



TESIS DOCTORALES

INSTITUTO ESPAÑOL
DE OCEANOGRAFÍA

Variabilidad y tendencias del nivel
del mar en las costas de la península
Ibérica y zonas limítrofes: su relación
con parámetros meteorológicos

Elena Tel Pérez

 INICIO / START

 SALIDA / EXIT



GOBIERNO
DE ESPAÑA

MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA

Titulo anterior de la serie (*Formerly titled*):

MICROFICHAS

INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRAFÍA

ISSN: 1578-410X

Núm. 26

Págs. 349

Madrid, España 2007

TESIS DOCTORALES. INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRAFÍA

Publicación científica de periodicidad no regular destinada a la edición de tesis doctorales realizadas por investigadores del Instituto Español de Oceanografía sobre Ciencias Marinas. Las tesis se publican tal como han sido presentadas en las universidades.

An aperiodical scientific publication, whose purposes is to publish doctoral theses regarding the marine sciences by researchers from the Instituto Español de Oceanografía. These theses are published just as they were presented at university.

Para información sobre publicación de originales, suscripciones, intercambios y solicitud de ejemplares, por favor, dirigirse a (*For information regarding publications of papers, subscriptions, exchange of issues and back issues please contact*):

INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRAFÍA

Avda. de Brasil, 31. 28020 Madrid, España. Tel.: 91-417 54 11. Fax: 91-597 47 70

E-mail: publicaciones@md.ieo.es

Dirección en Internet (*Website*): <http://www.ieo.es>

La responsabilidad por las opiniones emitidas en esta publicación corresponde exclusivamente al autor (*The opinions expressed herein are those of the author*).

Título abreviado de esta publicación (*Running title*): Tesis Dr. Inst. Esp. Oceanogr.

COORDINACIÓN EDITORIAL (*EDITOR*)

Concha Mosquera de Arancibia

CONSEJO ASESOR (*ADVISORY BOARD*)

Javier Pereiro Muñoz. Subdirector General de Investigación. Presidente del Consejo Asesor

Juan Acosta Yepes. Consejero Técnico de Investigación y Tecnología. Secretario del Consejo Asesor

Argeo Rodríguez de León. Jefe de Área de Medio Marino y Protección Ambiental

Ignacio Arnal Atarés. Jefe de Área de Acuicultura

Pilar Pereda Pérez. Jefa de Área de Pesquerías

Derechos de autor (*Copyright*)

Mediante el envío del original, el autor o autores aceptan que los derechos (*copyright*) de su artículo sean transferidos al organismo editor de **TESIS DOCTORALES**, si el artículo es aceptado para su publicación, siendo esta transferencia de derechos efectiva desde el momento de dicha aceptación.

El copyright abarca los derechos exclusivos para reproducir y distribuir el artículo, incluyendo separatas, reimpresiones, reproducciones fotográficas o fotostáticas, microformatos, microfilmaciones o cualquier otra reproducción de naturaleza similar, así como traducciones.

La reproducción fotográfica, microfilmada o cualquier otra reproducción del texto, figuras, tablas, etc. de esta publicación está prohibida sin permiso expreso del organismo editor de **TESIS DOCTORALES**, dicho permiso, en cuanto a derechos, no será extensivo a la reproducción para distribución general, para su divulgación o para venta, salvo que así sea expresado por escrito en el permiso de autorización.

El uso de términos descriptivos en general, citando nombres comerciales o marcas registradas, no significa que se posean derechos sobre los mismos, los cuales están protegidos por las leyes vigentes. Tampoco significa que el editor respalde o promocióne dichas firmas o marcas, sino que simplemente se citan por los autores a título meramente informativo.

*By submitting a paper, the author or authors accept transferral of the article's copyright to the publisher of **TESIS DOCTORALES**, if the article is accepted. This copyright transfer is effective from the moment of this acceptance.*

The copyright comprises exclusive rights for the paper's reproduction and distribution, including: offprints, reprints, photographic or photostatic reproductions, microformats, microfilm or any other similar reproduction, as well as translations.

*Reproduction by photocopying, microfilm, or any other method of the text, figures, tables, etc. of this publication is prohibited without the express permission of the publisher of **TESIS DOCTORALES**. This permission, as far as the copyright is concerned, will not extend to reproduction for general distribution or sale, unless so specified in the authorization permit.*

The use of general descriptive terms citing brand names or trademarks does not indicate any ownership of rights regarding them, which is covered by the applicable laws. Use of such terms does not imply that the editor endorses or promotes these companies or brands; the authors cite them for merely informative purposes.



Edita (*Published by*): INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRAFÍA

© Instituto Español de Oceanografía 2007

Depósito Legal: M-34641-2008

ISSN: 1578-410X

NIPO: 656-07-009-3

Diseño de cubierta (*Cover design*): Omega. Ramón Azorín, 2. E-28047 Madrid, España

Imprime (*Printed by*): Microdata Micrografía e Informática, S.A. Nicolás Morales, 17. E-28019 Madrid, España

TESIS DOCTORALES

INSTITUTO ESPAÑOL
DE OCEANOGRAFÍA

Variabilidad y tendencias del nivel del mar en las costas de la península Ibérica y zonas limítrofes: su relación con parámetros meteorológicos

Elena Tel Pérez

Servicios Centrales
INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRAFÍA
Corazón de María, 8. E-28002 Madrid, España
Correo electrónico: elena.tel@md.ieo.es

Recibido en octubre de 2006. Aceptado en noviembre de 2007



Edita (Published by): INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRAFÍA
Avda. de Brasil, 31. E-28020 Madrid, España

ISSN: 1578-410X

Núm. 26

Págs. 349

Madrid, España 2007



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA.
FACULTAD DE CIENCIAS.
DEPARTAMENTO DE FÍSICA GENERAL Y DE LA ATMÓSFERA.

VARIABILIDAD Y TENDENCIAS DEL NIVEL DEL MAR EN LAS
COSTAS DE LA PENÍNSULA IBÉRICA Y ZONAS LIMÍTROFES: SU
RELACIÓN CON PARÁMETROS METEOROLÓGICOS.

ELENA TEL PÉREZ.
SALAMANCA, FEBRERO 2005.
DEFENDIDA EL 21 DE JUNIO DE 2005.



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA.
FACULTAD DE CIENCIAS.
DEPARTAMENTO DE FÍSICA GENERAL Y DE LA ATMÓSFERA.

VARIABILIDAD Y TENDENCIAS DEL NIVEL DEL MAR EN LAS
COSTAS DE LA PENÍNSULA IBÉRICA Y ZONAS LIMÍTROFES: SU
RELACIÓN CON PARÁMETROS METEOROLÓGICOS.

MEMORIA PRESENTADA POR LA
LICENCIADA ELENA TEL PÉREZ
PARA OPTAR AL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS FÍSICAS.

SALAMANCA, FEBRERO 2005.

A mis padres.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado durante mi estancia como becaria de Plan de Formación de Personal Investigador en el Instituto Español de Oceanografía (IEO) en el tema “*Variabilidad climática del nivel del mar en las costas españolas*”. Dicha institución ha sido la que ha facilitado la realización de este estudio.

Mi agradecimiento es también para el Prof. Dr. D. Fernando de Pablo Dávila, del Departamento de Física General y de la Atmósfera de la Universidad de Salamanca, Director de esta tesis, por su apoyo, dedicación y por las orientaciones que de él he recibido a lo largo de estos años.

Tengo que dar las gracias de forma especial a Dña. M^a. Jesús García Fernández, investigadora del IEO, que ha sido mi tutora durante el disfrute de la beca antes mencionada por el interés que se ha tomado en mi formación.

Igualmente deseo expresar mi agradecimiento al Dr. D. Gregorio Parrilla Barrera, por sus valiosos consejos y respaldo a lo largo del desarrollo de este estudio.

Eugenio Fraile Nuez, Pedro Vélez Belchi y Cesar Gonzalez-Pola me enseñaron a usar el MATLAB y tuvieron paciencia con mis dudas. Y todos mis compañeros y personal del IEO, de alguna manera, han contribuido a la culminación de este trabajo. Gracias a todos.

Por último, mi familia y amigos me apoyaron en todo momento y me animaron cuando hizo falta. Ellos saben lo importantes que son.

Contenidos

Resumen y palabras clave	10
<i>Abstract and keywords</i>	11
1. Introducción	12
1.1 Mareas y nivel del mar	14
1.1.1 Mareas	14
1.1.2 Nivel del mar	16
1.1.3 Sistemas de medida del nivel del mar	21
1.1.3.1 Mareógrafos de flotador	21
1.1.3.2 Otros tipos de mareógrafos	25
1.1.3.3 Sistemas de referenciación y GPS	26
1.1.3.4 Otros sistemas de medida: altimetría	29
1.2 Antecedentes. Estado del conocimiento	32
1.2.1 Estudios a escala global	32
1.2.2 Estudios en Europa	39
1.2.3 El nivel del mar en España	44
1.3 Objetivos del trabajo	47
2. Datos y zona de estudio	49
2.1 Datos	49
2.1.1 Nivel del mar	49
2.1.2 Índice NAO	52
2.1.3 Índice WeMO	52
2.1.4 Concentración de CO₂	52
2.1.5 Series hidrográficas	53
2.2 Caracterización de la zona de estudio	53
2.2.1 Margen atlántico	55
2.2.2 Estrecho de Gibraltar	60
2.2.3 Margen mediterráneo	61
2.2.4 Archipiélago canario	63
2.3 Instrumentación	65
3. Factores que afectan al comportamiento del nivel del mar	68

3.1	Calidad de las series de datos	68
3.1.1	La longitud de la serie	68
3.1.2	Homogeneidad de los datos. Unicidad del cero del mareógrafo	69
3.1.3	Periodos de tiempo sin datos: proceso de rellenado	71
3.2	Movimientos verticales. La isostacia post-glaciar. Modelo de Peltier	73
3.3	Influencia barométrica. Modelo del barómetro invertido	74
3.3.1	El barómetro invertido estándar	74
3.3.2	El barómetro invertido real	76
3.3.3	Resultados del análisis	79
3.4	La influencia de las variaciones del volumen de los océanos. Expansión termal	81
4.	Análisis descriptivo de las series	83
4.1	Parámetros estadísticos utilizados	83
4.1.1	Coefficiente de variación	83
4.1.2	Gaussianidad de los datos	83
4.1.3	Homogeneidad de las series de datos	84
4.1.4	Estudio de la aleatoriedad de las series	85
4.1.5	Ensayos de tendencia	85
4.1.5.1	Test de Spearman	86
4.1.5.2	Test de Mann-Kendall	87
4.1.6	Ensayos de correlación	90
4.1.6.1	Test de Wald-Wolfowitz	90
4.1.6.2	Contraste de autocorrelación	91
4.2	Coefficiente de correlación de Pearson	93
4.3	Resultados	94
5.	Análisis temporal de las series	103
5.1	Ciclos y tendencias	103
5.1.1	Tendencias lineales y aceleraciones	103
5.1.2	Variabilidad del ciclo estacional	108
5.2	Estudio de la variabilidad de gran escala	117
5.2.1	Análisis espectral	117
5.2.1.1	Formulación matemática para series discretas	119
5.2.2	Resultados	123
5.2.2.1	Figuras resultantes del análisis espectral	128

6. Análisis multivariante: funciones ortogonales empíricas	137
6.1 Evolución histórica	137
6.2 Base teórica	138
6.2.1 Rotación de los factores	141
6.3 Resultados en las series utilizadas	142
6.3.1 Clúster 1: golfo de Vizcaya	145
6.3.2 Clúster 2: costa atlántica peninsular	147
6.3.3 Clúster 3: estrecho de Gibraltar	149
6.3.4 Clúster 4: Mediterráneo occidental	151
6.3.5 Clúster 5: islas Canarias	153
7. Coherencia de señales entre el océano, la atmósfera y el nivel del mar	155
7.1 Métodos de estudio	155
7.1.1 Correlación cruzada	155
7.1.2 Correlación espectral cruzada (CEC)	156
7.2 Relación entre la oscilación del Atlántico norte (NAO) y el nivel del mar	157
7.2.1 Conceptos sobre la NAO	158
7.2.2 La influencia de la NAO en la península Ibérica	160
7.2.3 La NAO y el nivel del mar	161
7.3 Relación entre el índice WeMo y el nivel del mar	169
7.3.1 Definición del índice WeMO	169
7.3.2 El índice WeMO y el nivel del mar	171
7.4 Relación entre las variaciones de CO₂ atmosférico y el nivel del mar	173
7.4.1 La concentración de CO₂ atmosférico	173
7.4.2 El océano como fuente y sumidero de CO₂	175
7.5 Influencias estéricas en las variaciones del nivel del mar	184
7.5.1 El efecto estérico	184
7.5.2 Cálculo de alturas estéricas	185
7.5.3 Los casos de Málaga y Santander	186
8. Conclusiones	191
9. Comunicaciones y trabajos que tienen por origen esta tesis	198
10. Guía de acrónimos	200
11. Bibliografía	201
Anexo	214

Resumen y palabras clave

Con esta memoria se pretende contribuir al conocimiento sobre la variabilidad y las tendencias del nivel del mar en las costas de la península Ibérica y las zonas limítrofes y aportar información sobre su relación con determinadas variables meteorológicas.

El interés por esclarecer la posibilidad de un cambio climático ha propiciado una serie de estudios meteorológicos relacionados con el nivel del mar, dado que éste puede ser un buen indicador del clima y por las consecuencias sociales que originaría un aumento significativo del mismo.

Para la consecución del objetivo se han analizado los aspectos más importantes del nivel del mar, su variabilidad en los últimos decenios y algunos factores que inciden o se relacionan con el mismo en diferentes localidades costeras de la Península y otros emplazamientos del sur de Europa, tanto cuantitativa como cualitativamente, procurando establecer pautas comunes y (o) diferenciadas atendiendo a las características de la zona. Se ha determinado el comportamiento a largo plazo del nivel del mar y se han caracterizado sus tendencias y sus ciclos más significativos, tanto anuales como de largo periodo, y se ha encontrado que existe una variabilidad intrínseca a los mismos.

Los mareógrafos con respuestas similares han sido agrupados en cinco clústeres mediante el método multivariante de funciones ortogonales empíricas, caracterizándose cada zona mediante un modo o dos –cada caso según se acumule el 75 % de la varianza total de las series en las áreas respectivas–. Estos modos han servido para identificar las relaciones entre las fluctuaciones del nivel del mar y algunos índices meteorológicos de teleconexión, como la oscilación del Atlántico norte (NAO), el índice del Mediterráneo occidental (WeMO) y la concentración de CO₂ atmosférico a escala planetaria. Análogamente se han estudiado las relaciones entre las variaciones de las alturas estéricas determinadas a partir de las series hidrográficas del Instituto Español de Oceanografía (IEO) y las variaciones del nivel del mar, estableciéndose una metodología que puede ser interesante para trabajos futuros.

Palabras clave: Nivel del mar, oceanografía física, variabilidad climática, meteorología, península Ibérica, sur de Europa.

