La segunda es la climatología de Legates y Willmott. Para el CAI sólo se utilizaron las estaciones de Legates y Willmott que no se encontraban dentro de esta primera climatología.

7. Mediana

7.1. Estadísticos globales

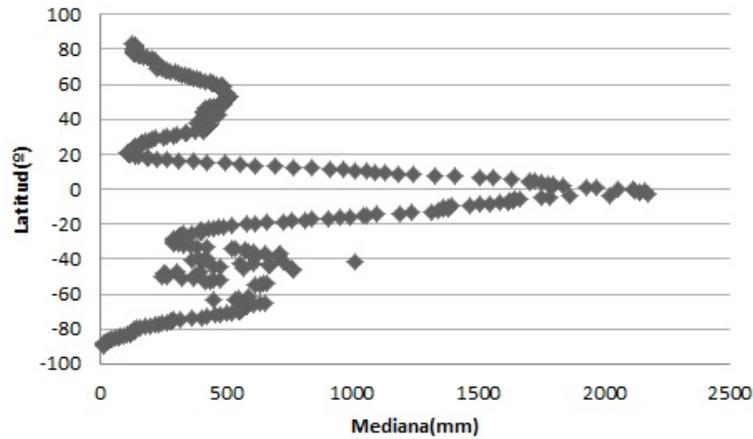


Figura 4: Mediana anual según la latitud

La Figura 4 representa la mediana de la suma anual de precipitación por latitudes, la cual nos da una idea de los milímetros que se recogen en una zona anualmente.

El área ecuatorial recoge entre 1750 y 2250 mm de agua, siendo esta la zona con más precipitación del planeta.

En las latitudes entre 20° y 60° se puede observar claramente una curva. Según se aumenta la latitud, la cantidad de precipitación recogida aumenta hasta los 500 mm en los 50° , para luego volver a descender.

En la latitud entre -20° y -60° el rango de precipitación varía entre los 250 y los 1000 mm de precipitación, siendo indiferente a qué latitud dentro de ese rango nos fijemos, esto es debido a la gran variedad de fenómenos climatológicos que se desarrollan en el hemisferio sur y a la topografía del terreno. Debido a Los Andes, a mismas latitudes se puede encontrar un gran desierto y una zona muy lluviosa, según qué lado de la montaña se observe. A su vez, en el hemisferio sur se encuentra mucha más superficie de agua que en el norte y los medidores de precipitación utilizados en este estudio están únicamente situados en tierra. Es decir, en el hemisferio norte las bandas de precipitación están muy marcadas mientras que en el hemisferio sur son muy irregulares, en su mayoría debido a la menor presencia de superficie sólida.

7.2. Estadísticos mensuales

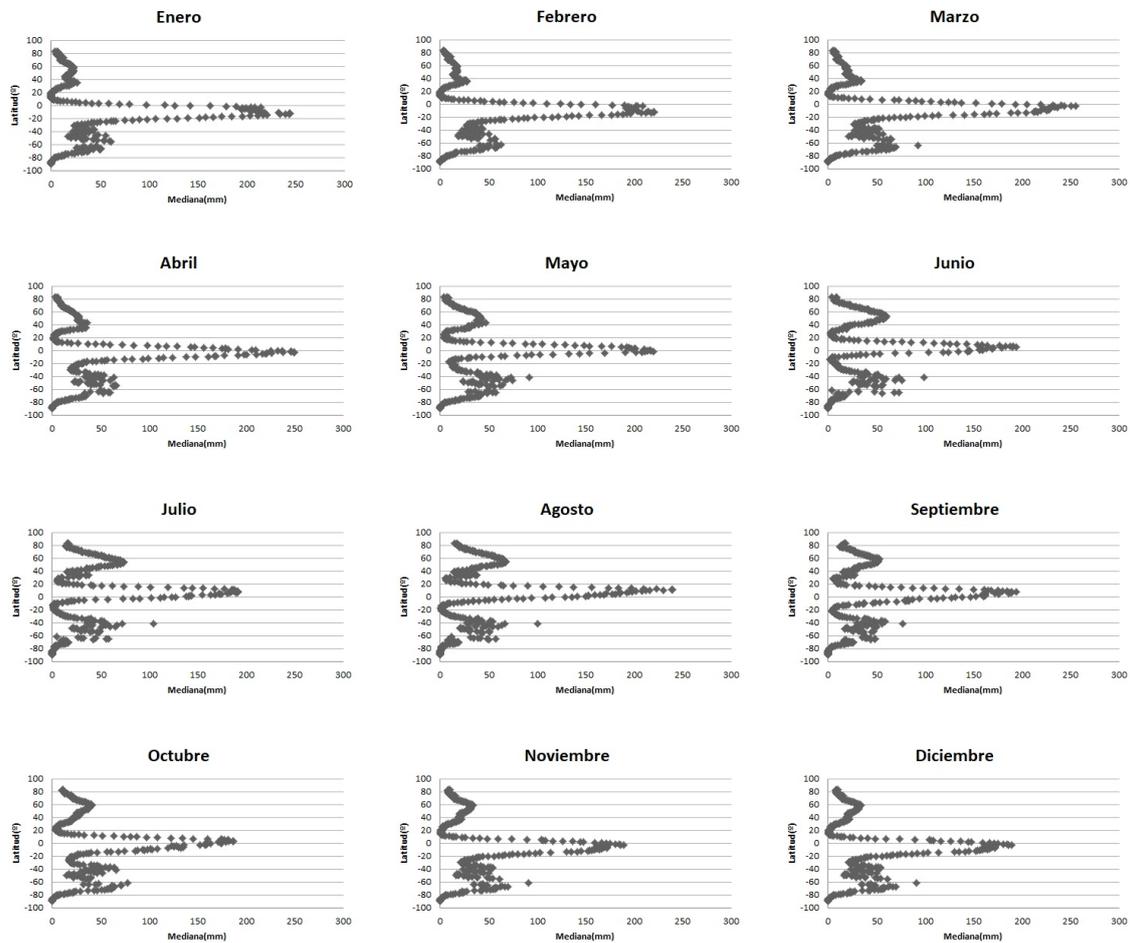


Figura 5: Mediana mensual según la latitud

La Figura 5 presenta la mediana mensual de la precipitación en cada latitud e indica que en el hemisferio norte puede apreciarse un segundo pico entre las latitudes de 35° a 40° en los meses de invierno. Este surge de precipitaciones causadas por obstáculos orográficos; en este caso probablemente sean debidos al Himalaya y a las Montañas Rocosas, aunque también puede destacarse la contribución de las precipitaciones frontales, que son frecuentes en latitudes medias.

Puede observarse un desplazamiento de los picos de las precipitaciones con respecto al origen. En los meses de invierno estos se encuentran en el hemisferio sur mientras que en los meses de verano se encuentran en el hemisferio norte. Esto se debe a la inclinación del eje de la Tierra en su órbita alrededor del Sol, lo cual hace que las estaciones sean opuestas en cada hemisferio, es decir, cuando en el hemisferio norte es verano en el sur es invierno, y viceversa.

El aumento o disminución del tamaño de los picos también depende de la estación de año y, con ello, de la cantidad de mm de agua que caen según la estación.

Los meses más lluviosos del ecuador, con una precipitación de 250 mm de agua mensuales, son marzo, abril y agosto. En el hemisferio norte estos meses se corresponden con junio, julio y septiembre, con una precipitación máxima de 75 mm en los 50°. En el hemisferio sur, en los meses de junio, julio y agosto, la latitud de -40° alcanza los 100 mm de agua mensuales, mientras que la latitud de -50° alcanza su máximo de precipitaciones en los meses de octubre, noviembre, diciembre, marzo y junio con unos 75 mm.

8. Cuartiles

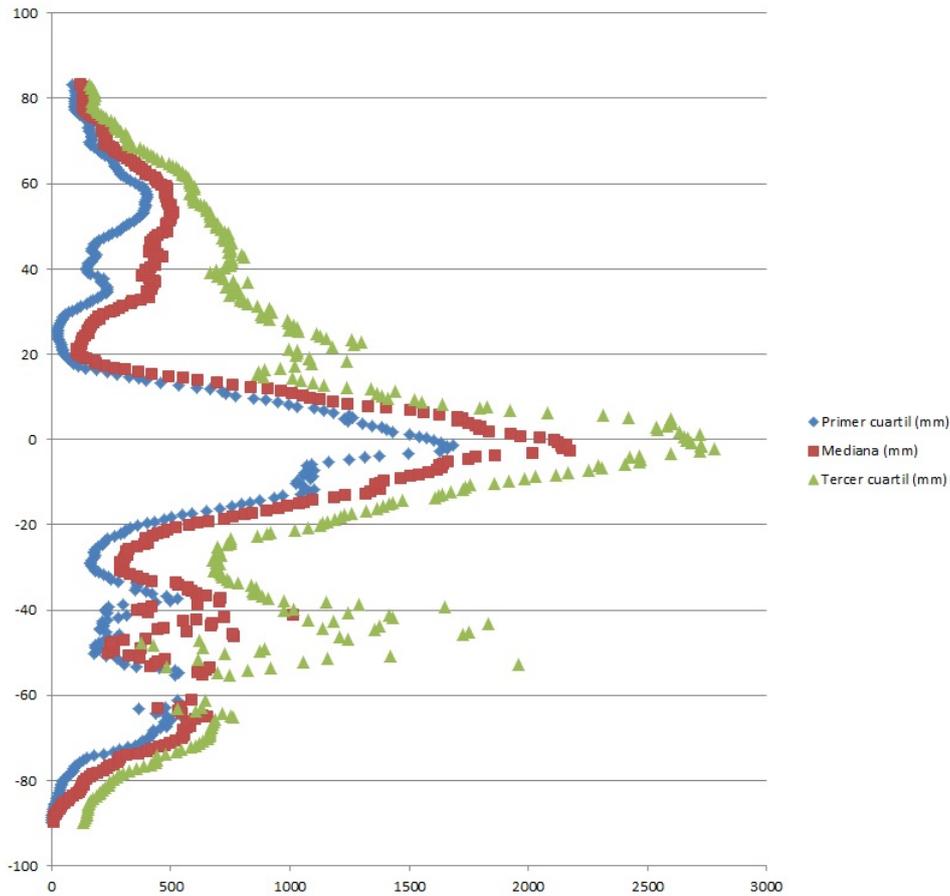


Figura 6: Cuartiles según la latitud

Realizar un estudio gráfico de los distintos cuartiles, tal como se muestra en la Figura 6, ayuda a obtener una visión sobre la variabilidad de la precipitación en cada zona.

Puede observarse cómo en los polos los tres cuartiles se encuentran en aproximadamente el 0 mm.

A latitudes de entre 15° y 25° y entre -15° y -25° , estas zonas corresponden con áreas desérticas en las cuales se percibe claramente que el primer cuartil y la mediana son muy próximos y el tercer cuartil se aleja alcanzando valores de hasta 1250 mm. Esto se debe a que son zonas que presentan estaciones muy secas y periodos puntuales de precipitaciones intensas.

Cabe mencionar que a la latitud de 25° se encuentra el desierto del Sahara y a la latitud de -25° se encuentran el desierto de Kalahari, el Gran Desierto de Arena, el Gran Desierto Victoria y el desierto de Atacama.

Entre las latitudes de -40° y -60° se tiene que el primer cuartil y la mediana son muy próximos, pero el tercer cuartil crece como un gran pico hasta alcanzar valores

de hasta 2000 mm, esto es debido a que son latitudes que sufren las consecuencias de El Niño, La Niña y los monzones de forma muy extrema por encontrarse en la parte del planeta con más superficie de agua.

A la latitud de 10° se tiene una zona de precipitaciones muy estable en la cual coinciden los tres cuartiles en aproximadamente 800 mm.

En el ecuador el primer cuartil está separado de la mediana por unos 500 mm, y la mediana separada del tercer cuartil por unos 600 mm. Esta por tanto es una zona con un espectro de precipitaciones amplio.

Al igual que el ecuador, a la latitud de 40° también se tienen precipitaciones muy variables. En este caso el primer cuartil dista de la mediana unos 250 mm, y la mediana del tercer cuartil también unos 250 mm.

9. Rango intercuartílico

9.1. Estadísticos globales

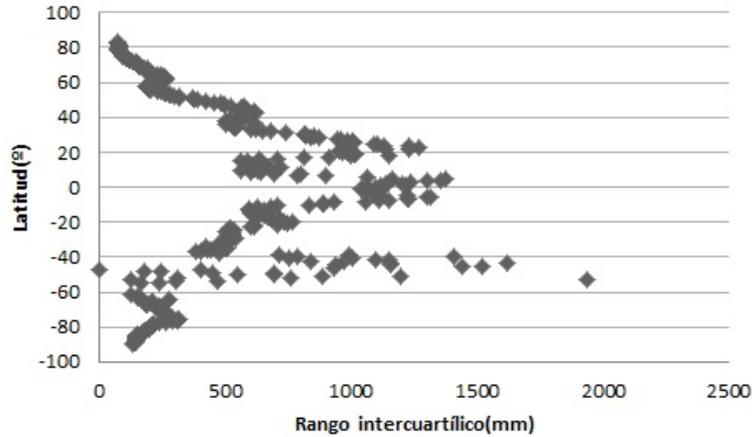


Figura 7: Rango intercuartílico anual según la latitud

El rango intercuartílico se basa en la diferencia entre el cuartil mayor y el cuartil menor, por tanto, cuanto mayor es el rango, mayor es la diferencia entre los cuartiles; y cuanto más pequeño, menor. Esto quiere decir que, para rangos grandes habrá precipitaciones muy variadas mientras que para rangos menores la precipitación es próxima a la mediana.

Como ya hemos mencionado antes en el estudio individual de los cuartiles, en la Figura 7 puede observarse cómo a la latitud de 20° el rango es de los más elevados, aunque mediante esta nueva visión puede notarse que a -20° el rango es menor.

Entre las latitudes de 20° y -40° existen tres picos, dos máximos y un mínimo. El primer pico máximo, que se encuentra a 20° , corresponde al desierto del Sahara, que ya se ha mencionado en el estudio de los cuartiles que sufría de periodos muy secos y periodos de precipitaciones intensas. Por debajo del Trópico de Cáncer y por encima del ecuador se encuentra un mínimo a 500 mm, este no es un gran mínimo sino que muestra una zona de precipitaciones estables. El segundo máximo se encuentra a 0° , debido a las precipitaciones tan intensas que sufre esta zona en ocasiones y que durante todo el año el volumen de las precipitaciones va variando.

En las latitudes de 60° y -60° se encuentran rangos intercuartílicos muy bajos.

Se puede apreciar cómo el rango es prácticamente nulo en el polo norte y aumenta progresivamente hasta la altitud de 20° , para caer de nuevo hasta la mitad de su valor y crecer de nuevo hasta el máximo a los 0° , donde decrece progresivamente hasta el polo sur. Cabe notar el gran pico existente en el cual se encuentran los valores más altos del rango intercuartílico, esto se corresponde con lo ya mencionado anteriormente en los cuartiles y equivale a periodos de El Niño, La Niña y los monzones.

9.2. Estadísticos mensuales

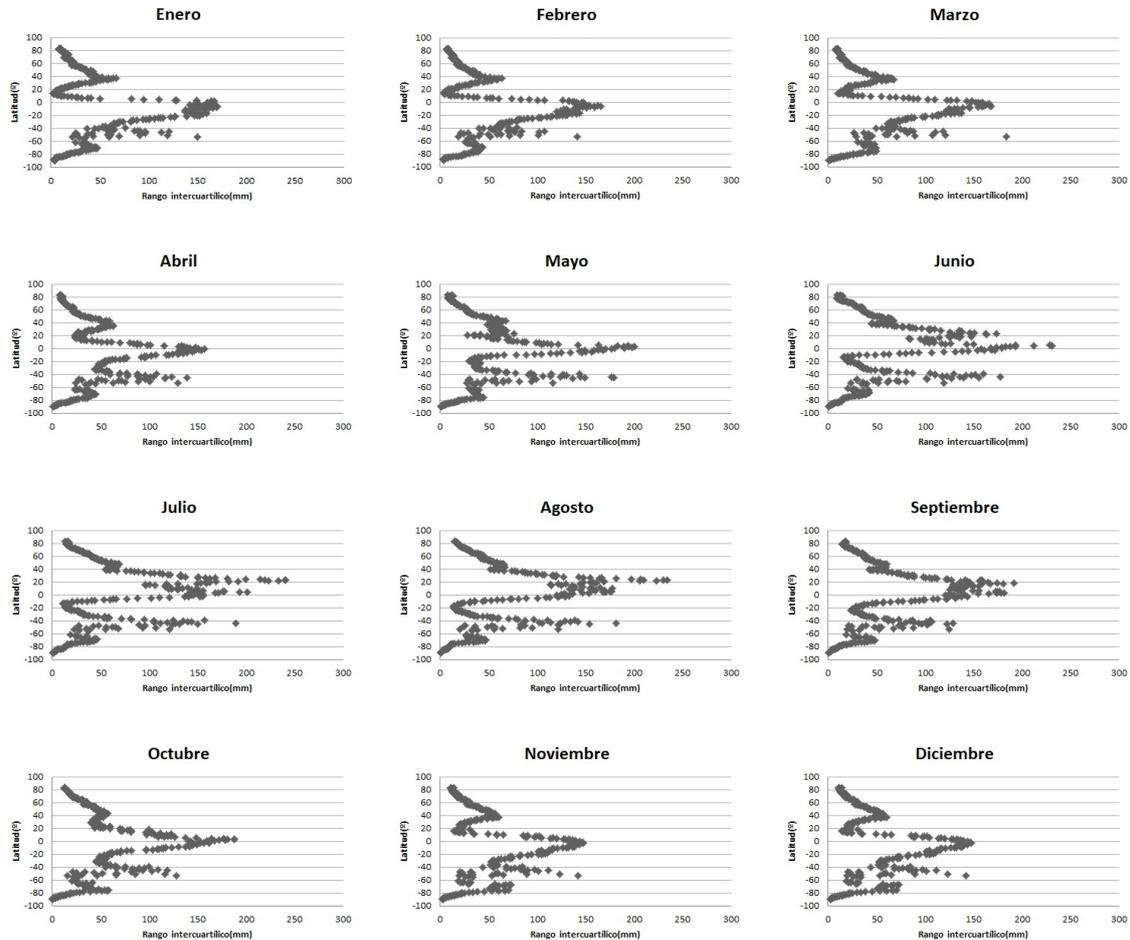


Figura 8: Rango intercuartílico mensual según la latitud

Al realizar un estudio mensual del rango intercuartílico, presentado en la Figura 8, se puede percibir cuáles son los meses con precipitaciones más regulares o no, según si el valor es pequeño o grande respectivamente. Los meses en el desierto pasan de unos rangos de valor aproximado a 0 hasta otros de unos 250 mm en el hemisferio norte y 150 mm en el hemisferio sur. La Figura 8 muestra que, en la latitud de 20° los meses más secos son los de invierno, noviembre, diciembre, enero, febrero y marzo, mientras que los más húmedos son en verano, junio, julio, agosto, septiembre y octubre. Por el contrario, a -20° los meses secos son los de verano y los meses húmedos los de invierno. Esto ya se ha explicado antes y se debe a que en el hemisferio norte y en el hemisferio sur las estaciones están cambiadas debido a la inclinación de la Tierra.

En la zona ecuatorial el rango no baja de 150 mm, pero es interesante hacer notar cómo el pico máximo oscila en torno a la latitud de 0° según el mes, tendiendo siempre hacia la zona que se encuentre en verano en ese momento, es decir, en los meses de verano tiende hacia el hemisferio norte mientras que en los meses de invierno tiende al hemisferio sur.

10. Índice de Yule-Kendall

10.1. Estadísticos globales

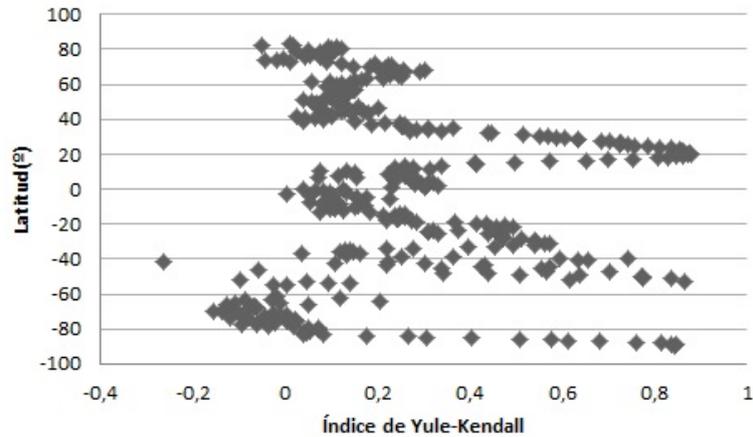


Figura 9: Índice de Yule-Kendall anual según la latitud

Cuando el índice de Yule-Kendall es bajo se debe a que el valor de la mediana es próximo al del tercer cuartil, mientras que si el índice es alto la mediana es próxima al primer cuartil.