Abstract and keywords

Sea-level variability and trends on the Iberian Peninsula coast and neighbouring areas: their relationship with some meteorological parameters

Interest in the possibility of climate change has given rise to a wide variety of climatological studies focusing on sea level, because this can be a good index not only for such change itself, but also for its potential impact on society.

The aim of the present study is to analyse the current state of sea level on different areas of the Iberian Peninsula coast and other southern European coastal areas, as well as its variability over the last decades and the influence of certain factors. With these objectives in mind, the most important aspects of sea level have been analysed at different locations, quantitatively as well as qualitatively, to establish common and/or distinguishing characteristics for each area. Long-term behaviour has been determined by studying trends, annual cycles, and the most significant long-term cycles, and a large degree of inherent variability was found.

The tide gauges were grouped into five clusters by empirical orthogonal functions, and each area has been characterised by one or two empirical modes, which retain at least 75 % of the total variance of the area. These modes have been used to identify the relationship between sea-level fluctuations and such atmospheric teleconnection patterns as North-Atlantic Oscillation (NAO) and Western Mediterranean Oscillation (WeMO), and atmospheric CO₂ concentration on a planetary scale. Likewise, their relationships with steric height variations, from IEO hydrographic series, have been studied and the methodology used can be applied to future research.

Keywords: Sea level, physical oceanography, climate variability, meteorology.

1. INTRODUCCIÓN

El clima de la Tierra constituye la expresión de un amplio sistema físico, sumamente complejo y rico en conexiones, cuyo funcionamiento está dominado por los intercambios energéticos. En la estructura de este sistema, diferentes factores cósmicos, planetarios y geográficos representan las *entradas*; los componentes internos del sistema son la *parte central*; y la *salida* está formada por el mosaico de climas del globo. Los distintos elementos mantienen fuertes vínculos entre sí, que se articulan a través de una amplia gama temporal y espacial de los procesos físicos que van desde los de pequeña dimensión, que ocurren cada día a nuestro alrededor, hasta aquellos que abarcan a todo el planeta y duran muchos años. Su actividad implica, además, flujos y transferencias de energía y materia, y mecanismos de realimentación entre sus elementos, lo que supone continuos ajustes internos de autorregulación que hacen del sistema climático terrestre un sistema que evoluciona en un estado de equilibrio dinámico.

Para comprender el sistema climático es preciso entender el comportamiento de sus distintos componentes y las interrelaciones existentes entre los mismos. Así, la hidrosfera, como parte integrante del mismo, presenta una gran importancia en las manifestaciones climáticas que finalmente muestra nuestro planeta. Si además tenemos en cuenta que los océanos y grandes mares representan cerca del 70% de la superficie planetaria; que almacenan y transportan gran cantidad de energía, y que su circulación, influenciada por los flujos de viento o las diferencias de densidad debidas a los gradientes de salinidad y temperatura, presenta tiempos de respuesta más lentos que los correspondientes a la

circulación general atmosférica, todo ello determina que las grandes masas de agua sean las reguladoras del clima terrestre y origen de la variabilidad climática medio ambiental.

El reciente interés que se ha ido generando durante los últimos años por el estudio de un posible cambio climático, bien de origen natural, bien por causas antropogénicas, ha venido propiciando una amplia serie de estudios climáticos relacionados con el nivel del mar, en el entendimiento de que éste puede ser un buen indicador del posible cambio climático, así como debido a la incidencia que un aumento de nivel del mismo presentaría sobre aspectos demográficos y sociales de la Humanidad.

En el 3^{er} informe elaborado por el Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC, 2001) se menciona que el nivel del mar ha aumentado, a escala local, entre 10-20 cm durante el s.XX, y se apuntan posibles incrementos del nivel del mar en las próximas centurias del orden de 7-86 cm para el año 2100 en referencia a los niveles del año 2000. Este hecho considerado independientemente de otros factores que afectan a los sistemas climáticos, (como son el aumento de temperatura previsto y las variaciones en el régimen de precipitaciones), supondría la desaparición de humedales costeros, marismas y deltas, con el consiguiente impacto ecológico y económico asociado.

En este marco, el Instituto Español de Oceanografía (IEO) decidió impulsar la investigación en este campo, con la decidida intención de conocer **cuál ha sido y es el comportamiento del nivel del mar en nuestras costas**, para de esta manera y de forma conjunta con otros organismos europeos poder plantear acciones futuras que puedan minimizar los aspectos indeseados que se intuyen. Fruto de este esfuerzo para avanzar en el conocimiento de nuestro medio más cercano es el estudio que aquí se presenta.

1.1. MAREAS Y NIVEL DEL MAR

1.1.1. Mareas

Las ondas oceánicas más largas están asociadas a las mareas y se caracterizan por el rítmico subir y bajar del nivel del mar en el periodo de unas horas. Los flujos y reflujos crean corrientes que pueden ser muy fuertes en zonas donde el agua esté constreñida por dos masas de tierra.

Desde los tiempos más lejanos se conoce la relación entre las mareas, el Sol y la Luna, y al igual que los movimientos de estos astros, el comportamiento de las mareas también resulta complicado de predecir. Además, puede verse afectado por efectos topográficos, así como por el estado transitorio de la atmósfera. El primer estudio científico sobre el tema fue realizado por Newton en su "*Philosophiae naturalis principia mathematica*" (1687) donde calculó, a partir de la Ley de Gravitación, la altura de la marea según la fecha, época del año y latitud. Laplace, en su "*Traité du Mécanique Céleste*" (1799-1825), completó esta labor al considerar que las mareas representan un fenómeno dinámico. Posteriormente otros muchos investigadores han venido colaborando en el estudio y conocimiento de las mareas.

El sistema Tierra-Luna tiene un periodo de revolución de 27,3 días alrededor de un centro de masas común. La fuerza centrífuga está en equilibrio con la fuerza gravitatoria de atracción de los dos cuerpos, que es paralela en cada punto a la línea que une los centros de la Tierra y la Luna. Esta fuerza no es la misma en todos los puntos de la superficie terrestre, porque no todos ellos están a la misma distancia de la Luna; así, los puntos más próximos experimentan una mayor atracción que los situados en el extremo opuesto de la Tierra. La resultante del efecto compuesto de ambas fuerzas se conoce como *fuerza generadora de marea* y, dependiendo de su posición sobre la superficie de la Tierra, puede ser dirigida paralelamente o en contra de ésta.

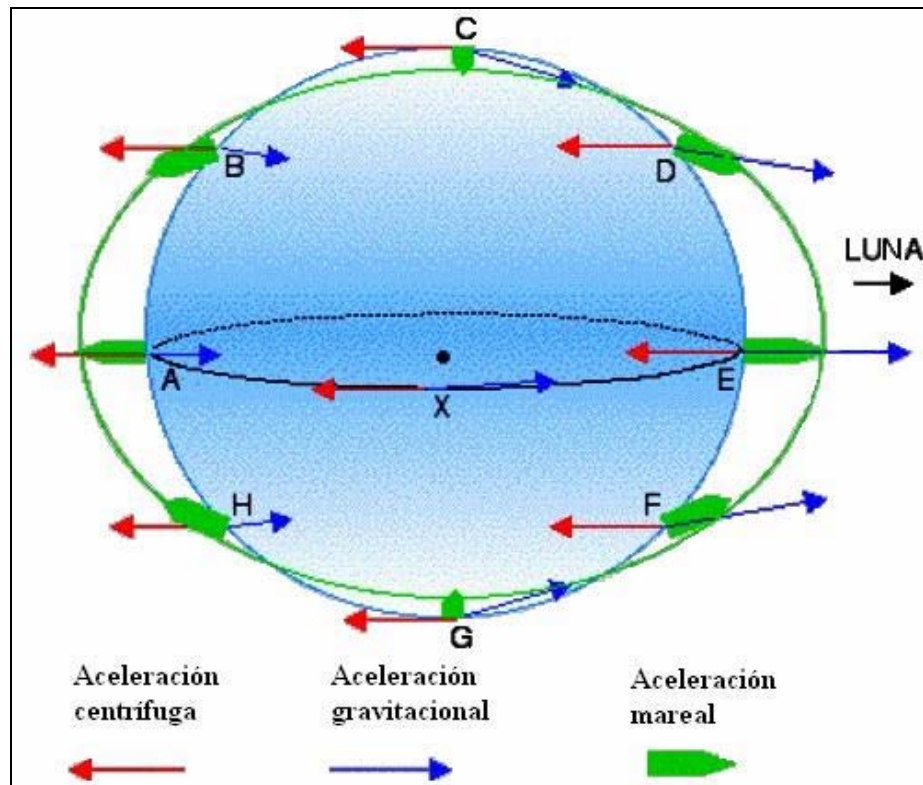


Fig 1.1. Esquema de la fuerza generadora de mareas.(Adaptada de Brown et al., 1989.)

En la figura 1.1., el esquema muestra el origen de la aceleración de marea a partir de la aceleración centrífuga y la aceleración gravitacional ejercida por la Luna. Dado que la aceleración centrífuga en relación al centro común de masas del sistema Tierra-Luna es la misma para todos los puntos de la Tierra, pero la atracción ejercida por la Luna no, se obtiene una resultante cuya inclinación está exagerada en la figura para dotarla de mayor claridad. Esta resultante o fuerza generadora de marea varía inversamente con la distancia entre los cuerpos según la ecuación:

$$F_{mareas} = F_{gravitación} - F_{centrífuga} = G \frac{M_1 \cdot M_2}{(R - a \cdot \cos \varphi)^2} - G \frac{M_1 \cdot M_2}{R^2}$$

donde a es el radio terrestre, φ la latitud y R la distancia Tierra-Luna. Así las mareas, en función de la latitud, son máximas en los polos y mínimas en el Ecuador. Debido a la rotación

terrestre y a la rotación de la luna alrededor de la tierra, las horas de marea alta se retrasan aproximadamente una hora cada día.

Además se pueden considerar las variaciones inducidas por la declinación lunar, que hace que la órbita de la luna no sea totalmente paralela al Ecuador (28° inclinación), y la órbita elíptica de la Luna en su movimiento de translación alrededor de la Tierra, que hace que en el perigeo Lunar las fuerza sea un 20% mayor y en el apogeo un 20% menor (Brown et al., 1989)

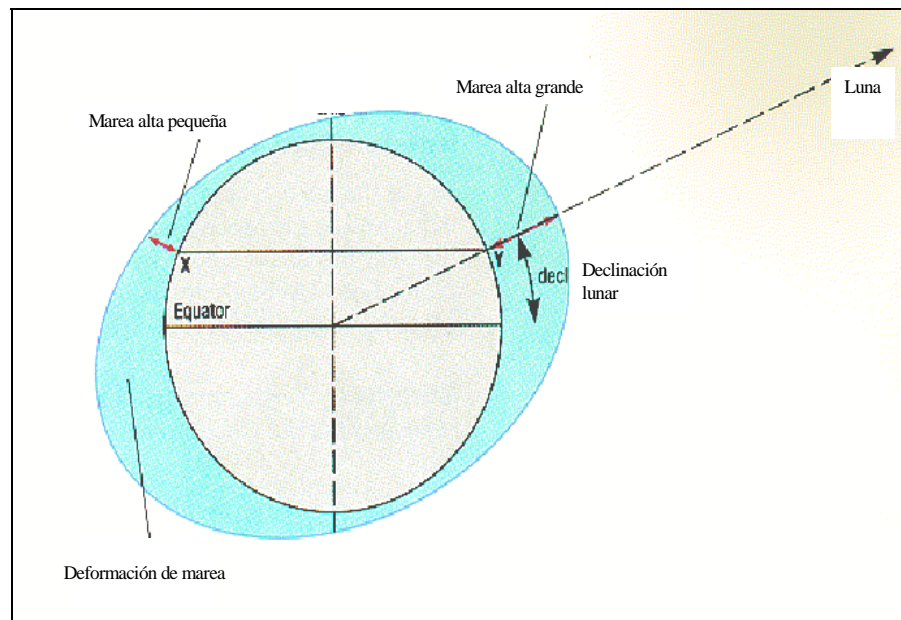


Fig.1.2: Deformación de la marea por acción de la Luna (adaptada de Brown et al, 1989)

1.1.2. Nivel del Mar

Desde la Antigüedad se tiene conocimiento de observaciones en los cambios en el nivel del mar dirigidos a conocer los mecanismos responsables de fenómenos tales como las mareas e inundaciones originadas por tormentas y tsunamis, fenómenos muy familiares en poblaciones costeras. Ya las sociedades prehistóricas eran capaces de asociar cambios

regulares en el nivel del mar a los movimientos del Sol y de la Luna, y desde entonces hasta ahora el conocimiento de estos temas ha ocupado y preocupado a la comunidad científica.

En el s. XIX y principios del XX los estudios científicos de los cambios en el nivel del mar se circunscribían al movimiento vertical del terreno, en la creencia de que el nivel del mar era constante referido a largos periodos de tiempo. De hecho, la motivación original para establecer lo que con el tiempo se convertiría en el PSMSL (Servicio Permanente para el Nivel del Mar), era obtener una mejor precisión en los datos del nivel del mar con el fin de estudiar la isostacia post-glaciación en Escandinavia (Woodworth,1993). Existe constancia geológica de que a lo largo de grandes intervalos de tiempo el nivel del mar ha ido fluctuando drásticamente. Presentaba unos 2-6 m por encima del nivel actual durante el último periodo interglaciación (hace 125.000 años) y unos 120 m por debajo en la última glaciación hace 20.000 años (Gornitz, 1995). En la actualidad se conoce que tanto el nivel del mar como la superficie continental se mueven en periodos temporales amplios: hay movimientos verticales del terreno debidos a procesos tectónicos naturales (p.e, terremotos), además de los cambios post-glaciales y los debidos a procesos antropogénicos (p.e, bombeo y extracción de aguas subterráneas). Los cambios a gran escala en el nivel del mar se asocian principalmente con variaciones en el volumen del agua de los océanos y con la variabilidad climática.

En los océanos existen flujos de corriente, inducidas básicamente por los vientos dominantes y el enfriamiento/ calentamiento atmosférico que provocan diferencias en el nivel. Así, las fluctuaciones en el nivel del mar son difíciles de cuantificar ya que dependen, no sólo del volumen de agua de los océanos y de la forma de las cuencas oceánicas, sino también de los cambios gravitacionales y rotacionales que afectan a la forma del geoide, y de los patrones de las corrientes oceánicas. El nivel medio del mar no es constante en el tiempo debido a cambios en el océano, el clima y la geología. Además el efecto del calor, de la circulación

oceánica y los efectos de la presión oceánica, así como la influencia solar y lunar dan lugar a mareas con una variación diaria del orden de 1 m (Puch, 1987)

Históricamente se ha considerado que el nivel del mar es la altura que presenta la superficie del mar respecto a un punto local. Este origen local está definido con relación a un clavo de nivelación, fijo en costa, y vinculado al mareógrafo que se denomina Clavo de Referencia del Mareógrafo (CRM, del inglés Tide-Gauge Bench Mark, TGBM). Debido a que los valores del nivel del mar se toman con respecto a este clavo, los cambios en el nivel del mar pueden ser debidos a cambios reales en el mismo, o a movimientos del terreno en el sitio donde están colocados los mareógrafos (terremotos, modificaciones en la forma y tamaño de los vasos oceánicos,...). Así, la medida del nivel del agua refleja tanto un cambio en el nivel del mar como cualquier subsidencia/emergencia local que esté teniendo lugar desde la última deglaciación. Este ajuste continuo de la isostacia glaciaria es uno de los puntos más importantes en el estudio actual del nivel del mar debido a su dificultad de modelización y a su gran variabilidad espacial (Douglas, 2001).

En la actualidad, los modernos sistemas de medida basados en la altimetría por satélite permiten estudiar el comportamiento del nivel del mar a una escala planetaria. Sin embargo, los mareógrafos en costa siguen siendo necesarios, tanto para calibración de las medidas satelitarias, como para dar continuidad en los bordes (cerca de costa la medida del satélite no es válida debido a problemas de contorno).

El nivel medio del mar es el valor promedio del nivel, medido durante un tiempo prefijado. Este promedio suaviza los cambios diarios originados por las mareas. Partiendo de las alturas horarias se trata de obtener un nivel medio diario, para después calcular las medias mensuales y anuales. El método clásico es aplicar un filtro de Doodson, que elimina la energía de las mareas en la frecuencia diurna del nivel del mar. Requiere 39 alturas horarias y

se define de la manera siguiente: se considera la variable de tiempo t tal que $1 < t < 19$ y se consideran los pesos para cada altura,

$$F(t) = (2, 1, 1, 2, 0, 1, 1, 0, 2, 0, 1, 1, 0, 1, 0, 0, 1, 0, 1)$$

Este filtro es simétrico, esto es $F(t) = F(-t)$. De aquí se obtiene para $H(t)$ las alturas horarias y $T = 12$ horas, el nivel medio como

$$Nivel_Medio(T) = \frac{1}{30} \sum_{d=-19}^{d=19} F(d) \cdot H(T + d)$$

El criterio que sigue el PSMSL es aplicar un filtro de paso de baja frecuencia para la determinación del valor medio diario y a partir de esto,

- El nivel medio mensual se promedia de los valores diarios siempre que tengamos un número de días con registro igual o superior a 15, para evitar valores sesgados.

$$x_{mes} = \frac{\sum x_{dia} N_{mes}}{N_{total}}$$

donde

N_{mes} es el número de medidas diarias recogidas ese mes

N_{total} es el número máximo de posibles datos de ese mes

- El nivel medio anual se promedia a partir de los valores mensuales de manera análoga. Es preciso disponer de al menos datos de 11 meses para dar un valor medio anual representativo.

$$x_{año} = \frac{\sum x_{mes} N_{año}}{N_{total}}$$

donde

N_{mes} es el número de medidas mensuales recogidas ese año

N_{total} es el número máximo de posibles datos recogidos ese año

Las series temporales del nivel del mar contienen gran cantidad de información. El mareógrafo de flotador, que es el más utilizado históricamente por su sencillez, está diseñado para filtrar cambios de periodo muy corto debidos al oleaje, que pueden ser detectados de forma más precisa con otros instrumentos, y responde bien a las mareas diurnas y semidiurnas. Esto ocurre del orden de unas 500 o más veces al año. Por eso si queremos estudiar el comportamiento a largo plazo es preciso aplicar un filtro de paso de baja frecuencia. Esto puede hacerse de forma muy precisa si se desea, ya que los movimientos debidos a las fuerzas gravitatorias de la luna y el sol que determinan las fuerzas de marea, son bien conocidos. Otras fluctuaciones debidas a efectos de aguas superficiales, forzamiento del viento, olas de tormenta, precipitación y aportación de los caudales de los ríos, no son fácilmente modelizables.

Evidentemente al efectuar los promedios correspondientes a periodos de meses/años se elimina de forma efectiva estos eventos de pequeño periodo. Otros efectos de ciclo más largo como las fluctuaciones estacionales e interanuales (p.e, El Niño), también pueden crear dificultades significativas a la hora de determinar la tendencia del nivel del mar. (Douglas, 2001)

1.1.3. Sistemas de medida del nivel del mar

1.1.3.1. Mareógrafos de flotador

Los mareógrafos y su utilización tienen una amplia historia. Los primeros consistían en unas simples marcas graduadas sobre las rocas o la mampostería a las entradas de los puertos, donde las medidas se realizaban visualmente. De esta forma se recogieron los registros más amplios en el tiempo disponibles actualmente, aunque la mayoría de los datos se refieren únicamente a las pleamares y bajamares.

El primer mareógrafo mecánico equipado con relojes y registros gráficos con un flotador situado en el interior de un pozo que filtra la variabilidad de muy alta frecuencia (oleaje) data de 1830. Este instrumento proporcionó valores medios (normalmente horarios) de forma rutinaria.

Un mareógrafo mecánico de flotador actual difiere poco respecto de su diseño original. La estación mareográfica consiste en un pozo vertical de unos 30 cm de diámetro y suficientemente largo como para cubrir el rango de mareas de la zona, conectado en su parte inferior con el mar mediante un pequeño conducto que actúa como un filtro de paso de baja, permitiendo que el agua entre y salga (figura 1.3.). Así se limita el efecto de los flujos de agua de muy corto periodo (oleaje), pero no los de periodo más largo (marea).

Un problema que se presenta en el mismo es que el comportamiento del agujero del fondo es notoriamente no lineal y está sujeto a obstrucciones debidas a sedimentos y a contaminaciones biológicas (se sabe de pulpos que han insertado sus tentáculos en el agujero). Además es preciso ser cuidadoso con su calibrado. (Hendershot y Munk. 1970)

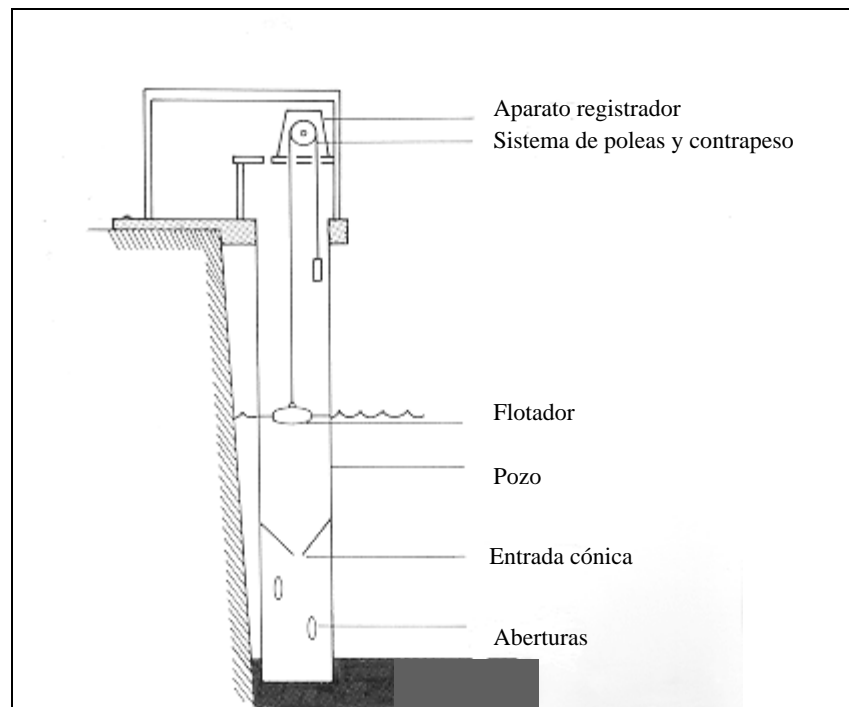


Fig.1.3. Esquema de un mareógrafo de flotador

Las variaciones de nivel se registran mediante un pequeño flotador que se mantiene en la superficie del agua conectado, mediante un cable que pasa por un juego de poleas, a un aparato de registro al que transmite los cambios de nivel en una proporción constante. Este aparato de registro solía ser una plumilla que dibujaba sobre un papel milimetrado enrollado a un tambor accionado por un reloj, que giraba continuamente; en la actualidad suele ser un codificador digital cuya salida se almacena directamente en un soporte magnético.



Fig 1.4. Mareógrafo histórico del IEO (Foto: Joaquín Molinero).

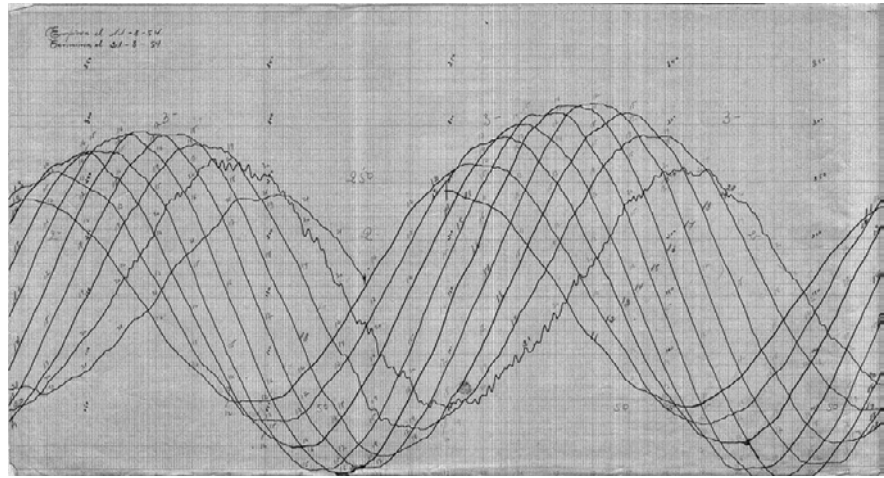


Fig. 1.5. Mareograma. Cádiz, 11-Ago-1954. (Archivo IEO).

Las localizaciones de los mareógrafos suelen ser zonas portuarias (las bocas de los puertos) para facilitar su acceso y mantenimiento, aunque el registro puede verse afectado por factores costeros que pueden influir en la amplitud y la fase de las mareas. Para elegir un emplazamiento debe considerarse diversos aspectos:

- La instalación debe ser capaz de resistir las condiciones atmosféricas más adversas que puedan darse en la zona.
- El suelo donde va a ubicarse debe ser estable, a ser posible de roca, de forma que no haya movimientos del terreno que desvirtúen la calidad de la señal recogida.
- La profundidad del agua ha de ser de al menos 2 m por debajo de la marea astronómica más baja.
- Lógicamente deben evitarse, en la medida de lo posible, zonas próximas a estuarios, zonas de paso de barcos, lugares donde se vayan a construir nuevos muelles, zonas próximas a

instalaciones industriales que tengan compuertas de vertidos, zonas de difícil acceso para mantenimiento,...

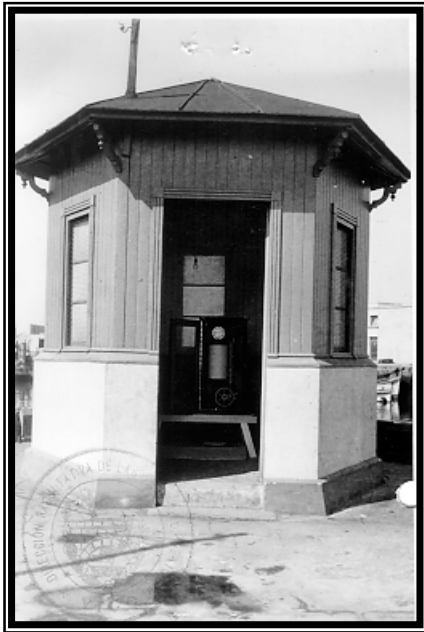


Fig 1.6. Caseta del Mareógrafo de Vigo.
(Archivo IEO)



Fig 1.7. Caseta del Mareógrafo de Algeciras. (Archivo IEO)

La instalación del mareógrafo debe hacerse en el interior de un edificio con el objeto de proteger el equipo de las inclemencias atmosféricas y poder mantener un ambiente apropiado de temperatura y humedad para el buen funcionamiento del mismo. El mecanismo se debe montar sobre una bancada resistente y fija, fuertemente amarrada al suelo, y siempre que sea posible el sistema de flotación (cable y flotador) debe operar directamente sobre el pozo para evitar problemas debidos a rozamientos. Una regla junto a la caseta, para poder obtener una lectura directa del nivel del agua, es esencial para poder verificar los valores registrados por el mareógrafo.

1.1.3.2. Otros tipos de mareógrafos.

También existen *mareógrafos de presión* que lo que miden son variaciones de presión en un punto según la altura del nivel del mar. En este caso el nivel del mar se determina después de corregir la variación debida a la presión atmosférica a partir de la ecuación básica de la estática de fluidos:

$$P = P_A + \rho g D$$

donde P es la presión medida, P_A la presión atmosférica que actúa sobre la superficie del agua, ρ la densidad media de la columna de agua, g la aceleración de la gravedad y D el nivel de agua sobre el aparato.

La presión medida se incrementa cuando aumenta el nivel de agua. Esta relación ya fue utilizada para medir las profundidades del agua por Hookes y Halley en el s. XVII. En la costa, la presión bajo el agua se puede transmitir a un registro situado en la orilla a través de un tubo. En su versión más simple puede ser una bolsa de aire abierta por su parte inferior y conectada con el sensor de presión. La presión se ajusta continuamente al entrar o salir agua según el ciclo de mareas.

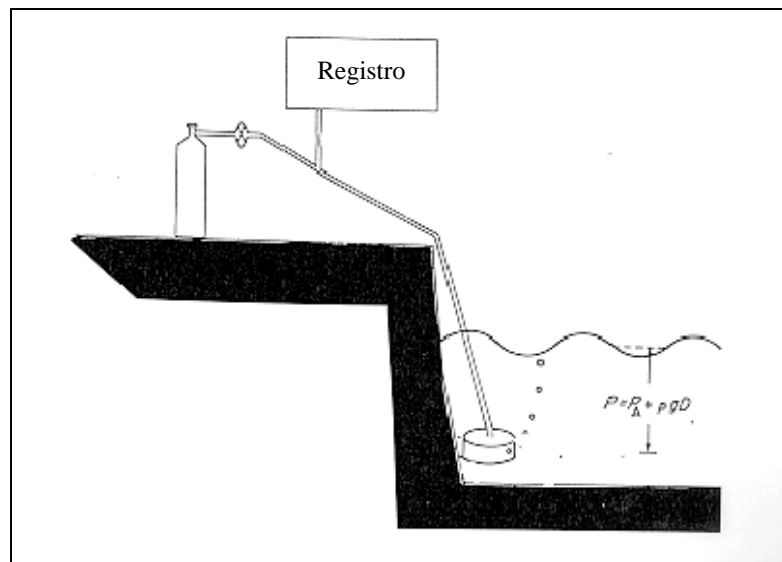


Fig.1.8. Esquema básico para un mareógrafo de presión.