Al interpretar la Figura 9 se encuentran índices altos en los desiertos y bajos en la zona ecuatorial y las latitudes medias.

El dato más notable que cabe destacar es la diferencia de índices entre el polo norte y el polo sur. Con el estudio de las medianas se comprobó que estos son zonas desérticas y por tanto encontrar un índice de valor 1, como ocurre en el polo sur, es lo más intuitivo, pero por el contrario, en el polo norte el índice es muy pequeño. Esta diferencia no es muy relevante, ya que en los polos la precipitación es tan poca que el rango de valores en los que se mueve es prácticamente nulo y, que la mediana esté más cerca del primer cuartil o del tercero no es significativo, ya que el primer cuartil y el tercero también están muy próximos, siendo estos prácticamente iguales.

10.2. Estadísticos mensuales

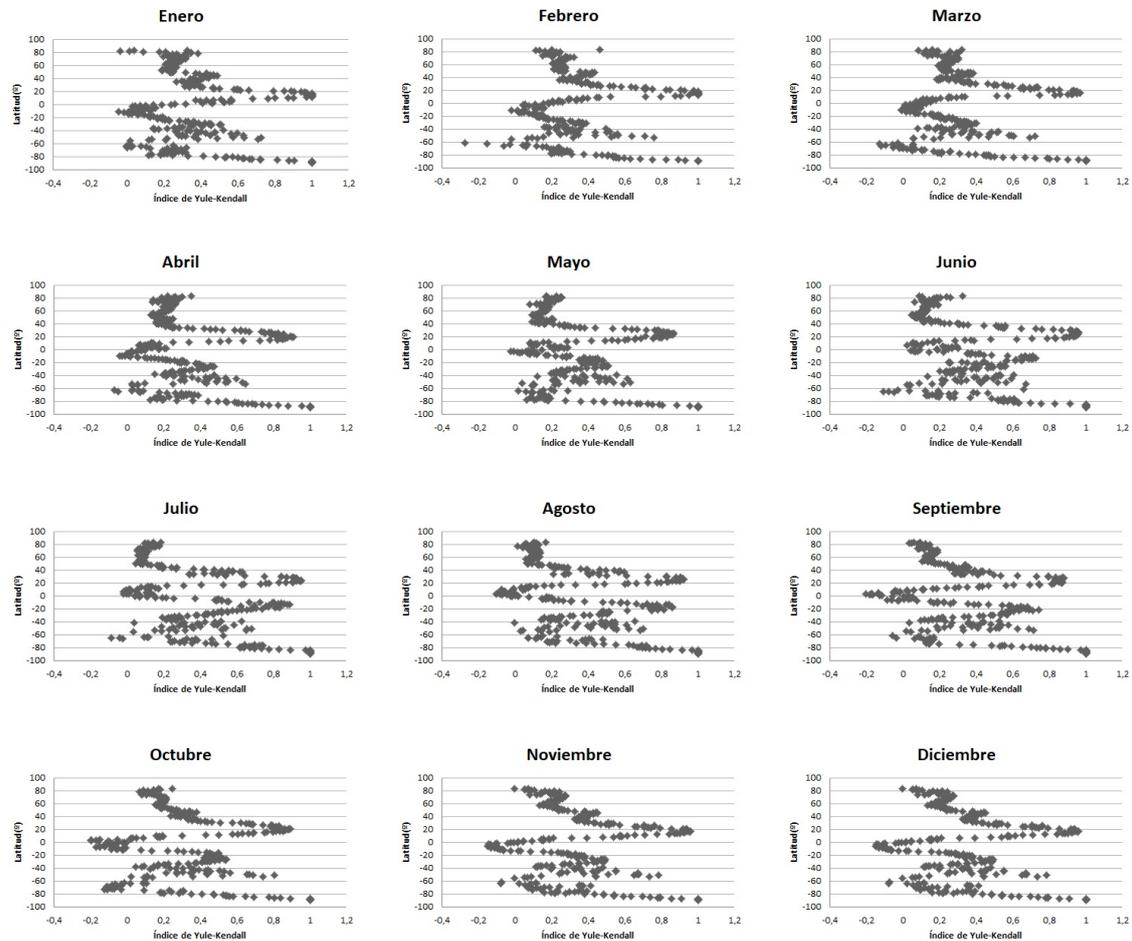


Figura 10: Índice de Yule-Kendall mensual según la latitud

En la Figura 10 en el hemisferio norte, a 20° de latitud, el índice de Yule-Kendall se encuentra a lo largo de todo el año próximo al valor 1, mientras que, en el hemisferio sur, a -20° , muestra una gran variabilidad, desde un valor de 0 en meses como enero, febrero, marzo y abril, con valores próximos a la unidad en julio y agosto, y valores intermedios en mayo, octubre, noviembre y diciembre.

Los valores negativos que pueden observarse son consecuencia de que el tercer cuartil sea muy próximo a la mediana, este es el caso de la latitud de 0° que llega a alcanzar el valor $-0,2$, convirtiéndose así en una zona con destacados periodos de precipitaciones altas.

11. Curtosis robusta

11.1. Estadísticos globales

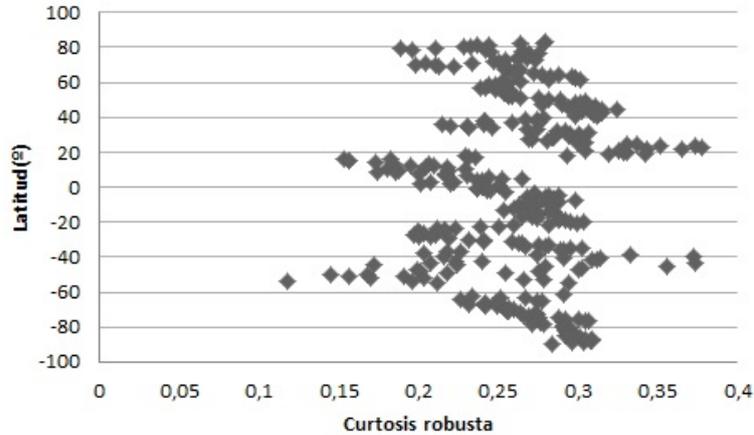


Figura 11: Curtosis robusta anual según la latitud

Al observar la Figura 11 sobre los valores de la curtosis robusta, puede percibirse cómo la mayoría de estos se encuentran localizados entre el 0,2 y el 0,3, es decir, las curvas tienden a ser gaussianas, en las cuales el valor de la curtosis esperado es de 0,263. La ventaja de la distribución gaussiana es que permite inferir la probabilidad de que se presente determinado valor y los mayores o menores que él.

Puede comprobarse que, efectivamente, estas distribuciones son gaussianas a través del cálculo de los cuartiles. Para la latitud de 60° se obtiene el primer cuartil en 400 mm, la mediana en 500 mm y el tercer cuartil en 600 mm y para la latitud de -70° se obtiene el primer cuartil en 500 mm, la mediana en 600 mm y el tercer cuartil en 700 mm, observando en estos resultados una concentración normal (gaussiana) de datos. Por el contrario, a la latitud de 20° se obtiene el primer cuartil en 50 mm, la mediana en 100 mm y el tercer cuartil en 1250 mm, obteniendo una distribución de datos en un espectro mucho más amplio.

11.2. Estadísticos mensuales

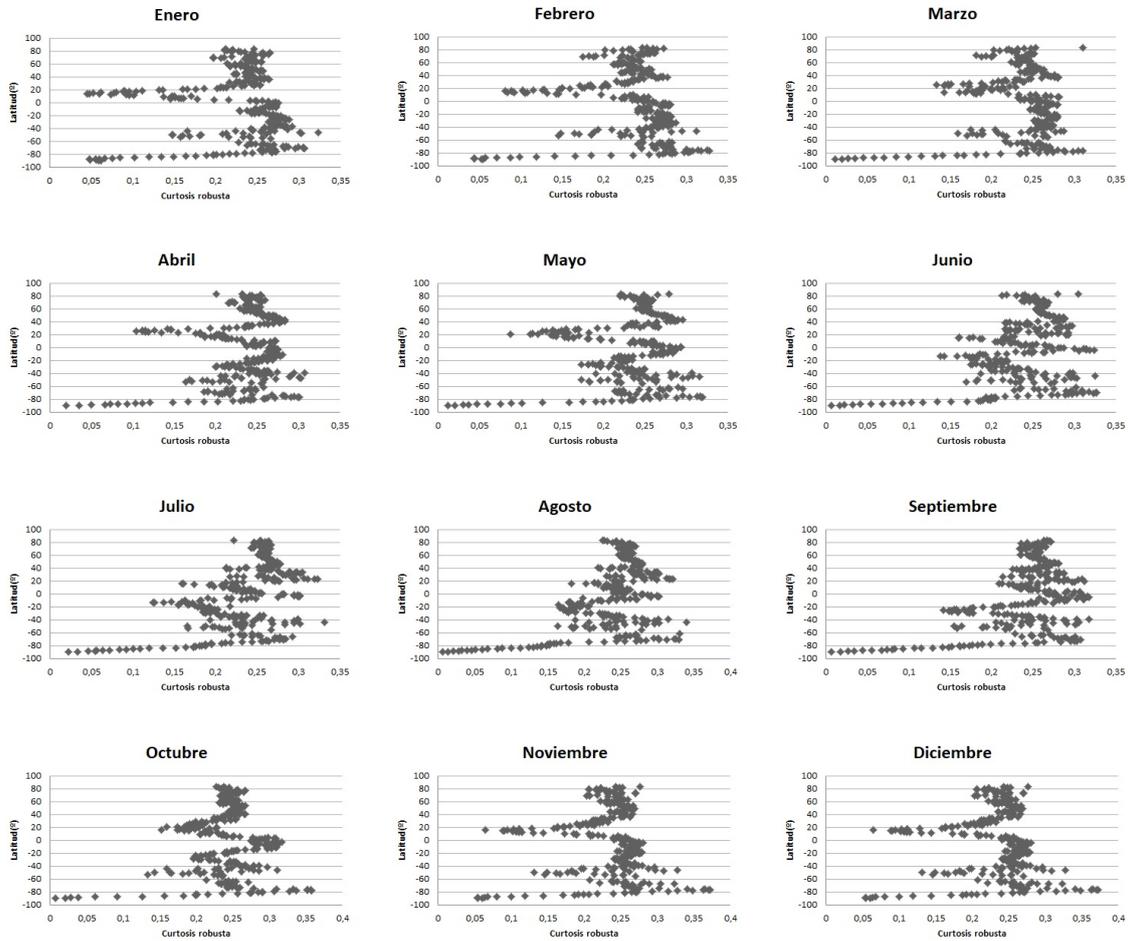


Figura 12: Curtosis robusta mensual según la latitud

En la figura 12 los meses de octubre, noviembre, diciembre, enero, febrero y marzo presentan la mayoría de las latitudes dentro de una distribución gaussiana pero a su vez presentan mínimos muy bajos en latitudes como 20° , -50° y -90° .