Para un mejor resultado se utilizan sistemas neumáticos como el de la fig.1.8. donde aire o gas comprimido es conectado mediante un tubo hasta el fondo marino donde escapa a través de un pequeño agujero. En este punto la presión del gas es la misma que la presión del agua, así como también igual a la presión transmitida a lo largo del tubo y el sistema de registro (hay que hacer una pequeña corrección debida a los gradientes de presión a lo largo del tubo). La forma más usual de recoger la medida es utilizar un transductor diferencial que mida la diferencia entre la presión del sistema y la presión atmosférica, con lo cual sólo se registra la presión del agua y conociendo g y la densidad del agua se puede calcular el nivel de la misma.

Otro sistema de medida utilizado es un *mareógrafo de tipo acústico* donde la medición se realiza mediante el tiempo que tarda una señal acústica en ser reflejada por la superficie del agua. Este sistema, montado sobre un pozo para evitar problemas de reflexión, puede sustituir el tradicional de cable y flotador. Así el tiempo que tarda el sonido en viajar hasta la superficie del agua y volver se puede determinarse por:

$$t = \frac{2 \cdot l}{v_a}$$

donde l es la distancia que se quiere medir y v_a la velocidad del sonido en el aire, que depende de la temperatura del mismo, la presión atmosférica y la humedad.

1.1.3.3. Sistemas de referenciación y GPS.

Los valores de las observaciones del nivel del mar tienen que estar referidos siempre a una cota o punto de referencia. Esta ha de estar claramente marcada y situada en una superficie estable, rígida y permanente. Al instalar un mareógrafo resulta recomendable instalar más de una cota, en un rango de 2 km con el fin de controlar la elevación entre ellas y conocer la estabilidad de la cota de referencia. Estas cotas se han de nivelar respecto de la Red Geodésica Nacional y verificarse periódicamente.

Los clavos de nivelación deben ser colocados tan cerca como sea posible del mareógrafo con el fin de minimizar los errores debidos a nivelación o de definición del cero del mareógrafo. Douglas (1995) recomienda recalibrar con una periodicidad de al menos un año, el cero del mareógrafo respecto del CRM. Análogamente si se sustituyen equipos o se modifica la situación de los mismos. La ubicación de los mareógrafos en muelles portuarios puede llevar a un movimiento vertical de los mismos que conduzca a obtener falsas tendencias del nivel del mar. Por ello el control del cero del mareógrafo y de su historial resulta fundamental a la hora de reconstruir y dar unicidad a la serie histórica de nivel del mar en un lugar. La figura 1.9. muestra el esquema recomendado por la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (IOC) para la referenciación y nivelación de los mareógrafos.

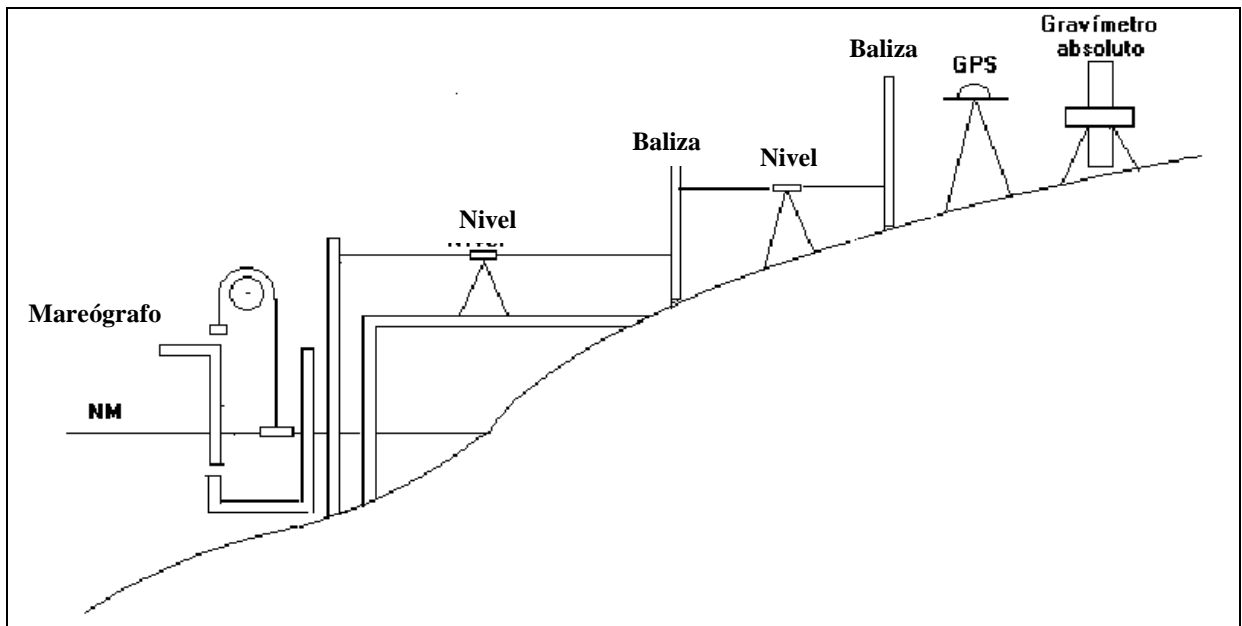


Fig.1.9. Mareógrafo y sistema de referenciación del mismo.

Las observaciones de marea deben estar referidas a un mismo datum fijo. Una marca en tierra suele ser el punto de referencia primario. La marca debe ser clara y estar sobre una superficie estable como roca. De todas maneras, no es buena práctica depender de una sola marca, es preferible tener un número variable de ellas a distintas elevaciones. Si no se observan cambios en la misma durante un periodo, se puede asegurar que la marca es estable al menos internamente. Es deseable, aunque no esencial, que todas las marcas estén unidas (referenciadas) a un sistema nacional de nivel y se chequeen periódicamente respecto a esta red.

La tecnología espacial permite, mediante el uso del GPS (Sistema de Posicionamiento Global), determinar con gran exactitud los movimientos de la corteza terrestre. La instalación de una antena GPS referida al CRM de la estación mareográfica puede permitir conocer la velocidad vertical del CRM, vinculado con una precisión de 1 mm/año en el plazo de unos 10 años (Bevis, 1998). El reducido tamaño de las estaciones GPS portátiles actuales permite

realizar campañas anuales o semianuales, que si bien no dan tanta precisión, presentan la ventaja de ofrecer un coste mucho menos elevado.

Se habla de *nivel del mar relativo* cuando el origen es arbitrario y los cambios en el nivel del agua no pueden ser distinguidos de los movimientos verticales de la tierra o plataforma sobre la que está colocado el mareógrafo. Para el conocimiento del *nivel del mar absoluto* los mareógrafos están referenciados a un sistema de coordenadas común y además pueden ser monitorizados de forma independiente en un sistema global de referencia geodética. Así las tendencias de los niveles del mar observados pueden ser descontaminadas del movimiento terrestre.

1.1.3.4. Otros sistemas de medida: Altimetría.

Las variaciones del nivel del mar en costa definen el nivel sólo en una zona limitada. Sin embargo, en muchos casos es conveniente conocer el nivel del mar en sitios alejados de la misma (intereses hidrográficos, navegación, oleoductos submarinos, investigación científica,...)

En la actualidad la altimetría permite medir alturas sobre la superficie del mar determinando el tiempo empleado por una señal radar emitida por el satélite en ir hasta la superficie del mar y volver. Evidentemente la órbita del satélite tiene que ser conocida con precisión para poder calcular la altura del nivel del mar. Esto permite medir en zonas alejadas de costa. ya que al pasar sobre los continentes el altímetro deja la franja costera sin medir. En este tipo de mediciones es necesario poner especial atención en determinar con precisión la órbita del satélite dada la complejidad que supone la interpretación de los datos, así como también determinar la forma exacta de la superficie media del mar. (Robinson, 1985)

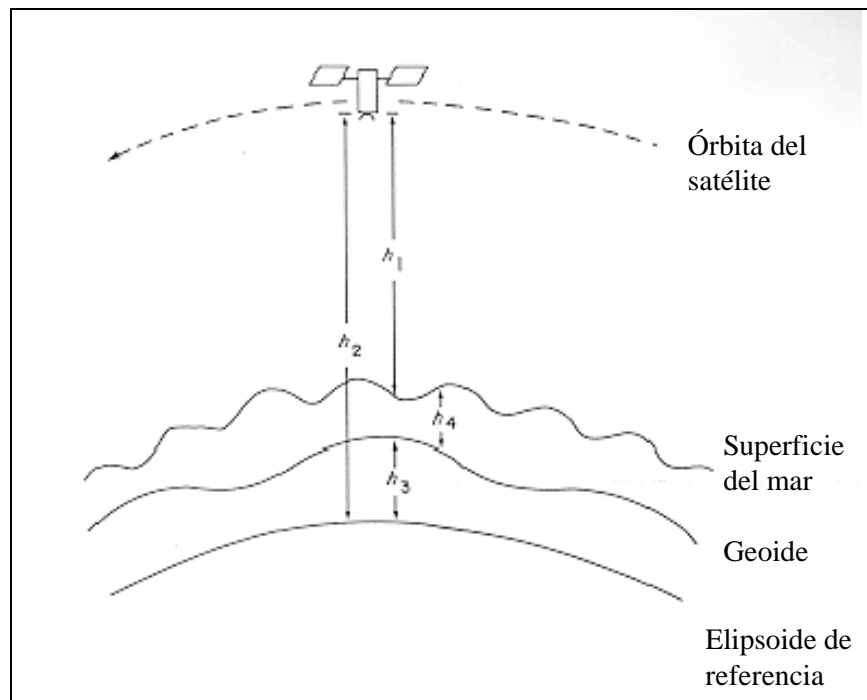


Fig.1.10. Diagrama de los parámetros que deben determinarse para conocer el nivel del mar relativo al geoide mediante altimetría (h_3).

Los errores en este tipo de medidas pueden ser debidos a distintas causas:

- diferencias en el tiempo de transmisión según el estado de la atmósfera y retrasos en la ionosfera.
- deriva propia de la calibración del altímetro.
- errores en la determinación de las órbitas.

Sin embargo sigue siendo imprescindible la utilización de estaciones mareográficas costeras estratégicamente situadas a lo largo del globo para calibrar los altímetros, así como para completar la topografía del nivel del mar hasta la costa. Estas estaciones deben estar relativamente próximas a una estación GPS para poder tener una buena precisión en la referencia del CRM y medir los movimientos verticales de la corteza.

Las observaciones del nivel del mar desde satélites y el conocimiento del geode proporcionan información sobre las alturas dinámicas, y estas a su vez, sobre las velocidades superficiales de los océanos ya que a escalas geostroficadas (mayores a unos pocos días y unas decenas de kilómetros) las velocidades pueden determinarse a partir del gradiente de las alturas dinámicas. Así, los contornos de las alturas dinámicas corresponden, aproximadamente, con las líneas de corriente del flujo superficial (Fig. 1.15). Además, las corrientes superficiales suelen estar relacionadas con la variabilidad subsuperficial mediante estructuras relativamente sencillas, por lo que las variaciones del nivel del mar aportan información sobre el comportamiento de capas más profundas.

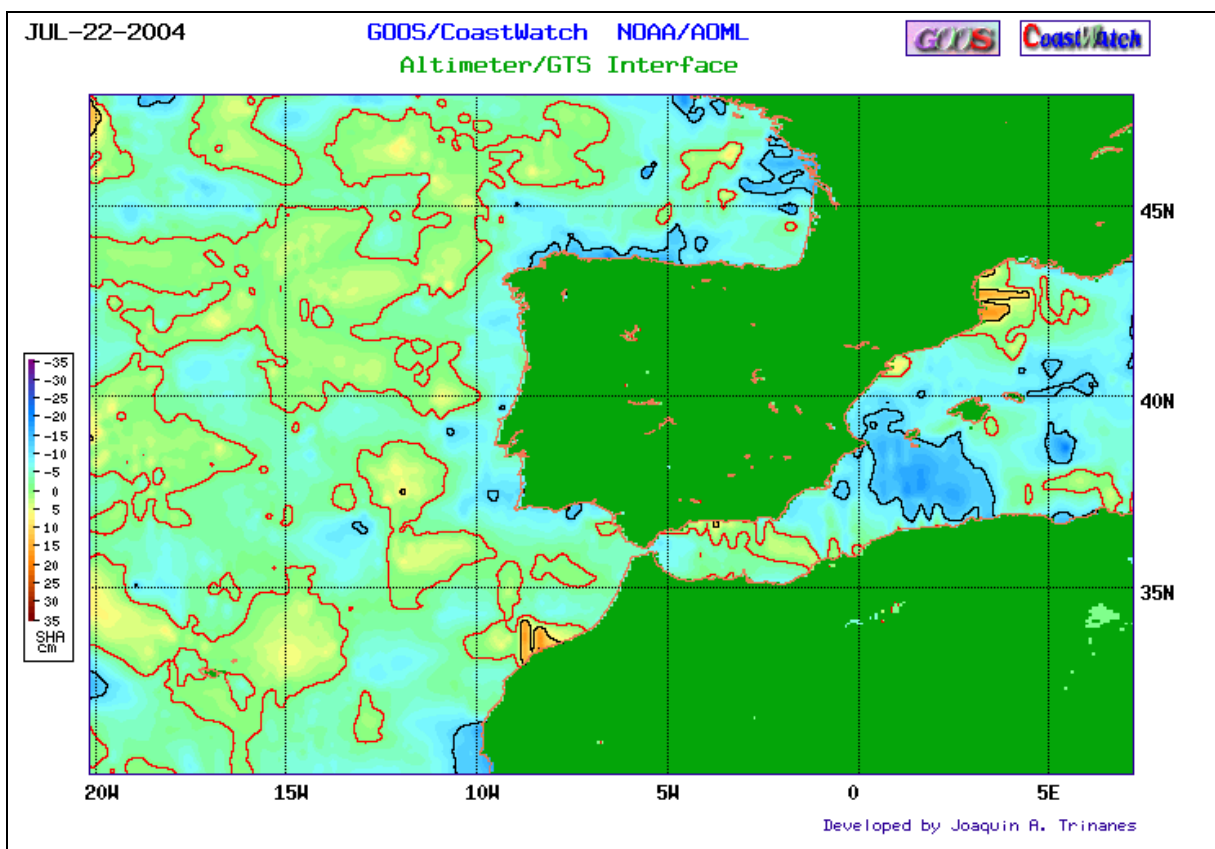


Fig 1.15. Datos de anomalías de altura de nivel del mar procedentes de los satélites JASON-1, TOPEX, ERS-2, ENVISAT y GFO. El mapa se ha elaborado mediante interpolación de datos de 10 días previos a la fecha marcada. (<http://www.aoml.noaa.gov/phod/dataphod/work/trinanes/INTERFACE/index.html>)

1.2. ANTECEDENTES: CONOCIMIENTO ACTUAL DEL TEMA.

1.2.1. Estudios a escala global.

Aproximadamente el 97% del agua de la Tierra se encuentra en los océanos. El resto se encuentra principalmente concentrada en los casquetes de la Antártida y Groenlandia y en los glaciares. A principios de los años 80 la comunidad científica empezó a preguntarse sobre la relación entre el calentamiento global y el nivel del mar. Es sabido que el nivel del mar ha subido en el pasado y que sigue subiendo en la actualidad. La cuestión es valorar a *qué* ritmo ha crecido últimamente y *cuánto* podría a subir en el futuro.

Cambios previos al periodo de registro instrumental.

Según el 3^{er} informe del IPCC (2001), desde la última glaciación, hace unos 20.000 años, el nivel del mar ha subido más de 120 m (Gornitz, 1995), como resultado de una pérdida de masa de las capas de hielo. Todavía se están produciendo movimientos verticales en zonas terrestres, tanto ascendentes como descendentes, en respuesta a esas grandes transferencias de masa de las capas de hielo a los océanos (isostacia). El aumento más rápido en el nivel del mar planetario ocurrió en un intervalo comprendido entre los 15.000 y 6.000 años, con un ritmo medio de unos 10 mm/año. Según datos geológicos, el nivel del mar eustático, esto es, correspondiente a un cambio en el volumen de los océanos, puede haber subido con un ritmo medio de 0,5 mm/año en los últimos 6.000 años y con un ritmo medio de 0,1 a 0,2 mm/año en los últimos 3.000 años. Este ritmo es de alrededor de un décimo de lo que se produjo durante el siglo XX. En los últimos 3.000 a 5.000 años, es probable que las oscilaciones en el nivel mundial del mar en escalas temporales de 100 a 1.000 años, no hayan excedido de 0,3 a 0,5 m.

Cambios en el periodo instrumental.

Los registros más prolongados, procedentes de mareógrafos, se remontan a un máximo de 2 ó 3 siglos y son muy escasos.

Se cree que desde la mitad del siglo pasado el nivel del mar ha subido aproximadamente 2 mm/año (Warric et al., 1996), bastante más de lo que subió el milenio anterior. En la actualidad el nivel del mar está decreciendo en algunas zonas tectónicamente activas (Japón, Alaska) y en áreas bajo la acción de los hielos en lugares como el Báltico (Douglas, 2001).

En 1997, Douglas dio un valor para la tendencia global del nivel del mar de 1,8 mm/año. Un resumen de las distintas tendencias deducidas hasta el momento a escala global pueden observarse en la tabla 1. La mayoría de los investigadores consideran que estos valores dependen fuertemente de la longitud temporal del registro considerado y de las estaciones seleccionadas, y esto unido a las distintas técnicas de cálculo y modelización realizadas, puede explicar algunas de las diferencias observadas.

Tendencia (mm/año)	Error (mm/año)	Datos utilizados (años)	Nº de estaciones consideradas	Referencia
1,43	±0,14	1881-1980	152	Barnett, 1984
2,27	±0,23	1930-1980	152	Barnett, 1984
1,2	±0,3	1880-1982	130	Gornitz & Lebedeff, 1987
2,4	±0,9	1920-1970	40	Peltier & Tushingham, 1989
1,75	±0,13	1900-1979	84	Trupin & Wahr, 1990
1,7	±0,5	N/A	N/A	Nakiboglu & Lambeck, 1991
1,8	±0,1	1880-1980	21	Douglas, 1991
1,62	±0,38	1807-1988	213	Unal & Ghil, 1995

Tabla 1: Estimaciones de la tendencia global del nivel del mar procedentes de datos de mareógrafos.

El valor de 1-2 mm/año en la variación detectada durante el pasado siglo puede deberse a los diversos procesos geofísicos actuantes, cada uno de los cuales es un proceso complejo que involucra al sistema acoplado Tierra-atmósfera-océano-criosfera-hidrosfera (Shum et al 2001), como:

- Tectónica de placas.
- Redistribución de las masas atmosféricas y del agua procedente de los casquetes polares y del deshielo glaciar.
- Isostacia post-glaciar.
- Cambios en la gravedad.
- Expansión térmica del océano.
- Extracción de aguas subterráneas y de reservas creadas por el hombre (pozos, embalses,...)
- Mareas de origen astronómico y atmosférico.
- Cambios en la erosión y sedimentación costera.

El aumento de nivel es un factor de gran importancia porque la mayoría de la población se encuentra asentada en el borde del mar, y una subida significativa en un periodo relativamente corto tendría un fuerte impacto económico y medioambiental (Cohen et al., 1997), ya que se debe considerar que aproximadamente 100 millones de personas viven a menos de un metro de altura sobre el nivel del mar (Nicholls y Leatherman, 1995). El volumen del agua del océano cambia debido a las aguas procedentes del fundido de los casquetes de hielo, a que un calentamiento en las aguas provoca una expansión termal de las mismas, y a cambios en el flujo histórico de los ríos.

Los efectos físicos que provoca el aumento del nivel del mar pueden resumirse según Nicholls y Leatherman (1994) en:

- Erosión en playas y acantilados
- Inundación de zonas bajas atacando al ecosistema de las marismas
- Incremento de inundaciones y daños por tormentas
- Intrusión salina en acuíferos y aguas superficiales
- Elevación del nivel de la superficie del agua

En 1933 se crea el Servicio Permanente para el Nivel del Mar (PSMSL) que es el organismo responsable de la recolección, publicación, análisis e interpretación de los datos del nivel medio del mar de la red mundial de mareógrafos. Hasta Agosto de 2002, su base de datos contenía valores mensuales y anuales de unos 1800 mareógrafos repartidos por todo el globo, procedentes de las casi 200 autoridades u organismos, responsables en cada país o región de la monitorización del nivel del mar. Una de sus bases de datos contiene los registros en los que se ha llevado a cabo un análisis de series temporales y una homogeneización las series. Estos datos son la base de todos los análisis de cambios seculares en el nivel del mar efectuadas a escala global a lo largo de la última centuria.

La distribución geográfica de los registros más largos (figuras 1.11. y 1.12.) presenta un sesgo significativo hacia el hemisferio norte, aunque esa situación se está modificando con el establecimiento de una red más global de observación del nivel del mar (figura 1.13).

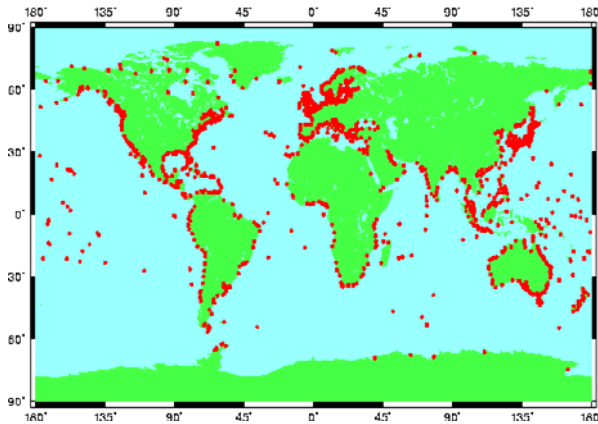


Fig.1.11. Estaciones del PSMSL. (Fuente: <http://www.pol.ac.uk/psmsl/whatispsmsl.html>)

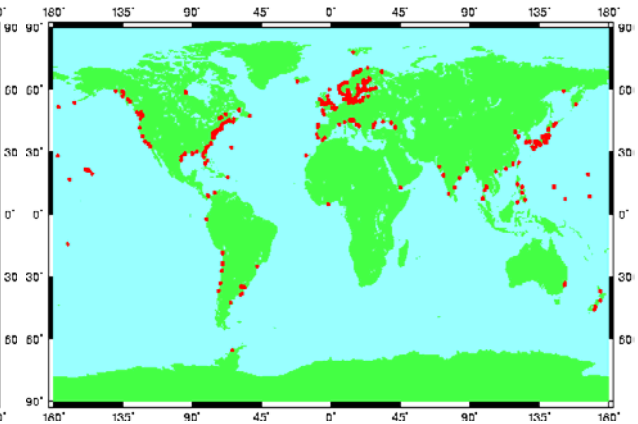


Fig. 1.12. Estaciones con mas de 40 años de datos. (Fuente: <http://www.pol.ac.uk/psmsl/whatispsmsl.html>)

Según los últimos informes del IPCC realizados con éstos datos en el capítulo dedicado al nivel del mar, la conclusión principal es que éste ha aumentado a escala local entre 10-20 cm en la pasada centuria y podría aumentar más durante la actual.

El uso de mareógrafos para medir el nivel del mar tiene sus limitaciones debido al conocimiento incompleto que se tiene del movimiento vertical del lugar donde está ubicado el mareógrafo y a que la red de mareógrafos no tiene una cobertura global. Por otro lado la altimetría con radar por medio de satélites tiene el potencial necesario para medir definitivamente los cambios, si bien presenta limitaciones en el conocimiento de la precisión de los propios instrumentos de altimetría, las correcciones para deducir datos, su deriva y las uniones entre los distintos sistemas altimétricos (Shum, et al., 2001); pero el mayor inconveniente actual estriba en que, de momento, la longitud temporal de las series obtenidas por este método no permite a fecha de hoy dar tendencias de gran escala.

Estudios a escala global.

Parker (<http://capita.wustl.edu/NEW/parker.html>) en un estudio realizado sobre las tendencias del nivel del mar en 10 islas del Pacífico comprueba que para un periodo de 34 años el nivel varía considerablemente según la estación y que existen series de datos como Hawai que muestran tendencias crecientes muy acusadas, mientras que en otras como en Guam-Kwajalein, es claramente decreciente. El autor indica que estas diferencias pueden ser debidas a movimientos verticales del terreno y a las características de las series que presentan lagunas y cuya longitud temporal no es suficientemente significativas para obtener medias anuales fiables.

En dos de los mareógrafos existentes en Hong Kong se ha encontrado una tendencia al alza del nivel del mar de $1,9 \pm 0,4$ mm/año y se han encontrado además que los ciclos anual, semianual y de 18,6 años, estudiados mediante análisis espectral, son significativos y estables a lo largo del tiempo. También se ha determinado una fuerte influencia de la presión atmosférica, aproximadamente del 30% antes de efectuar la corrección barométrica, en las variaciones anuales del nivel del mar (Ding et al, 2002). En el análisis de esta información junto con la temperatura del agua del mar y el índice de la Oscilación Sur (SOI) se ha podido determinar que las variaciones del nivel del mar en Hong Kong están relacionadas con eventos ENSO (Zheng et al, 2002) donde un Niño fuerte provoca un descenso del nivel del mar mientras que La Niña provoca un ascenso del mismo (la última produjo una variación interanual de 10 cm). Análogamente en Shangai (Yu, 2001) la tendencia encontrada para un periodo de 50 años es de $1,8 \pm 0,2$ mm/año y su frecuencia más intensa es la anual, con un rango de oscilación de 25 cm; sus variaciones parecen también estar en relación inversa con el SOI.

De manera similar los mareógrafos situados en el Pacífico Occidental muestran una tendencia de 1,8 mm/año para registros de más de 50 años; y si el registro se amplía a series

de al menos 30 años de longitud, la tendencia media baja a 0,8 mm/año, ligeramente por debajo de los promedios para la última centuria manejados por el IPCC, y baja aún más (0,3 mm/año) si se circunscribe únicamente a las estaciones de registro situadas sobre Australia (Mitchell et al, 2000). Una posible explicación de este hecho pudiera deberse a los movimientos verticales del terreno, incluyendo la isostacia post-glaciar y los fenómenos de subsidencia debido a las extracciones de aguas subterráneas que se vienen llevando a cabo desde los primeros asentamientos europeos, así como también a la relativa estabilidad de Australia frente al comportamiento de las islas, que están más afectadas por los movimientos tectónicos, volcánicos o biológicos (islas coralinas). La coherencia espacial de la variabilidad de las series de la zona asegura sin embargo que las series son fiables y que están influenciadas por los eventos ENSO. Además, el estudio detallado, restringido a las series con registros más largos, del comportamiento de las tendencias no muestra evidencias fiables de una aceleración en el aumento del nivel del mar, a diferencia de las predicciones obtenidas con algunos modelos numéricos, por lo que se sugiere que estos últimos deben ser considerados con precaución.

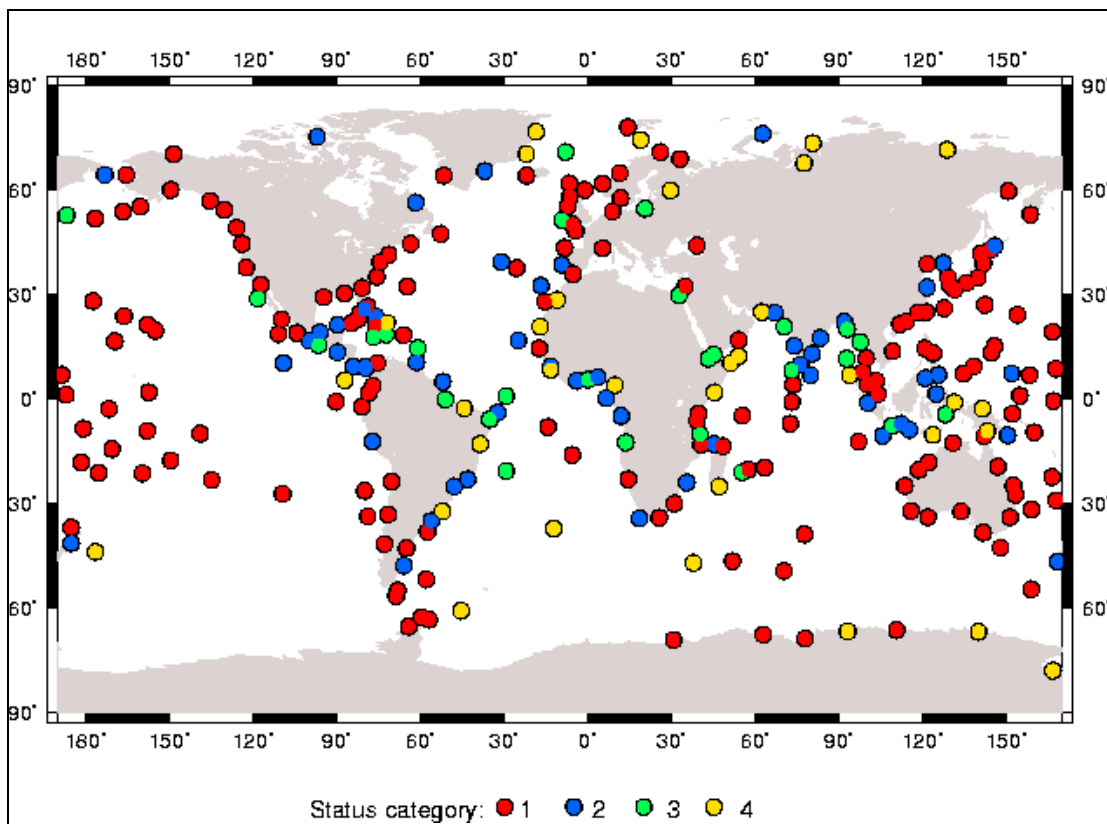


Fig. 1.13. Estado de las estaciones GLOSS (Global Level Observing System) en el PSMSL en Octubre 2001.(Fuente: <http://www.pol.ac.uk/psmsl/programmes/gloss.info.html>)