Cuando se presentan valores altos (con respecto al valor de la gaussiana), significa que se tiene una baja concentración de datos en torno a la mediana, es decir, se tiene un espectro de datos registrados muy alto. Por el contrario, la presencia de valores bajos de la curtosis es significativo de una alta concentración en torno a la mediana y, por ende, hay poca variabilidad en los datos registrados.

En ningún caso se han observado valores especialmente elevados de la curtosis sino que, existen zonas de valores muy bajos. Puede concluirse que en estas zonas se encuentra un volumen de precipitación muy próximo a la mediana.

12. Estudio de las pendientes en la mediana

12.1. Estadísticos globales

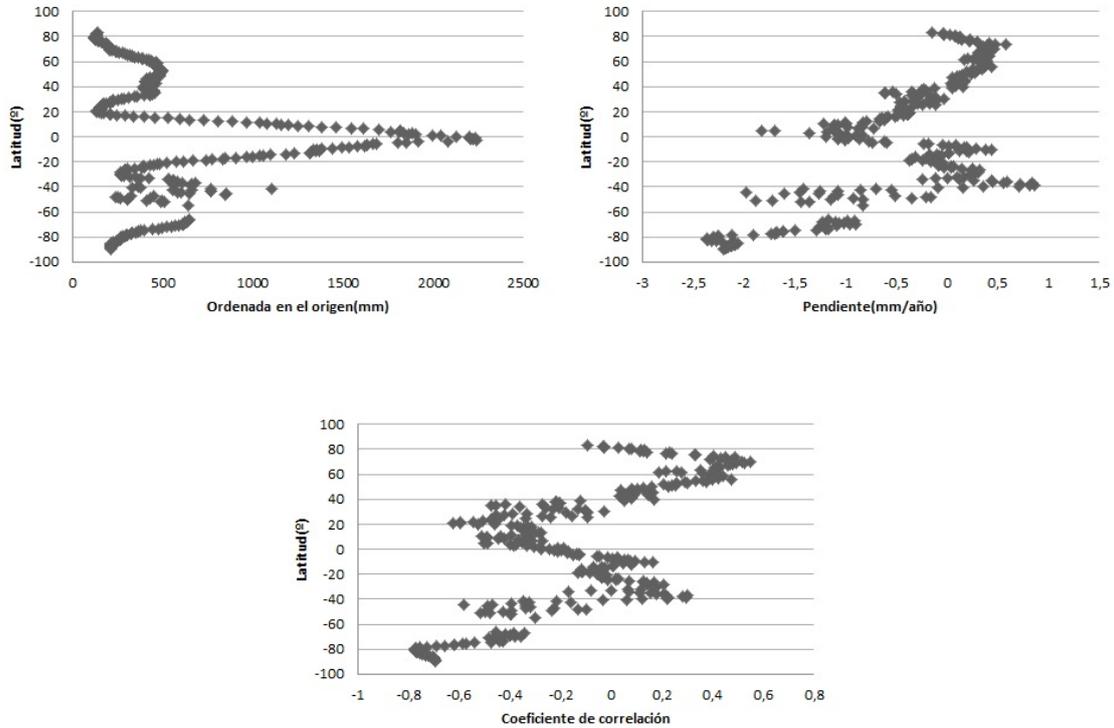


Figura 13: Tendencia anual de la mediana según la latitud

La Figura 13 representa los parámetros del ajuste lineal de la mediana de las concentraciones en función del tiempo para las distintas latitudes.

El comportamiento de la ordenada en el origen es similar al de la mediana, porque ambos son indicadores de posición. Con esto, la ordenada en el origen deja ver cómo las zonas de precipitaciones más intensas se encuentran en el ecuador; los desiertos se encuentran en los polos y en las latitudes de 20° y -30° ; las precipitaciones medias se encuentran a latitudes medias, en el hemisferio norte esto queda visualmente claro pero en el hemisferio sur hay una dispersión debido a la mayor superficie de agua.

Con el estudio de la pendiente puede notarse cómo en el ecuador esta decrece, mientras que en el hemisferio norte aumenta progresivamente según aumenta la latitud.

En este caso se trabaja con una cifra constante de 118 valores, es decir, 116 grados de libertad, salvo en las latitudes comprendidas entre los $-52,25^\circ$ y los $-66,25^\circ$ que en estos casos, al tratarse de superficie oceánica se dispone de 0 datos.

A través de la relación dada por la Ecuación (6), se ha llegado a la conclusión de que los valores del coeficiente de correlación iguales o superiores a 0,2362 son significativos con una fiabilidad del 99,5%. De igual modo, como ya se ha explicado

anteriormente, el signo no tiene importancia, por lo que los valores iguales o inferiores a $-0,2362$ son igualmente significativos.

Se pueden observar bandas. En los intervalos 83° - 50° , 30° - 0° y -40° - 90° existen valores significativos y en los intervalos 50° - 30° y 0° - 40° no. Como se está representando una correlación con el tiempo, valores muy positivos indican que la precipitación aumenta con el tiempo, mientras que valores muy negativos indican que la precipitación decrece con el tiempo.