1.2.2. Estudios en Europa

Es importante considerar que los datos del nivel del mar que se miden en costa no son (y por definición no pueden ser) los mismos en todo el planeta. La variación espacial es debida por una parte, a los procesos geofísicos que conlleva el movimiento vertical de las placas, de manera que un movimiento de tierra negativo (submergencia) lleva a un aumento aparente del nivel del mar. Este factor es modelizable y existen distintos autores que dan una solución plausible. Pero además deben considerarse otros efectos de periodo mucho más corto, que no son modelizables y que también llevan a modificaciones en el registro: terremotos, consolidación de zonas sedimentariamente activas como deltas, y consecuencias de actividades industriales como las extracciones petrolíferas y el aprovechamiento de

acuíferos. Los nuevos sistemas de medida basados en el posicionamiento por satélite (GPS) pueden dar solución a este tipo de acciones. (Woodworth, 1993). Así, la altimetría aporta datos de nivel del mar en los océanos, y en costa, mediante monitorización con GPS de los clavos de referencia, permite enlazarlos y contrastarlos entre sí y con las redes nacionales

Además, los cambios estéricos también pueden ser distintos en cada localización debido a cambios en los flujos verticales de calor en los océanos y a la advección. Los cambios de nivel debido a fluctuaciones estacionales e interanuales (p.e. ENSO) son evidentes. Los modelos indican que la expansión termal podría elevar el nivel del mar de 1 a 4 m en función de la concentración de CO₂ respecto al nivel que existiría en épocas preindustriales (Woodworth et al., 2001). Como ejemplo baste considerar que un aumento de 3°C de temperatura en Groenlandia podría acarrear la eliminación del casquete de hielo en un milenio, lo que tendría como consecuencia un aumento del nivel global de unos 6 m en promedio. Si se considera que el coeficiente de expansión termal para el océano tropical y latitudes medias tiene un valor de $2,5 \cdot 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}$ con variaciones de menos de $\pm 50\%$, se puede calcular que el nivel de una capa oceánica de 1000 m de espesor puede incrementarse del orden de 10 cm para un aumento de temperatura de 0,5 °C. (Douglas, 2001)

Otra consecuencia del aumento del nivel del mar es la mayor incidencia de eventos extremos que no pueden separarse de situaciones meteorológicas concretas, y que alteran la amplitud de las mareas oceánicas y de las olas de tormenta. Esto puede ser un aspecto muy importante en el aprovechamiento de áreas de litoral, así como para la comprensión del desarrollo morfológico de la zona costera. (Woodworth et al., 2001)

En la zona del océano Ártico se han encontrado ciclos anuales y semianuales de amplitud 100 mm y 20 mm respectivamente, así como variaciones no estacionales que oscilan en torno a los ± 150 mm con niveles extremos excepcionales que han llegado hasta los ± 200 mm. La tendencia general es positiva durante los últimos 50 años y de acuerdo con Palov y

Palov (1999), la razón para las variaciones decadales y la tendencia positiva está relacionada con el decrecimiento de la salinidad y el incremento de la temperatura, así como con la reorganización de la circulación del agua a gran escala que se atribuye el calentamiento del agua del Ártico.

El estudio de la serie de datos de la estación de Kolobrzeg (Polonia) entre 1901-1990, muestran un incremento en la media anual de $1,2\pm 0,2$ mm/año y en el mismo periodo no se encuentra aumento significativo en la tendencia de los máximos anuales de nivel del mar (Wroblewski, 2001). Estos resultados son concordantes con los encontrados por otros investigadores y el autor pone de manifiesto que ni en los océanos del planeta ni en las costas europeas hay evidencias de una aceleración (Woodworth, 1990; Gornitz y Solov, 1991; Douglas, 1992).

El comportamiento del Atlántico Norte, en particular el giro subtropical y el subpolar, ha sido estudiado con datos de altimetría desde 1992 y mediante simulaciones que abarcan periodos de hasta 40 años; los datos parecen sugerir que una gran parte de la variabilidad estacional en el nivel del mar a largo periodo tiene su origen en los flujos de calor. Así, un estudio de EOF (Empirical Orthogonal Functions) de 5 años de datos procedentes de altimetría determina un primer modo que contrasta la variabilidad en el giro subpolar frente al giro subtropical.

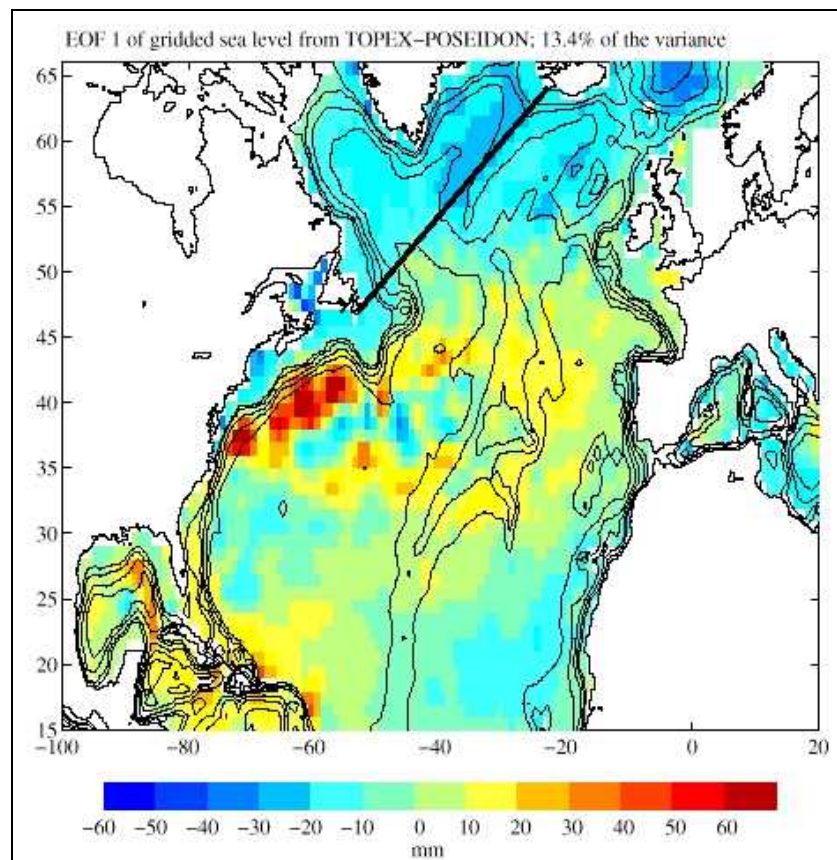


Fig. 1.14. Primer modo del EOF asociado al cambio durante el invierno 1995/1996 en el que el nivel del mar aumentó en el giro subpolar.

Hay dos factores importantes para la modificación del nivel del mar en una localización: los movimientos verticales del terreno considerando el efecto conjunto de la isostacia post-glaciar y a los procesos de sedimentación que tengan lugar en la zona; y los cambios en los procesos oceánicos entre los que se incluyen no sólo los cambios en las corrientes y variaciones estéricas, sino también los cambios en los regímenes de vientos y de presiones, que se han estudiado mediante modelos (Bijlsma, 1996). Estas ideas permiten aventurar que durante el presente siglo el nivel del mar en aumentará al menos dentro de los límites previstos por el IPCC, incluso si se realizan esfuerzos para estabilizar la contribución

al calentamiento global de los gases de efecto invernadero procedentes de actividades de origen antropogénico.

En la costa belga un estudio realizado por diversos métodos de análisis partiendo de los datos históricos de distintos mareógrafos, aporta unas tendencias de 1,5 mm/año en 70 años, para Oostende y 1,6 mm/año para Zeeland, y ninguna evidencia fiable de aceleración de la tendencia. Sin embargo si se considera en esta serie el periodo más largo disponible (1890-1998) el valor de la tendencia aumenta hasta 2,1 mm/año (Van Cauwenberghe, 2000), aunque se apunta que estos resultados pueden ser debido a que la costa presenta un fenómeno de subsidencia en esa zona y que por lo tanto los datos deben ser tomado con precaución.

Las medidas del nivel del mar efectuadas en el mar Mediterráneo durante la última centuria muestran una correlación inversa entre la variabilidad del mismo y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), más intensa en el Mediterráneo occidental que en su parte oriental y mayor si se restringe el estudio a los meses de invierno, cuando la señal de la NAO es más fuerte. En el área del Mediterráneo Oriental el nivel del mar ha bajado 3-5 cm desde 1960 (Tsimplis y Baker, 2000) y la temperatura y salinidad de las aguas profundas ha aumentado en el Mediterráneo Occidental (Bethoux et al, 1998; Rohling y Bryden, 1992). Se ha encontrado que la NAO puede afectar significativamente en el nivel del mar vía anomalías en el ciclo de agua dulce (evaporación- precipitación- descarga de ríos) y variaciones en la presión atmosférica en la superficie, debido al efecto del barómetro invertido (Gill,1982). Tsimplis y Josey (2001) han encontrado que por cada 1 cm de aumento en la NAO el nivel del mar en el Mediterráneo ha bajado de 1,6-2,0 cm donde sólo 0,8-1,6 cm son atribuibles al efecto de la presión.

Esta reducción del nivel del mar, observada cuando todos los estudios de variabilidad climática indican que deben esperarse niveles de nivel del mar más elevados, hace considerar que el efecto del posible cambio climático de origen antropogénico en el Mediterráneo se vea

enmascarado por los efectos de la variabilidad natural atmosférica. La situación se complica aún más si se considera que esta variabilidad atmosférica pueda estar siendo afectada a su vez por el mismo cambio climático (Tsimplis y Josey, 2001).

1.2.3. El nivel del mar en España

La Península Ibérica se encuentra en una situación de transición entre lo que ocurre en latitudes medias y el comportamiento de la zona tropical. Por su situación se ve afectada por la situación atmosférica y las corrientes del Atlántico Norte además de las que tienen su origen en las Azores y la zona subtropical. Sin embargo el comportamiento del nivel medio del mar debería ser similar o concordante con lo que ocurre en el resto de Europa.

La parte más oriental de la Bética, junto con el mar de Alborán, es una de las áreas de la península ibérica tectónicamente más activas, debido a la convergencia de las placas Euroasiática y Africana que convergen a una velocidad aproximada de 1 cm por año. Recientes modificaciones de la región ibero-magrabí dan valores para los movimientos verticales de entre 0.4-0.6 mm/año (Castellote et al., 2000) que pueden conducir a falsas tendencias y que influyen en los registros que se obtiene del nivel del mar.

Por otra parte el estudio del nivel del mar es muy importante en el Estrecho de Gibraltar ya que este controla el intercambio de los flujos de agua entre el Atlántico y el Mediterráneo y el conocimiento del comportamiento de esta área llevará a una mejor comprensión del nivel del mar en el Mediterráneo en general y de la región ibérica en particular (Ross et al, 2000). En el Mediterráneo el nivel del mar cambia estacionalmente más de lo atribuible a la expansión/contracción termal (Larnicol et al, 1995) aparentemente como consecuencia del ciclo estacional de intercambio de flujos entre el Atlántico y el Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar (Bormans y Garret, 1989; Garret et al., 1990) El intercambio de flujos en el Estrecho de Gibraltar está condicionado al exceso de

evaporación respecto de la precipitación que hacen que las aguas mediterráneas sean más densas y salinas, lo que permite un mayor flujo de entrada desde el Atlántico.

De manera análoga es preciso tener en cuenta en las mediciones efectuadas en las Islas Canarias los efectos debidos a su geodinámica. El archipiélago se ha consolidado a lo largo de una actividad eruptiva de unos 30 millones de años. En términos geológicos se encuentra en el margen pasivo de la placa africana que es prácticamente estacionaria desde el Mioceno, habiendo presentado desde entonces un movimiento de unos pocos milímetros al año (Carracedo, 1994). Inexplicablemente, ya que los márgenes pasivos se caracterizan por una ausencia casi total de vulcanismo, en esa zona del Atlántico existe una actividad superior a la media que no puede considerarse como situada dentro de las zonas típicas de distribución de los volcanes (límite de placas o dorsales oceánicas). Navarro-Pérez y Barton (2001), en un análisis de los datos procedentes de mareógrafos en el Archipiélago Canario encuentran valores máximos de nivel del mar en verano-otoño, en función de la cercanía al continente africano. Este estudio relaciona la variación anual del nivel del mar con la variación estacional de la posición del giro subtropical que afecta a la dinámica de las corrientes de la región.

El comportamiento de la atmósfera, monitorizado por índices climáticos como la NAO, incide en distintas variables que afectan al nivel del mar como puede ser la descarga de los ríos del norte peninsular (Pérez et al., 2000). Así, el nivel del mar en el Norte peninsular presenta una marcada estacionalidad con bajos niveles que se corresponden con la época en que aparecen las surgencias estacionales, y altos niveles en otoño. Las respuestas a la variación de la presión atmosférica son mayores los mareógrafos de en Santander y La Coruña que en el de Vigo, donde el nivel del mar está más influenciado por otros factores. (Lavín y García, 1992; García et al, 2000)

García-Lafuente (1986) estudió la variabilidad del nivel del mar en el Estrecho de Gibraltar para periodos temporales comprendidos entre las 3 h y los 12 días mediante una red de mareógrafos y estaciones meteorológicas, encontrando que esta franja de frecuencias está dominada tanto por las fuerzas astronómicas, perfectamente periódicas y evaluables mediante ajustes por mínimos cuadrados de las señales, como por las fuerzas meteorológicas que son asimilables a fenómenos estocásticos y que estudió mediante análisis espectral o análisis modal empírico.

Desde comienzos de los 90 se vienen realizando esfuerzos para disponer en nuestro país de series temporales con datos de gran calidad y sin cambios de referencia a lo largo del periodo completo (García, 1992).. En el marco del proyecto de construcción de una Red Integrada de Mareógrafos, RIMA (Pérez et al, 1999) se dio un gran empuje al control de calidad de estas series de datos, y estudios preliminares en el norte de la Península Ibérica ponen de manifiesto que el nivel del mar está subiendo desde el principio del registro, en 1943, y esta subida es más acusada en los últimos años (Tel y García, 2001).

Análogamente, un estudio de las estaciones del IEO en la zona del Estrecho definen ésta como una región homogénea respecto al comportamiento del nivel del mar, aunque la estación de Cádiz presenta un comportamiento ligeramente diferenciado del resto, posiblemente debido a su ubicación. La amplitud del ciclo anual en esta zona oscila entre los 40-56mm en función de la estación y se da una tendencia regional de 0,9 mm/año, (Tel y García, 2002a). Una regionalización de las series del IEO mediante análisis de componentes principales permitió obtener tendencias zonales también para las estaciones de la cornisa cantábrica (2,4 mm/año) e Islas Canarias (0,8 mm/año), así como su relación con parámetros atmosféricos que permite deducir que las variaciones del nivel del mar mantienen las características locales en adición a las propias de la región (Tel y García, 2002b).

1.3. OBJETIVOS DEL TRABAJO

El objetivo primordial que perseguimos en este trabajo es analizar *cuál* es el estado actual del nivel del mar en diferentes zonas costeras de la Península Ibérica y del Sur de Europa, *cuál* ha sido su variabilidad en los últimos decenios y *cuáles* son algunos de los factores que inciden o se encuentran relacionados con la misma.