12.2. Estadísticos mensuales

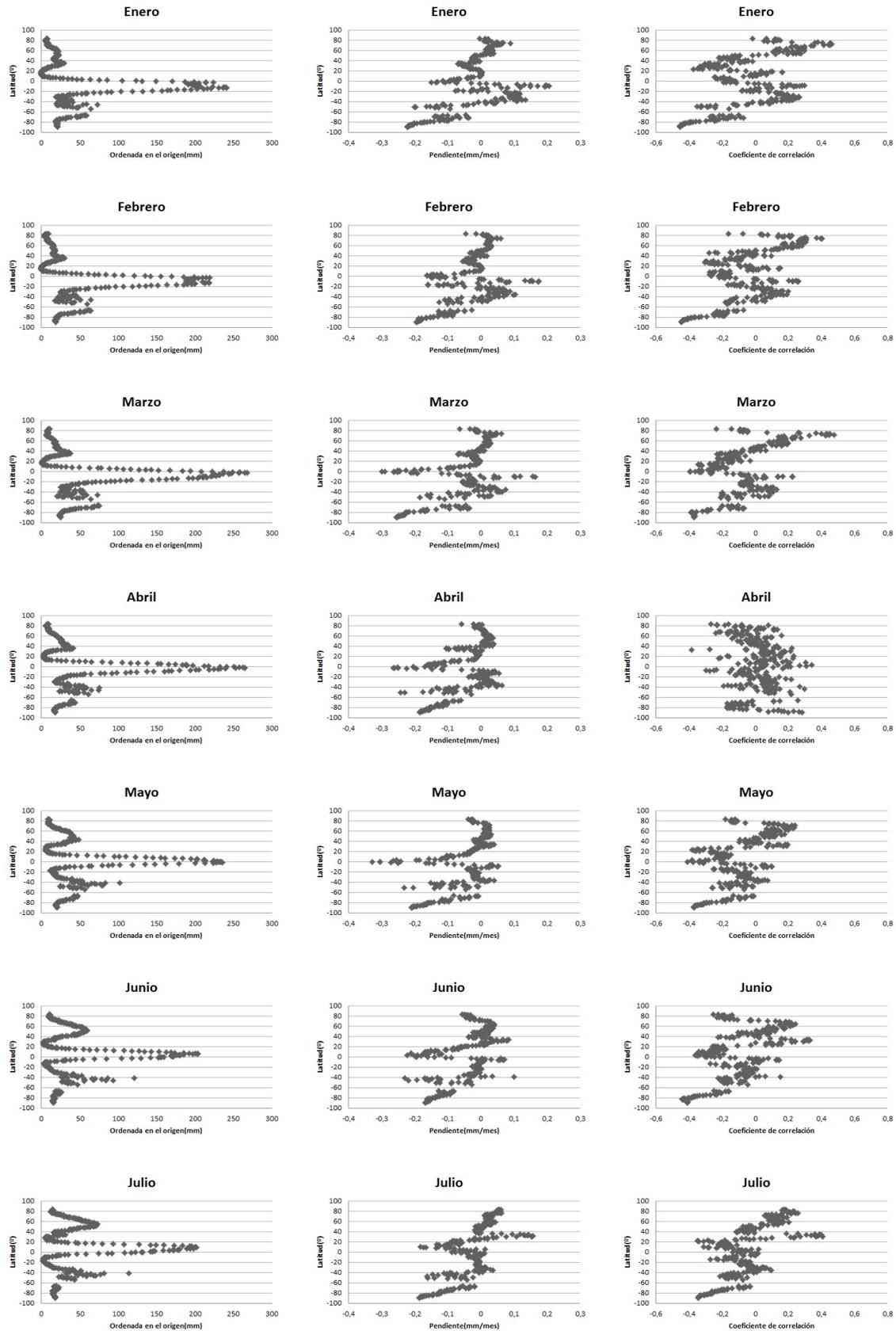


Figura 14: Tendencia mensual de la mediana según la latitud

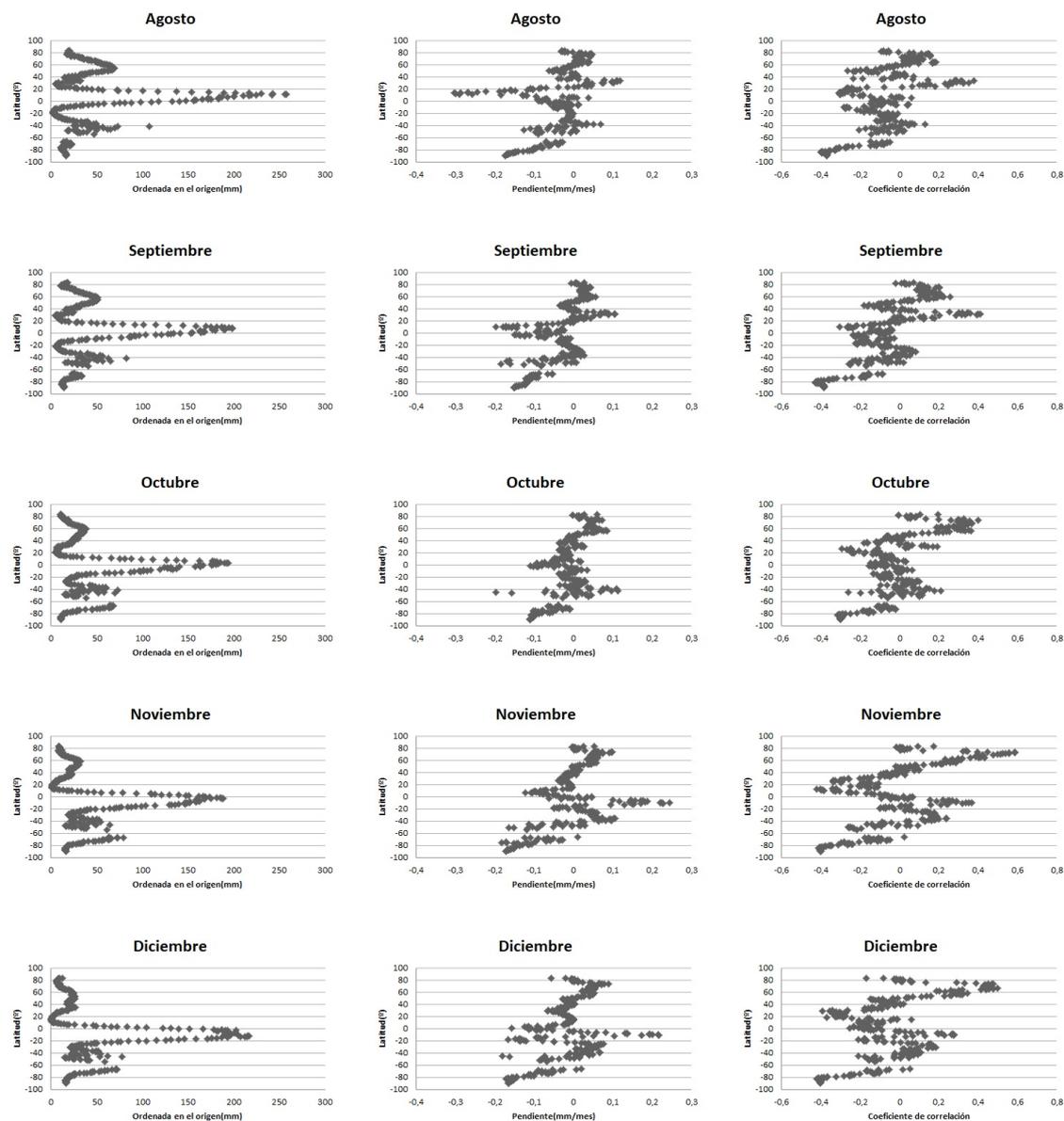


Figura 15: Tendencia mensual de la mediana según la latitud

Las Figuras 14 y 15 representan la ordenada en el origen, la pendiente y el coeficiente de correlación asumiendo una evolución lineal de las medianas mensuales de la precipitación en el transcurso del tiempo para cada latitud.

En el mes de mayo destaca el crecimiento de uno de los puntos en el pico del hemisferio sur, este aumenta durante los meses de junio, julio y agosto para comenzar a decrecer en septiembre.

Entre las latitudes de 40° y 80° se produce una oscilación del pico, alcanzando sus valores máximos en junio, julio y agosto y los mínimos en noviembre, diciembre, enero y febrero.

El pico del hemisferio sur siempre es mayor que el del hemisferio norte, esto se debe a la gran masa de agua que se encuentra en el hemisferio sur.

Aunque al realizar el estudio de la pendiente se puede observar que en todas las latitudes varía según el mes en cuestión, la pendiente en el ecuador varía considerablemente pasando de decrecer en los meses de verano hasta crecer en los meses de invierno. Esta es especialmente negativa en el mes de agosto, alcanzando un valor de -0,3 y especialmente positiva en noviembre, alcanzando el 0,25.

13. Evolución de la mediana

13.1. Estadísticos globales

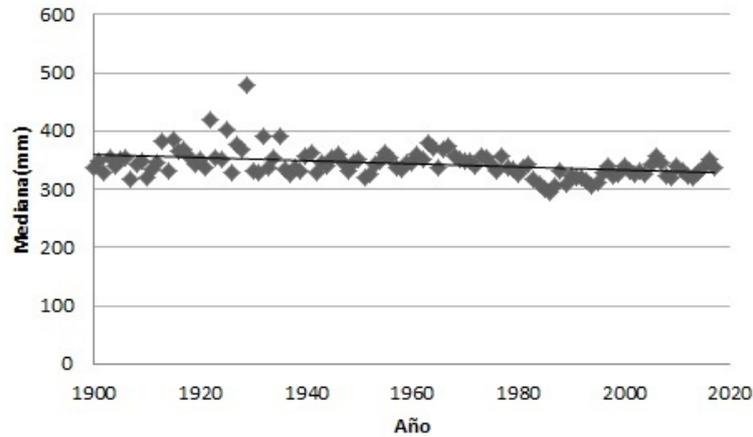


Figura 16: Evolución anual de la mediana en 118 años

El informe IPCC-2007 confirma un incremento de la precipitación en el periodo entre 1900 y 2005 en los 30° norte de latitud debido al calentamiento global. También confirma una disminución de la precipitación desde 1970 en zonas tropicales y un incremento de zonas afectadas por la sequía en áreas tropicales y subtropicales desde 1970. En particular, la precipitación en el subtropico norte (20°-40°) no presenta una tendencia significativa a lo largo del siglo XX. Los modelos predicen que a finales del siglo XXI habrá una disminución de las temperaturas de manera global con un aumento de la variabilidad.

A lo largo del siglo XX en Europa la temperatura media anual ha aumentado 0,85°C (IPCC,2013), siendo la década de 1990-1999 la más caliente registrada ese siglo, tanto en las temperaturas medias anuales como en las temperaturas durante el invierno. Las temperaturas nocturnas aumentaron más que las diurnas, lo cual probablemente se deba al aumento de la nubosidad. Mientras que en el norte de Europa la precipitación ha aumentado, en el sur de Europa ha disminuido de acuerdo con el informe ACACIA(1999).

Como resultado de este aumento de temperatura, la concentración atmosférica de vapor de agua, que determina el agua precipitable, está aumentando de manera considerable en concordancia con la relación Clausius-Clapeyron, la cual establece que el vapor de agua en la atmósfera se incrementa a razón del 7% por cada grado Celsius de calentamiento (Nayak y Takemi, 2019).

En la Figura 16 no se aprecia un cambio significativo a lo largo de los años, esto se debe a que el cambio climático, como ya se ha explicado, no solo aumentó las precipitaciones de algunas zonas sino que también provocó sequías en otras, lo cual compensa, en el valor de la mediana, lo de más con lo de menos.

13.2. Estadísticos mensuales

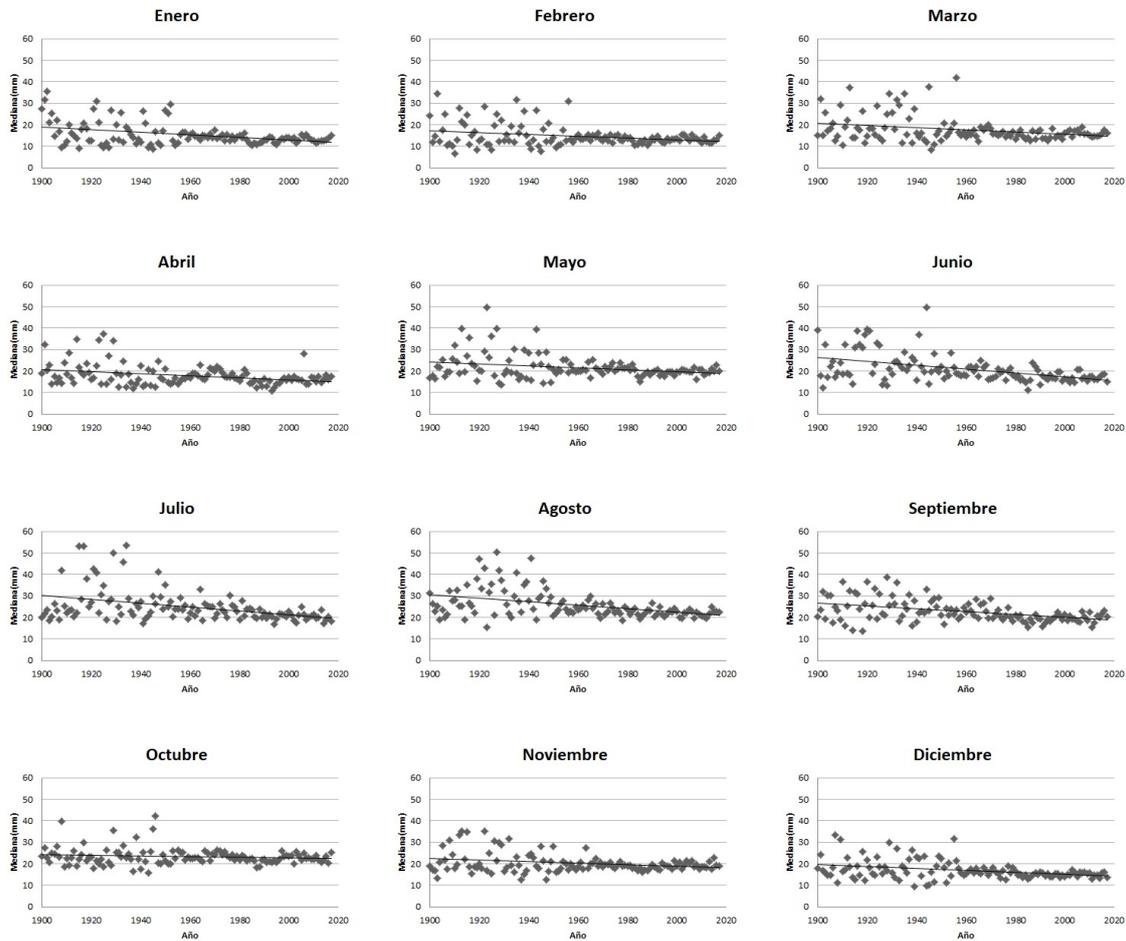


Figura 17: Evolución mensual de la mediana en 118 años

A través de la Figura 17 puede percibirse cómo por debajo del año 1960 se obtienen valores muy distintos de la mediana todos los meses, lo cual puede ser debido a la calidad de los sistemas de medición de la época, al número de medidores que se encontraran en funcionamiento o a sus localizaciones.

En la mayoría de los meses la mediana no ha variado prácticamente mientras que en los meses de verano se puede notar cómo, según avanzan los años, la mediana cada vez es menor, luego hay una tendencia.

A partir de 1960 se encuentra que en algunos meses la dispersión es mayor que en otros, por ejemplo junio y julio muestran una gran dispersión frente a noviembre y diciembre que tienen los datos muy concentrados. La evolución de la mediana está indicando si ha aumentado la lluvia o no. Este indicador en este contexto da cuenta de la presencia de eventos extremos de mucha o poca precipitación.

14. Evolución del rango intercuartílico

14.1. Estadísticos globales

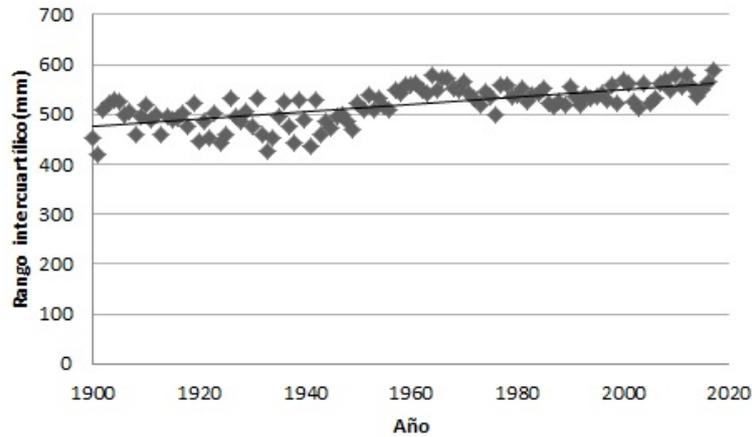


Figura 18: Evolución anual del rango intercuartílico en 118 años

La Figura 18 indica la tendencia creciente del valor del rango intercuartílico con los años, consecuencia de las condiciones cada vez más extremas producidas por el cambio climático. De nuevo, el calentamiento del planeta trae consigo no sólo precipitaciones mayores, aumentando el valor del tercer cuartil, sino también grandes sequías, disminuyendo el valor del primer cuartil.

Se ha registrado un aumento en las precipitaciones de invierno asociado al aumento de las temperaturas a causa de las emisiones humanas en regiones extensas del norte de Eurasia y el este de América del Norte desde 1920 (Tiempo, 2019).

14.2. Estadísticos mensuales

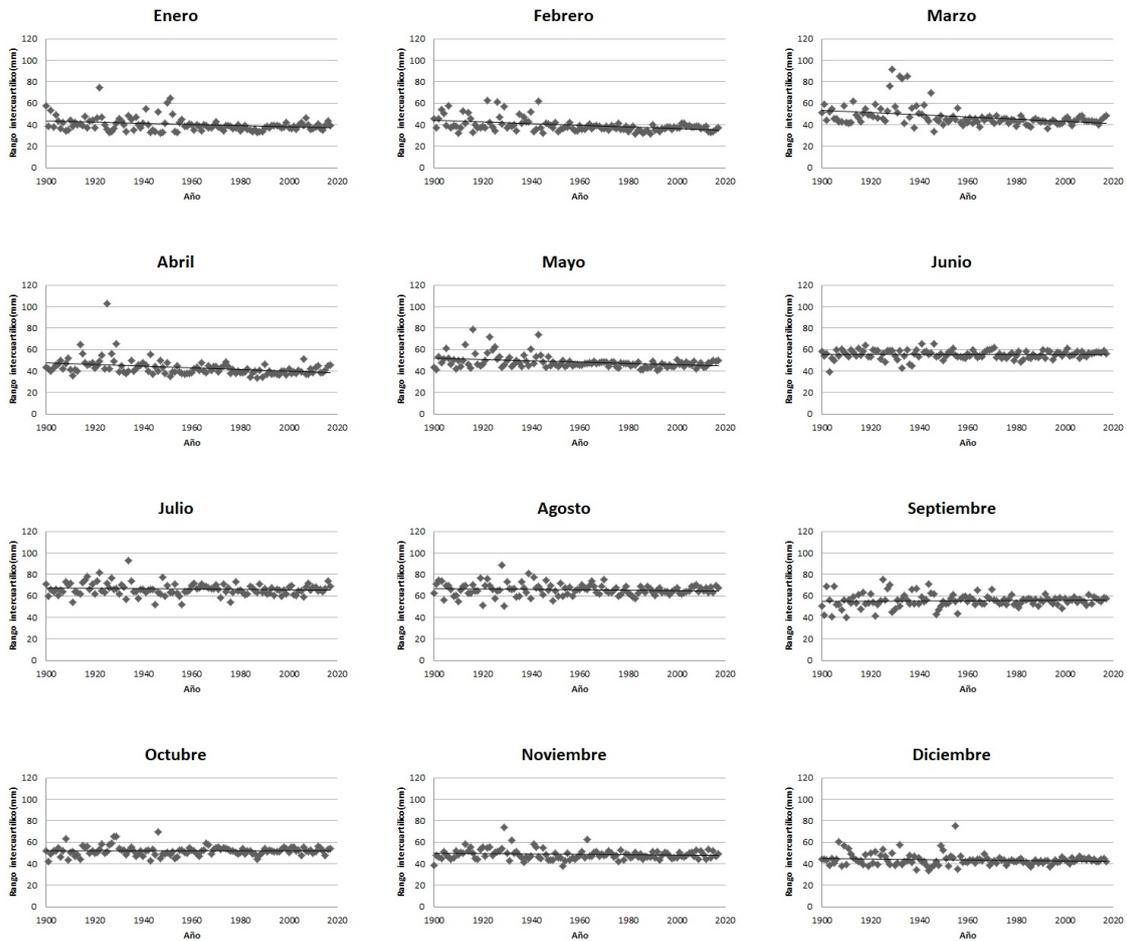


Figura 19: Evolución mensual del rango intercuartílico en 118 años

A pesar de que se ha considerado cada mes de forma individual, en la Figura 19 no se puede ver una tendencia obvia del valor del rango. Cuando se observan en conjunto puede notarse como este valor es mayor de 60 mm en los meses de junio, julio, agosto y septiembre y menor en los demás, con valores inferiores a los 40 mm en enero y febrero.

15. Evolución del índice de Yule-Kendall

15.1. Estadísticos globales



Figura 20: Evolución anual del índice de Yule -Kendall en 118 años

La Figura 20 representa la evolución del índice de Yule-Kendall calculado globalmente. Existen dos tendencias negativas, una de mayor pendiente que la otra, cuyo punto de inflexión se encuentra en el año 1960. Así, desde 1920 hasta 1960 se puede apreciar una disminución gradual del valor del índice de Yule-Kendall comenzando en un valor de 0,4 y terminando en uno de 0,2. En años posteriores a 1960 esta tendencia sigue siendo negativa pero de pendiente menor, comenzando en el valor de 0,2 y disminuyendo hasta un valor de 0,15.

Esta tendencia hacia valores cada vez más pequeños significa que el valor de la mediana cada vez es más próximo al tercer cuartil, es decir, las precipitaciones tienden a ser de mayor volumen.

15.2. Estadísticos mensuales

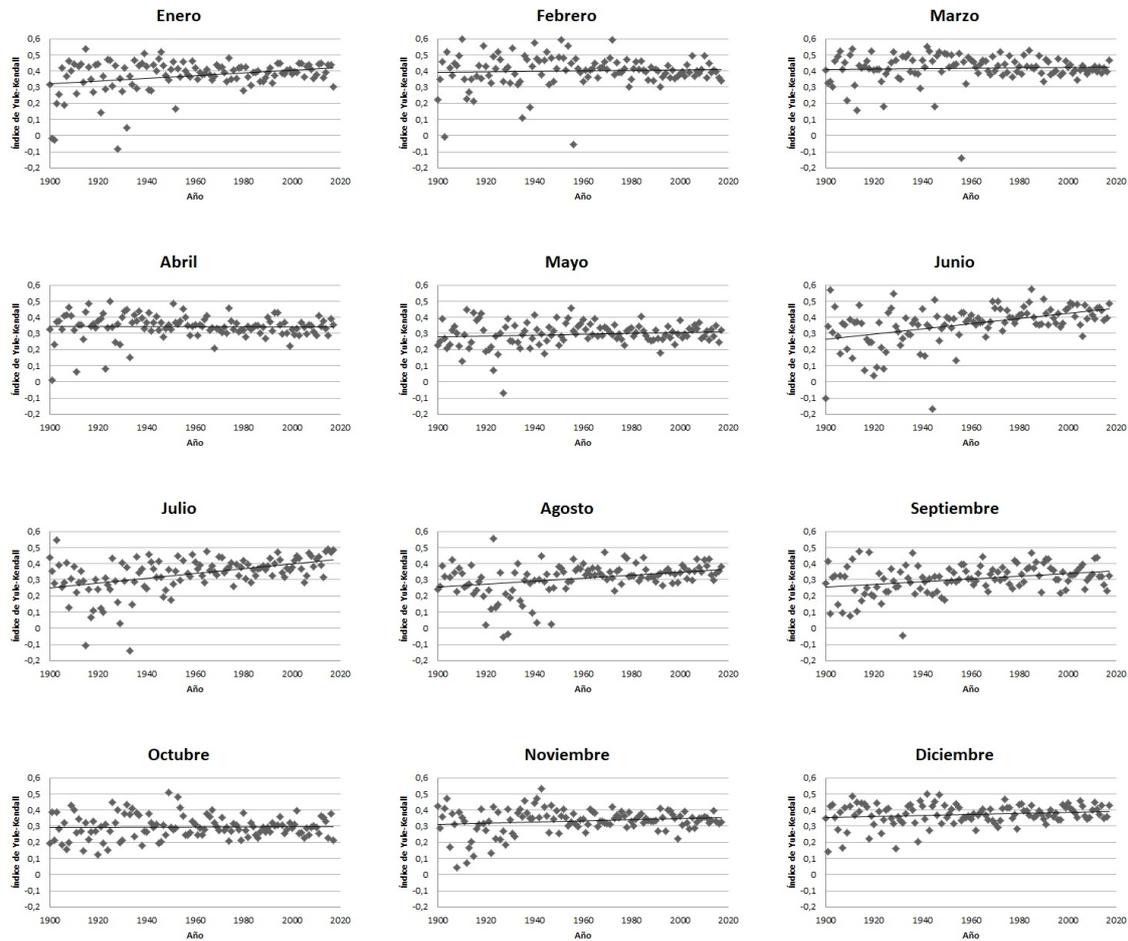


Figura 21: Evolución mensual del índice de Yule-Kendall en 118 años

En un estudio mes a mes en vez de anual, tal como muestra la Figura 21, puede percibirse cómo según la época del año se obtienen tendencias positivas y negativas del valor del índice. Así, en el mes de abril el valor del índice disminuye, en los meses de febrero y mayo se mantiene constante y en los meses de junio, julio, agosto y septiembre aumenta. Por tanto, en invierno, con el paso de los años se han ido obteniendo meses cada vez más secos, donde la asimetría decrece debido a que hay eventos de sequía frecuentes y, por el contrario, los meses de verano han pasado a ser más lluviosos, donde la asimetría crece ya que hay eventos frecuentes de precipitación importante.