Para la consecución de este objetivo general, se han desarrollado las siguientes etapas:

1. Analizar desde un punto de vista descriptivo, tanto cuantitativo como cualitativo, los aspectos generales más importantes del nivel del mar en diferentes localidades, tratando de establecer pautas comunes y/o diferenciadas en función de las características de la zona.
2. Determinar el comportamiento a largo plazo del nivel del mar y caracterizar las tendencias globales presentes. Estudiar la variabilidad inherente a las series temporales, detectando sus ciclos más significativos.
3. Obtener series del nivel del mar desestacionalizadas y sin tendencia, que permitan el análisis de las fluctuaciones de la variable en escalas temporales de largo alcance, difíciles de manifestar por la presencia de un ciclo anual más intenso.
4. Posibilidad de agrupar en *clusters* mareógrafos con respuestas similares en las observaciones, mediante la utilización del método multivariante denominado Funciones Ortogonales Empíricas, con el fin de establecer modos y características comunes que reflejan estos comportamientos.

5. Identificar las influencias e interrelaciones que pueden detectarse entre las fluctuaciones del nivel del mar e índices de teleconexión meteorológicos tales como la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) o índice del Mediterráneo Occidental (WeMO). Introducir como posible e interesante tópico a valorar en trabajos futuros, la sugerencia de que las variaciones en el nivel del mar, los niveles de concentración de CO₂ a escala planetaria y el más que probable cambio climático pudieran estar relacionados, si bien de forma no lineal.

2. DATOS Y ZONA DEL ESTUDIO

2.1. DATOS.

2.1.1. Nivel del mar.

Se han utilizado los datos de las series históricas del nivel del mar de la red de mareógrafos que el Instituto Español de Oceanografía viene operando desde 1943. Son datos de alturas horarias que han sido promediados según los criterios del PSMSL antes descritos con el fin de obtener series de datos mensuales. Los datos medios mensuales de las series utilizadas no pertenecientes a la red mareográfica del IEO se han obtenido del PSMSL.

El criterio que se ha seguido para la selección las series ha sido el que su duración temporal sea igual o mayor de 20 años ya que este intervalo incluye al menos un ciclo nodal lunar completo. La razón fundamental para incluir en el estudio además de las series del IEO, las del PSMSL radica en que el comportamiento oceánico sufre variaciones graduales a lo largo de toda la costa peninsular y si se restringiera el estudio únicamente a las estaciones del IEO éste tendría periodos temporales y espaciales sin datos, como por ejemplo los correspondientes a la costa peninsular portuguesa, que se solventan al adoptar dicho criterio. Además el estudio de las estaciones próximas de la Bretaña francesa y del Mediterráneo Occidental permite conocer el comportamiento de los mares que bañan la Península Ibérica de una forma mejor integrada en el comportamiento de toda la región, y observar comportamientos diferenciados entre las distintas áreas.

La tabla 2.1. muestra la localización de las estaciones utilizadas y especifica la autoridad responsable de su funcionamiento, así como de asegurar la calidad de los datos aportados al PSMSL. La figura 2.1. muestra el intervalo temporal de los registros utilizados y da una idea de la existencia/ausencia de periodos sin datos.

Estación	Código PMSL	Latitud(°)	Longitud(°)	Autoridad responsable
Newlyn	170-161	50,10	-5,55	Proudman Ocea. Lab., Bidston (UK)
Roscoff	190-086	48,72	-3,97	Serv. Hyd. Et Ocean. De la Marine.(France)
Le Conquet	190-089	48,37	-4,78	Serv. Hyd. Et Ocean. De la Marine.(France)
Brest	190-091	48,38	-4,50	Serv. Hyd. Et Ocean. De la Marine.(France)
P. Tudy	190-103	47,65	-3,45	Serv. Hyd. Et Ocean. De la Marine.(France)
P. St. Gildas	190-113	47,13	-2,25	Serv. Hyd. Et Ocean. De la Marine.(France)
Socoa/St.J. Luz	190-141	43,40	-1,68	Serv. Hyd. Et Ocean. De la Marine.(France)
Santander	200-011	43,47	-3,80	Inst. Esp. Oceanografía (España)
La Coruña	200-030	43,37	-8,40	Inst. Esp. Oceanografía (España)
Vigo	200-041	42,32	-8,73	Inst. Esp. Oceanografía (España)
Cascais	210-021	38,68	-9,42	Ins. Port. De Cartografía e Cadastro. (Portugal)
Setroia	210-026	38,50	-8,90	Inst. Hidrografico, Lisbon. (Portugal)
Lagos	210-031	37,10	-8,67	Ins. Port. De Cartografía e Cadastro. (Portugal)
Cadiz	220-003	36,53	-6,28	Inst. Esp. Oceanografía (España)
Gibraltar	215-001	36,13	-5,35	Hydrographic Dept., Tauton. (UK)
Ceuta	340-008	35,90	-5,32	Inst. Esp. Oceanografía (España)
Algeciras	220-011	36,12	-5,43	Inst. Esp. Oceanografía (España)
Tarifa	220-021	36,00	-5,60	Inst. Esp. Oceanografía (España)
Malaga	220-031	36,72	-4,42	Inst. Esp. Oceanografía (España)
Almeria	220-041	36,83	-2,48	Inst. Geográfico Nacional, Madrid. (España)
Alicante	220-051	38,33	-0,48	Inst. Geográfico Nacional, Madrid. (España)
Marseille	230-051	43,30	5,35	Serv. Hyd. Et Ocean. De la Marine.(France)
Nice	230-081	43,70	7,27	Serv. Hyd. Et Ocean. De la Marine.(France)
Genova	250-011	44,40	8,90	Inst. Idrografico della Marina, Genova (Italia)
S.Cruz	370-046	28,68	-17,55	Inst. Esp. Oceanografía (España)
P.Luz	370-015	28,13	-15,42	Inst. Esp. Oceanografía (España)
Arrecife	370-004	28,95	-13,57	Inst. Esp. Oceanografía (España)

Tabla 2.1. Posición de las estaciones utilizadas y autoridades responsables de las mismas

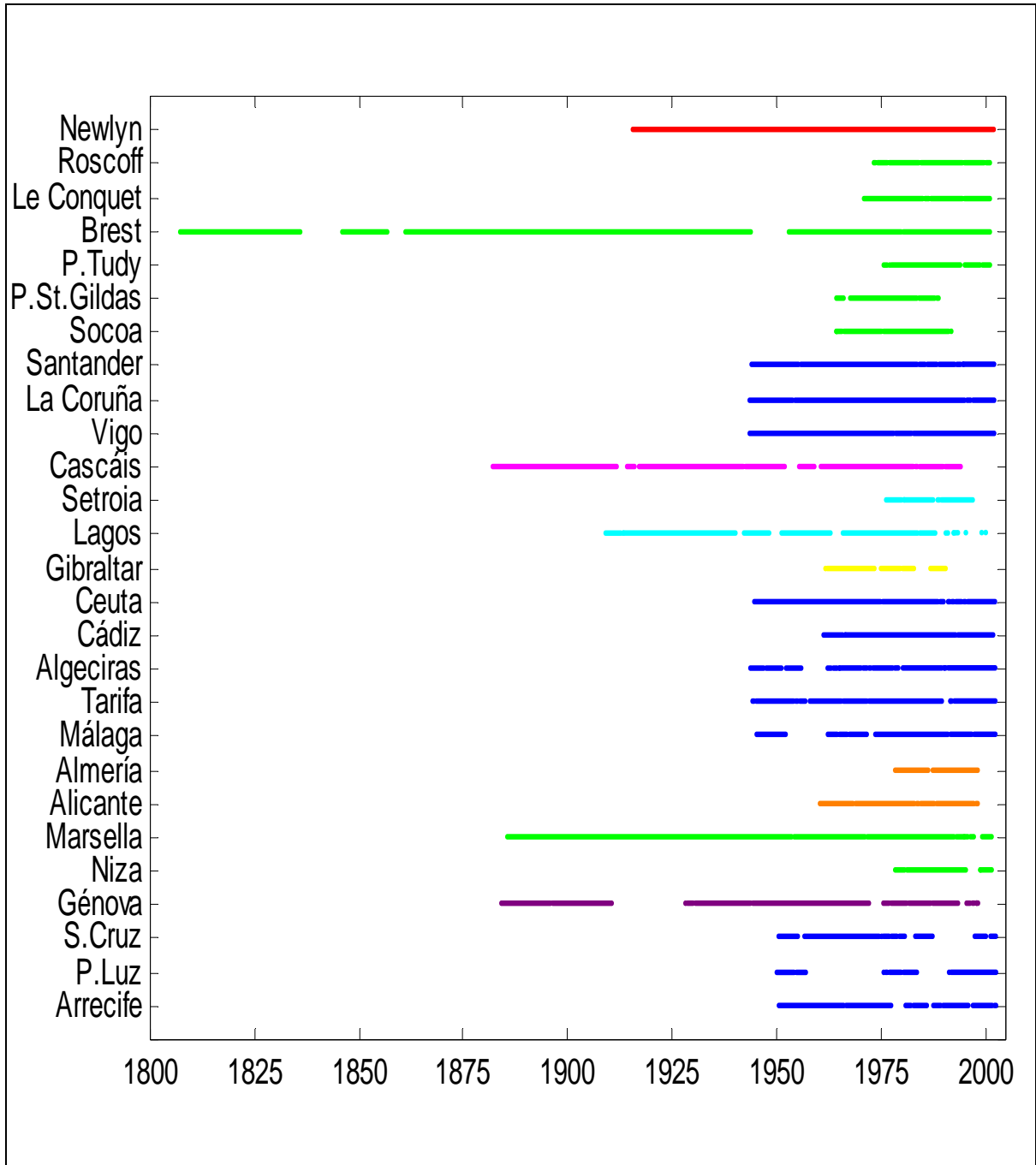


Fig 2.1: Longitud de los registros utilizados en este trabajo. Los distintos colores indican los distintos organismos encargados de su funcionamiento.

2.1.2. Índice NAO.

La Oscilación del Atlántico Norte (NAO) es uno de los principales modos de oscilación atmosférica en el Hemisferio Norte. Es especialmente importante en invierno, ejerciendo un fuerte control sobre el clima del Hemisferio Norte y a su vez presenta fuerte variabilidad estacional e interdecadal.

La (NAO) se suele definir como la diferencia de presiones normalizadas entre Azores e Islandia. Una versión extendida de este índice puede obtenerse para el invierno utilizando una estación en el SO de la Península Ibérica. (Hurrell, 1995). Aquí se utilizan los datos para Reikjavic (Islandia) y P. Delgada (Azores), obtenidos de la Climatic Research Unit de la Universidad de East Anglia (Reino Unido) a través de su página web:

www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.htm.

2.1.3. Índice WeMO.

El índice de la Oscilación del Mediterráneo Occidental, WeMO, de manera análoga al índice de la NAO, se define como la diferencia de las presiones estandarizadas entre Cádiz-S.Fernado y Pádua, delimitando la base de un dipolo barométrico. Dicho dipolo está constituido por un centro de acción atlántico próximo a la Península Ibérica y otro localizado entre el área centroeuropea y el norte de la Península Itálica, reflejando así los comportamientos atmosféricos de dos regiones entre las que se encuadra la cuenca mediterránea occidental. (Martín Vide, 2003). Este índice ha sido amablemente facilitado por el Prof. Dr. J. Martín Vide (Grupo de Climatología. Parc Científic. Universidad de Barcelona), y viene a representar una mejora de carácter local en las oscilaciones del comportamiento atmosférico.

2.1.4. Concentración de CO₂.

Hemos considerado la serie mensual de nivel de concentración de CO₂ en la atmósfera procedente de la base de datos climáticos IRI/LDEO obtenido mediante el programa de monitorización continua de la Scripps Institution of Oceanography's de La Jolla (California) en

el observatorio de Mauna Loa (Hawaii). Este es el registro más largo que hay disponible de concentración de CO₂. Tanto por esto como por la localización del sensor, situado en el centro del Océano Pacífico y relativamente aislado de focos de emisión de CO₂, se le considera como un buen indicador de la evolución global de la variable. Es un registro de las fracciones molares promedio mensuales de CO₂ en aire seco desde 1958 hasta 1995.

Estos datos se han obtenido para este trabajo de la página web donde están disponibles http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.KEELING/.MAUNA_LOA.cdf

2.1.5. Series hidrográficas.

Desde principios de la década de los 90, el IEO está monitorizando algunas secciones estándar a lo largo de las costas españolas, disponiéndose así de series temporales, tanto de temperatura como de salinidad a lo largo de dichos perfiles. Así, desde 1992 y en el marco del proyecto ECOMALAGA, se establecieron tres secciones en el área de la Bahía de Málaga que se muestrean trimestralmente. Las radiales de Santander, establecidas a finales de 1991, son muestreadas mensualmente. Estas series permiten calcular las anomalías estéricas y sus evoluciones temporales.

Los datos trimestrales de anomalías estéricas, calculadas mediante promedio espacial de los perfiles de las 3 estaciones exteriores de las radiales de Cabo Pino, Málaga y Vélez, para la capa de 5-200db, han sido facilitados por M. Vargas Yañez, investigador del IEO.

Respecto a las radiales de Santander, C. González Pola, investigador del IEO, facilitó los datos de temperatura y salinidad de los perfiles mensuales correspondientes a las estaciones 4 y 6. A partir de éstos se han calculado las anomalías estéricas.

2.2 CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DEL ESTUDIO.

Las estaciones que se han considerado cubren una amplia área que abarca desde el extremo norte de la Bahía de Vizcaya, hasta la parte más occidental del Mar Mediterráneo, bordeando toda la costa de la Península Ibérica. Complementariamente la estación de Ceuta, situada en la costa norte africana que monitoriza el lado Sur del Estrecho de Gibraltar, y las

estaciones de Canarias completan la caracterización del comportamiento del nivel del mar en las costas del estado español (figura 2.2.).