16. Evolución de la curtosis robusta

16.1. Estadísticos globales

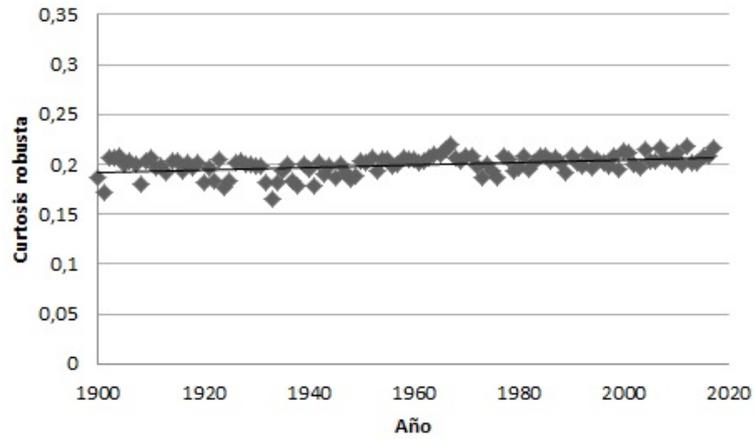


Figura 22: Evolución anual de la curtosis robusta en 118 años

En la Figura 22 se puede apreciar un valor muy constante de la curtosis en torno al 0,21, es decir, la curva no llega a ser gaussiana (valor 0,263) pero se aproxima. En este caso, en que la curtosis robusta ha disminuido, se tiene que el rango intercuartílico ha disminuido también, luego las precipitaciones están muy concentradas.

16.2. Estadísticos mensuales

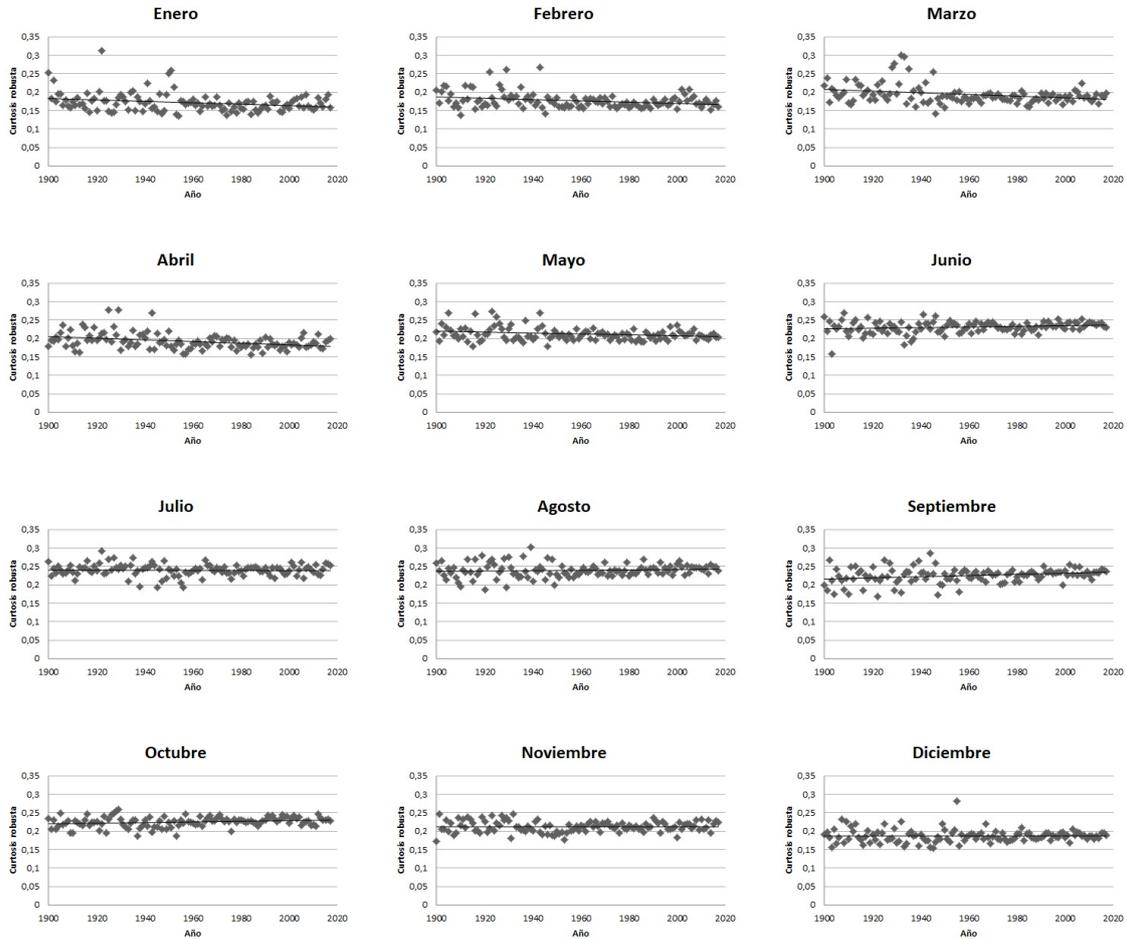


Figura 23: Evolución mensual de la curtosis robusta en 118 años

Evaluando el conjunto de los meses de la Figura 23 puede apreciarse que el valor de la curtosis es muy constante a lo largo del año, con unos valores próximos al 0,15 en los meses de invierno y próximos al 0,25 en los meses de verano, es decir, los meses de invierno presentan un espectro de precipitaciones más concentrado que los meses de verano. También cabe notar que parece haber una oscilación anual de la curtosis.

17. Conclusiones

Se han analizado los datos de precipitaciones de la Universidad de Delaware obtenidos desde 'Willmott, Matsuura and Collaborators' Global Climate Resources Page'. Esta base de datos se centra en los años entre 1900 y 2017 pero sólo en áreas de tierra. Todos los archivos son mensuales, y en caso de no serlo se ha calculado su valor mensual. Se han discriminado aquellos archivos con más de cinco observaciones faltantes en un mes y se han combinado los valores de estaciones que se encontraban a menos de 2,5 kilómetros de distancia.

Se han analizado los estadísticos correspondientes a la mediana, el rango intercuartílico, el Índice de Yule-Kendall y la curtosis robusta, para así conocer el volumen de las precipitaciones, su frecuencia y ubicación.

En el estudio latitudinal se ha percibido que el área ecuatorial es la más húmeda del planeta y que sufre las precipitaciones más intensas. En las latitudes medias (40° , -40°) se encuentran las precipitaciones medias. Mediante los cuartiles se ha concluido que en las latitudes polares la precipitación es prácticamente nula y en las latitudes correspondientes a desiertos (20° , -20°) se ha detectado que existen estaciones bastante lluviosas en las cuales se recoge más cantidad de agua que en las latitudes medias. A los 20° los meses más secos son los de invierno y los más húmedos los de verano, mientras que a -20° es al contrario, esto se debe al eje de inclinación de la Tierra y por ello los hemisferios tienen las estaciones a la inversa. Se ha notado que el máximo del pico ecuatorial oscila en torno a la latitud de 0° tendiendo siempre hacia el hemisferio que se encuentre en ese momento en verano. Por último, en el hemisferio sur hay más superficie de agua que en el hemisferio norte y por ello el volumen de agua que se recoge en el hemisferio sur varían más que en el hemisferio norte, esto también es debido a la topografía del terreno y por ello, a su vez, existe una variedad mayor de fenómenos. Esto se ha podido notar en el estudio mensual del índice de Yule-Kendall.

Mediante este estudio se han observado algunos de los efectos del cambio climático. A través del rango intercuartílico se ha notado que las precipitaciones son cada vez más extremas existiendo un mayor número de sequías e inundaciones. Para la latitud de 30° existe un aumento de la precipitación entre 1900 y 2005. Las sequías en las zonas tropicales y subtropicales han aumentado desde 1970. En general, se han percibido tendencias tanto positivas como negativas según la época del año dando idea de la asimetría de la distribución de los valores, notando que los meses de invierno (enero, febrero, marzo y abril) tienden a decrecer, implicando meses cada vez más secos y, por el contrario, los meses de verano (junio, julio, agosto y septiembre) tienden a crecer siendo meses cada vez más húmedos.

18. Bibliografía

Alley RB, Berntsen T, Bindoff NL, Chen Z, Chidthaisong A, Friedlingstein P, Gregory JM, Hegerl GC, Heimann M, Hewitson B, Hoskins BJ, Joos F, Jouzel J, Kattsov V, Lohmann U, Manning M, Matsuno T, Molina M, Nicholls N, Overpeck J, Qin D, Raga G, Ramaswamy V, Ren J, Rusticucci M, Solomon S, Somerville R, Stocker TF, Stott PA, Stouffer RJ, Whetton P, Wood RA, Wratt D. 2007. Summary for Policymakers. In *Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M Miller HL (eds). Cambridge University Press: Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Benhamrouche, A., 2014. Análisis de la concentración diaria de la precipitación en la Cuenca del mediterráneo occidental. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona.

Ck12, 2019, <https://www.ck12.org/book/ck-12-conceptos-de-ciencias-de-la-tierra-grados-6-8-en-espa%C3%B1ol/section/8.18/> [consulta: 22/11/2019]

Electronic Statistics Textbook, Coeficiente de correlación lineal de Pearson, 2019 [https://personal.us.es > vararey > adatos2 > correlacion](https://personal.us.es/vararey/adatos2/correlacion) [consulta: 25/11/2019]

Damián-Ruiz, J., García, R., Gabarrón, M.A., 2010. Precipitation dynamics in Southern Spain: trends and cycles. *International Journal of Climatology*, 31, 2281-2289.

Del Río, S., Herrero, L., Fraile, R., Penas, A., 2011. Spatial distribution of recent rainfall trends in Spain (1961-2006). *International Journal of Climatology*, 31, 656-667.

Donat, M.G., Sillmann, J., Wild, S., Alexander, L.V., Lippmann, T. and Zwiers, F.W. 2014. Consistency of temperature and precipitation extremes across various global gridded in situ and reanalysis datasets. *Journal of Climate*, 27(13), 5019–5035.

Ecologiaverde, 2019. <https://www.ecologiaverde.com/por-que-no-llueve-en-el-desierto-de-atacama-1229.html> [consulta: 22/11/2019]

Fernández, P., 2002. Tesis doctoral. Estudio del impacto climático sobre los recursos hídricos. Aplicación en diecinueve pequeñas cuencas en España. Universidad Olitécnica de Madrid.

Fondear, 2019. [http://www.fondear.org/infonautic/Mar/Meteo / CelulasConvectivas/ Celulas.htm](http://www.fondear.org/infonautic/Mar/Meteo/CelulasConvectivas/Celulas.htm) [consulta: 22/11/2019]

Gallego, M.C., 2003. Un estudio de la variabilidad climática en la Península ibérica. Tesis doctoral. Universidad de Extremadura.

Gallego, M.C., García, J.A., Vaquero, J.M., Mateos. V.L., 2006. Changes in fre-

quency and intensity of daily precipitation over the Iberian Peninsula. *Journal of geophysical research*, 111, D24105, doi:10.1029/2006JD00728

García, J.A., Gallego, M.C., Serrano, A., Vaquero, J.M., 2007. Trends in block-seasonal extreme rainfall over the Iberian Peninsula in the second half of the twentieth century. *Journal of Climate* 20(1): 113–130.

Gebrechorcos, S.H., Hülsmann, S., Bernhofer, C., 2019. Changes in temperature and precipitation extremes in Ethiopia, Kenya, and Tanzania. *International Journal of Climatology*, 39, 18-30.

Geoenciclopedia, 2019. <https://www.geoenciclopedia.com/monzones/>,
<https://www.geoenciclopedia.com/el-nino-y-la-nina/> [consulta: 25/11/2019]

Girosalut, 2019. <http://www.girosalut.org/es/comunicacion/girosalut/blog/sabes-cuales-son-los-9-lugares-mas-lluviosos-del-planeta/28042.html> [consulta: 22/11/2019]

González-Hidalgo, J.C., López-Bustins, J.A., Stepánek, P., Martín-Vide, J., de Luis, M., 2009. Monthly precipitation trends on the Mediterranean fringe of the Iberian Peninsula during the second-half of the twentieth century (1951–2000). *International Journal of Climatology* 29(10): 1415–1429.

Gonzalez, S., Bech, J., 2017. Extreme point rainfall temporal scaling: a long term (1805–2014) regional and seasonal analysis in Spain. *International Journal of Climatology*, 37, 5068–5079. <https://doi.org/10.1002/joc.5144>.

Heraldodemexico, 2019. <https://heraldodemexico.com.mx/tendencias/el-nino-y-la-nina-que-son-exactamente-estos-fenomenos/> [consulta: 22/11/2019]

IPCC, 2013. Cambio Climático 2013. Bases física Glosario. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex y P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido.

IPCC, 2014. Cambio climático 2014: Impactos, adaptación y vulnerabilidad – Resumen para responsables de políticas. Contribución del Grupo de trabajo II al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea y L.L. White (eds.)]. Organización Meteorológica Mundial, Ginebra, Suiza.

Junta de Extremadura, 2011. Mapa de impactos del cambio climático en Extremadura.

Kusaka, H., Nawata, K., Suzuki-Parker, A., Takane, Y., Furuhashi, N., 2014. Mechanism of precipitation increase with urbanization in Tokyo as revealed by en-

semble climate simulations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53, 824-839.

Legates, D. R., y Willmott, C. J., 1990. Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation, *International Journal of Climatology*, Vol. 10, 11 1-127.

López-Bustins, J.A., Martín-Vide, J., Sánchez-Lorenzo, A., 2008. Iberia winter rainfall trends based upon changes in teleconnection and circulation patterns. *Global and Planetary Change* 63(2-3): 171-176.

Méndez, J., Návar, J.J., González, V., 2008. Análisis de tendencias de precipitación (1920-2004) en México. *Investigaciones geográficas*, 65, 38-55.

Miles J., 2015, Calculating the exact significance of Pearson correlation in MS Excel.

<http://www.jeremymiles.co.uk/usingstatistics/chapter8/sigofrexcel.html> [consulta: 09/04/2015]

Mossmann V, Castro A, Fraile R, Dessens J, Sanchez JL. 2004. Detection of statistically significant trends in the summer precipitation of mainland Spain. *Atmospheric Research* 70(1): 43-53.

Muñoz-Díaz, D., Rodrigo, F.S., 2006. Seasonal rainfall variations in Spain (1912 – 2000) and their links to atmospheric circulation. *Atmospheric Research* 81(1): 94-110.

Nayak, S., Takemi, T., 2019. Dependence of extreme precipitable water events on temperature. *Atmósfera*, 32(2), 159-165. <https://dx.doi.org/10.20937/atm.2019.32.02.06>

Novecientos11, 2017. <https://novecientos11.wordpress.com/2017/10/30/origen-de-los-vientos-alisios/> [consulta: 03/06/2020]

Ramos, M.C., Martínez-Casasnovas, J.A., 2006. Trends in precipitation concentration and extremes in the Mediterranean Penedés-Anoia region, NE Spain. *Climatic Change* 74(4): 457-474.

Rodríguez-Puebla, C, Encinas, A.H., Sáenz, J., 2001. Winter precipitation over the Iberian Peninsula and its relationship to circulation indices. *Hydrology and Earth System Sciences* 5(2): 233-244.

Rodríguez-Puebla, C, Frías, M.D., Encinas, H., 2004. Relaciones entre los extremos de temperatura máxima y patrones de circulación en el Atlántico Norte XX Jornadas Científicas de la AME. 11-13 febrero de 2004. Universidad de Extremadura: Badajoz.

Sachs, L., 1982. *Applied Statistics: A Handbook of Techniques*, Springer-Verlag New York Inc.

Seino, N., Aoyagi, T., Tsuguti, H., 2018. Numerical simulation of urban impact on precipitation in Tokyo: How does urban temperature rise affect precipitation? *Urban climate*, 23, 8-35.

Serrano, A., Mateos, V.L., García, J.A., 1999a. Trend analysis of monthly precipitation over the Iberian Peninsula for the period 1921–1995. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere* 24(1–2): 85–90.

Serrano, A., García, J.A., Mateos, V.L., Cancillo, M.L., Garrido, J., 1999b. Monthly modes of variation of precipitation over the Iberian Peninsula. *Journal of Climate* 12(9): 2894–2919.

Serrano-Notivol, R., Beguería, S., Saz, M.A., de Luis, M., 2018. Recent trends reveal decreasing intensity of daily precipitation in Spain. *International Journal of Climatology*, 38, 4211-4224.

Tiempo, 2019. <https://www.tiempo.com/ram/efectos-de-cambio-climatico-y-precipitaciones-invernales-en-el-hn.html> [consulta: 02/12/2019]

Torres Puente, V. M., 2019. Tiempo, clima y los fenómenos atmosféricos: desde torbellinos hasta cambio climático. *Revista Digital Universitaria (RDU)*. Vol. 20, núm. 1 enero-febrero. DOI: <http://doi.org/10.22201/codeic.16076079e.2019.v20n1.a3>

Trenberth, K.E., Dai, A., Rasmussen, R.M., Parsons, D.B., 2003. “The changing character of precipitation.” *Bulletin of the American Meteorological Society* 84(9):1205–1217. 7

Vicente-Serrano, S.M., Rodríguez-Camino, E., Domínguez-Castro, F., El Kenawy, A., Azorín-Molina, C., 2017. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 43, 209,232.

Wang, Y., Xu, Y., Tabari, H., Wang, J., Wang, Q., Song, S., 2020. Innovative trend analysis of annual and seasonal rainfall in the Yangtze River Delta eastern China. *Atmospheric research*, 231, 1-14.

Willmott, C. J. y Matsuura, K., 2018. Terrestrial precipitation: 1900-2017 gridded monthly time series.

http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/Global2017/README_GlobalTsP2017.html

Wilks, D. S., 2006, *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Elsevier Inc.

Índice de figuras

1.	Mapa de las corrientes planetarias	7
2.	División de las células de Hadley (Novecientos11, 2017)	8
3.	Hoja de datos descargados a través de la Universidad de Delaware	17
4.	Mediana anual según la latitud	22
5.	Mediana mensual según la latitud	23
6.	Cuartiles según la latitud	25
7.	Rango intercuartílico anual según la latitud	27
8.	Rango intercuartílico mensual según la latitud	28
9.	Índice de Yule-Kendall anual según la latitud	29
10.	Índice de Yule-Kendall mensual según la latitud	30
11.	Curtosis robusta anual según la latitud	31
12.	Curtosis robusta mensual según la latitud	32
13.	Tendencia anual de la mediana según la latitud	34
14.	Tendencia mensual de la mediana según la latitud	36
15.	Tendencia mensual de la mediana según la latitud	37
16.	Evolución anual de la mediana en 118 años	39
17.	Evolución mensual de la mediana en 118 años	40
18.	Evolución anual del rango intercuartílico en 118 años	41
19.	Evolución mensual del rango intercuartílico en 118 años	42
20.	Evolución anual del índice de Yule -Kendall en 118 años	43
21.	Evolución mensual del índice de Yule-Kendall en 118 años	44
22.	Evolución anual de la curtosis robusta en 118 años	45
23.	Evolución mensual de la curtosis robusta en 118 años	46