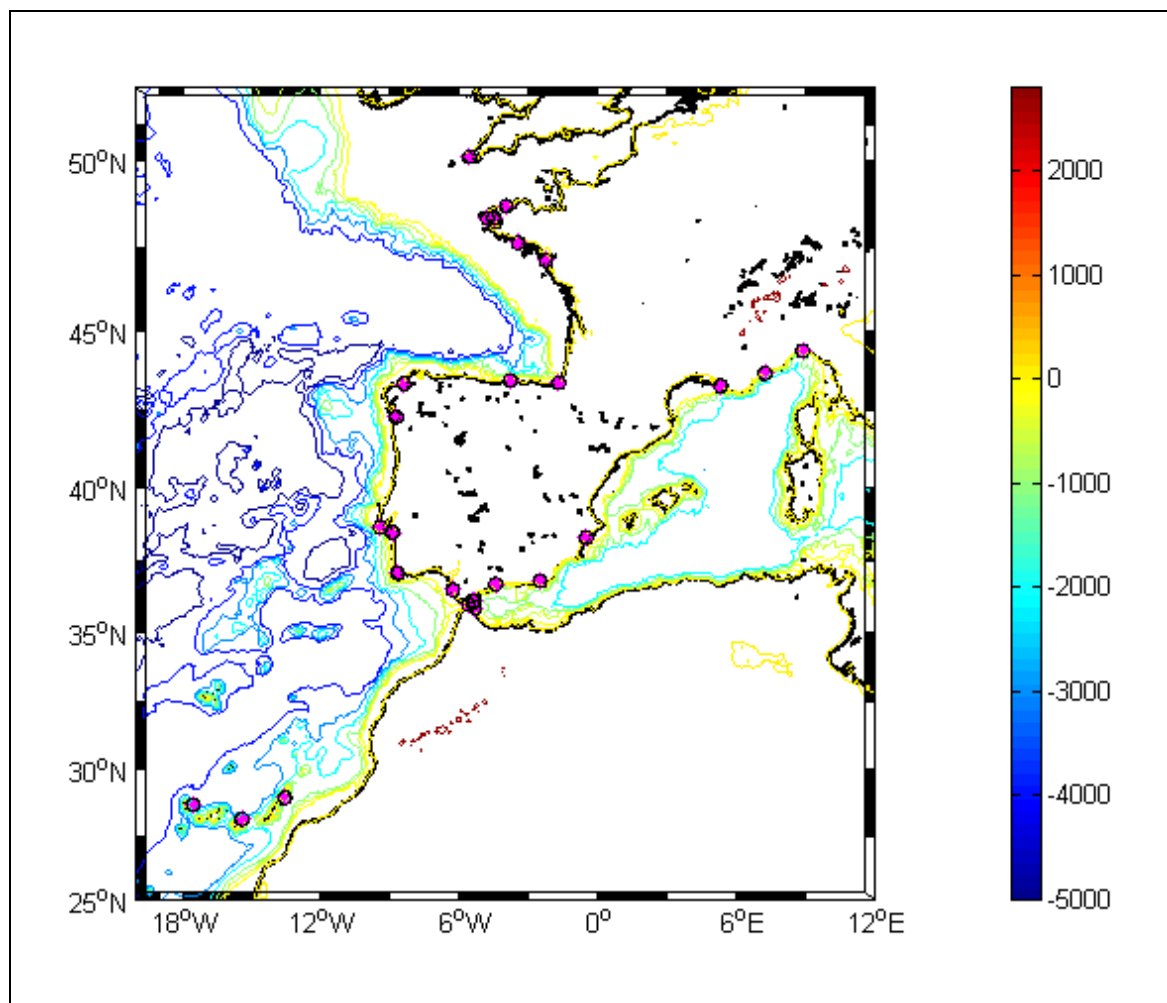


Fig. 2.2. Mapa de las estaciones consideradas en el estudio.

El comportamiento y las características geo-morfológicas y fisicoquímicas de las distintas cuencas oceánicas que comprenden esta área es muy variado. A continuación se expone un somero resumen de las características de las mismas.

2.2.1. Margen Atlántico.

El límite atlántico de la Península Ibérica está circunscrito por los márgenes continentales del Océano Atlántico. Los bordes oeste y suroeste están delimitados por la plataforma continental del margen atlántico. Se trata de un margen continental pasivo, que se formó como consecuencia de la apertura del Océano Atlántico debida a la divergencia de las placas y donde se registra cierta deformación asociada a la orogenia alpina.

Al norte se encuentra el margen cantábrico, que se formó como consecuencia de la apertura del Golfo de Vizcaya y que posteriormente se vio afectado por la deformación alpina iniciándose un proceso de subducción, actualmente abortado.

El margen atlántico de la Península es un margen estable, sin manifestaciones actuales que permitan suponer una tectónica activa. No existe límite de placas entre este y el continente, ya que la Península se encuentra dentro de la placa Euroasiática, compuesta por corteza oceánica y continental. Se distinguen en este margen las siguientes zonas:

- La plataforma continental aparece bordeando las tierras emergidas, hasta una profundidad media de 200 m.
- El talud continental es la zona de fuerte pendiente que sigue a la plataforma, extendiéndose desde los 200 m hasta los 2000 m por término medio, una pendiente media de 4°-5°, y caracterizado por la presencia de cañones submarinos cuya cabecera puede estar muy cerca de la costa.
- El pie del talud está a una profundidad que va desde los 4000 m a los 5000 m, con una inclinación general de 0,5°-1° y recorrido por valles o canales que divergen dando formas de abanico.
- Por último, aparece la cuenca oceánica o llanura abisal, con un sustrato de corteza oceánica y que se extiende hasta la dorsal oceánica atlántica. Su profundidad media es de 5000 m.



Fig 2.3. Fisiografía del NE del Océano Atlántico (distribución de profundidades y corrientes principales).

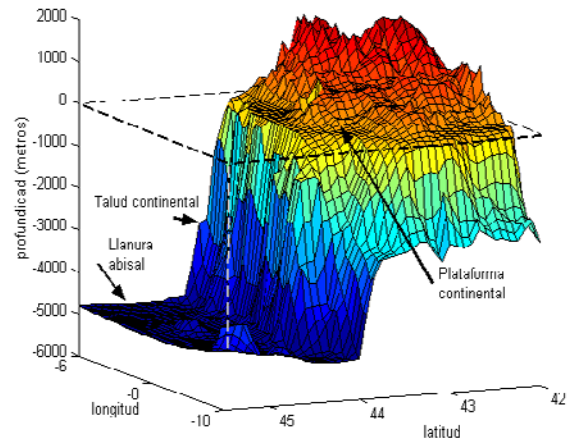


Fig 2.4. Corte geológico donde se aprecian las distintas zonas.

Se pueden diferenciar tres grandes zonas geo-morfológicas en el margen atlántico:

1. Margen Cantábrico al Norte, cuyo origen y evolución está relacionado con la apertura del Golfo de Vizcaya y la formación de los Pirineos. Se trata de un margen pasivo cuya formación finalizó hace, aproximadamente, 80 Ma. Antes de la formación del Golfo, las costas actuales del N de la Península y del O de Francia se encontraban unidas, pero la aparición del Golfo provocó una serie de procesos que dieron como resultado dos márgenes continentales distintos, el cantábrico (estrecho) y el francés (bastante más ancho). En la zona francesa abundan las largas playas arenosas, mientras que en la zona peninsular se puede encontrar una mezcla de dunas, playas, zonas resguardadas y lagunas. Morfológicamente se diferencian una plataforma continental, estrecha y un talud continental, marcado por una fuerte inflexión de la pendiente.

Margen occidental atlántico (portugués y gallego) al Oeste, formado como consecuencia de la apertura del océano Atlántico. Morfológicamente se distinguen la plataforma continental, que se extiende desde la línea de costas hasta una profundidad media de 200 m; es estrecha, con pocos sedimentos y la pendiente es casi inapreciable, y el talud

continental, donde se produce una inflexión de la pendiente, que pasa a ser más o menos abrupta. El talud presenta características distintas en las dos zonas del margen, que se han definido como:

- Margen Gallego, localizado al N, frente a las costas gallegas, aparece al pie del talud la cuenca interior de Galicia, separada de la corteza oceánica atlántica por el banco de Galicia.
- Margen Portugués, que ocupa la parte central y meridional, hasta el Cabo de San Vicente, las pendientes son más abruptas y representa la transición hacia las aguas profundas de las llanuras abisales del Tajo e Iberia, donde se localiza la corteza oceánica del Atlántico.

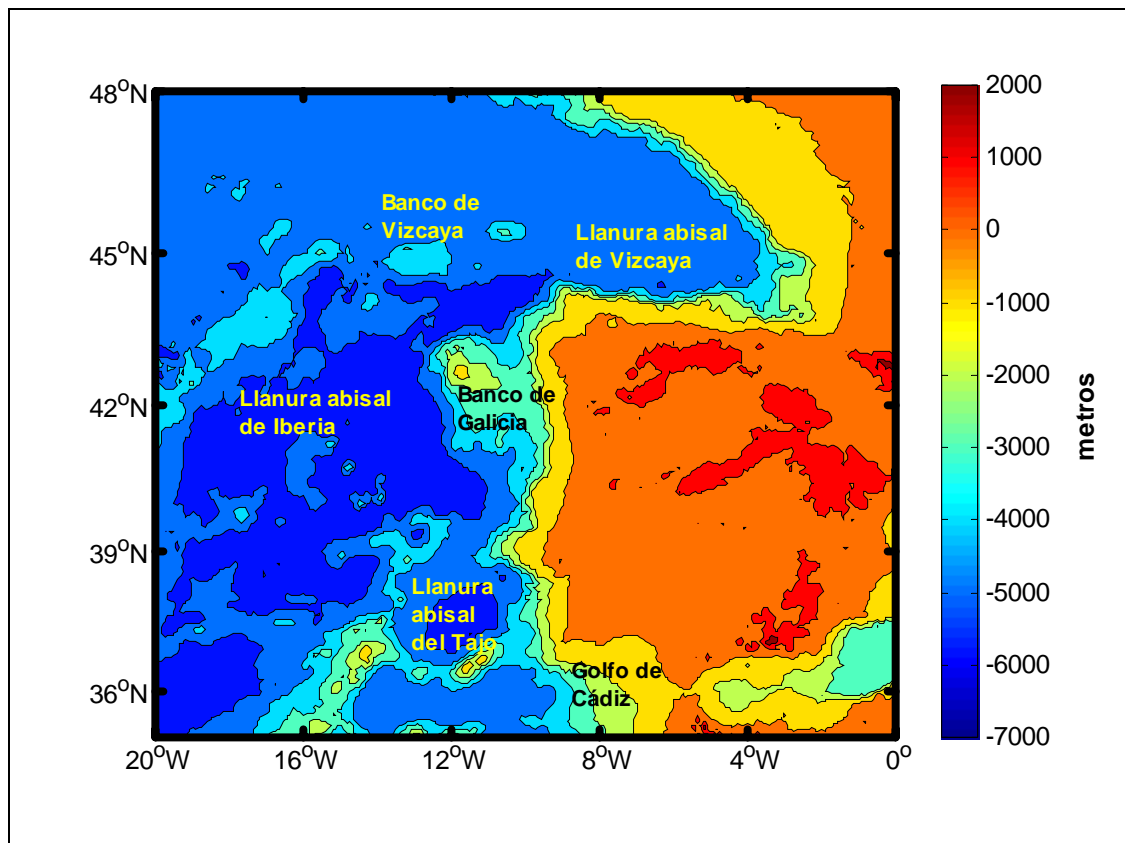


Fig.2.5. Batimetría del margen atlántico

Las aguas del Océano Atlántico en las proximidades de la Península Ibérica están situadas entre la rama más septentrional de la corriente del Atlántico Norte y la corriente de Azores al Sur. La mayoría de las aguas se corresponden con las características físico-químicas de las Aguas Centrales del Atlántico Norte Oriental (ENACW) en sus ramas subtropical y subpolar que convergen en cerca del Cabo Finisterre (Fraga et al, 1982, 1990). Dinámicamente es una región de corrientes relativamente suaves, surgencias estacionales y frentes al Noroeste de la Península Ibérica (Fiuza et al, 1998). Los cambios atmosféricos a gran escala, que pueden caracterizarse mediante la NAO, inducen variabilidad interanual e interdecadal en las propiedades termohalinas del agua (Cabanas et al, 2003).

El clima oceánico sobre la cornisa norte de la Península Ibérica presenta dos estaciones bien diferenciadas, invierno y verano, con cambios en la dirección de las corrientes: hacia el Polo en invierno y hacia el Ecuador en verano, presentando entonces fenómenos de surgencia en la costa occidental., frentes en el Noroeste y *eddies* en el Mar Cantábrico durante los meses de primavera y verano. (Cabanas et al, 2003).

En invierno la corriente hacia el Polo que fluye a lo largo de la costa atlántica de la Península Ibérica es uno de los fenómenos más importantes que se dan en estas aguas (Frouin et al, 1990) debido a su transporte de aguas superficiales (cálidas y salinas) próximas a las Azores hasta las costas ibéricas; transporte que se ve favorecido por la acción de los vientos del SW frecuentes en el otoño-invierno.

En verano las surgencias a lo largo de la costa occidental son la mayor característica de la zona y está directamente relacionada con la productividad biológica (Fiuza, 1984; Blanton et al 1987).

2. *Golfo de Cádiz*, que forma el borde SO de la Península. Se localiza en el borde sudoccidental de la Península. Limita al Norte con el Macizo Ibérico, al Sur con el margen africano y al Oeste con el final de las Cordilleras Bética y del Rif. Su estructura es compleja, más si se tiene en cuenta que se localiza sobre el límite entre las placas africana y euroasiática. Su origen y formación está relacionada con la apertura del Océano Atlántico

Norte, si bien su evolución está íntimamente ligada a la formación de las cordilleras Bética y del Rift.

Morfológicamente se pueden distinguir las siguientes zonas:

- Plataforma continental estrecha, que se ensancha progresivamente hacia el SE hasta alcanzar valores de 30-50 km.
- Talud continental, que separa la plataforma del mar abierto, con pendientes más o menos abruptas en la parte superior que descienden suavemente hasta alcanzar la cuenca oceánica.

La circulación oceánica profunda del Golfo de Cádiz actualmente es mejor conocida que la circulación superficial, y está dominada por una corriente salina de agua Mediterránea ($S > 37$) que tras salir a través del Estrecho de Gibraltar a unos 300m se hunde debido a su mayor densidad hasta alcanzar su nivel de equilibrio en el Golfo de Cádiz entre los 800-1000m de profundidad (Ambar et al., 2002).

Los datos hidrográficos (García et al., 2002) y de imágenes de temperatura superficial del mar (SST) obtenidas a través de satélite, (Fiúza, 1983; Folkard et al., 1997; Vargas et al., 2003) apuntan a la existencia de una circulación anticiclónica, con acumulación de aguas cálidas en las zonas central y septentrional de la cuenca, más evidente en verano. En el Cabo S. Vicente existe un afloramiento casi permanente que es prolongación de los afloramientos de la costa occidental ibérica, cuya intensidad aumenta en verano bajo la acción de los vientos del Norte.

Bajo la acción de los vientos de Poniente se observa una segunda zona de afloramiento al Este del Cabo Sta. María que puede llegar a conectarse con la anterior en el caso de tener Ponientes fuertes y persistentes. Esta agua afloradas pueden formar una lengua fría que se separa de costa y fluye en dirección SO hacia el Estrecho de Gibraltar. El denominado “Frente de Huelva” es un doble frente que se forma en verano cuando estas aguas frías circulan entre las aguas cálidas del centro de la cuenca y las aguas también cálidas de la plataforma

continental. Por el contrario, bajo la acción de los vientos de Levante se observa un afloramiento al Oeste del Estrecho de Gibraltar y una intrusión de aguas cálidas en la plataforma al Este del Cabo Sta. María, que inhiben la señal térmica de afloramiento en el mismo (Criado-Aldeanueva et al, 2004).

2.2.2. Estrecho de Gibraltar.

El Estrecho de Gibraltar, es un canal de unión entre el Mar Mediterráneo, que se puede considerar como un mar interior de dimensiones relativamente pequeñas y el Océano Atlántico, de dimensiones considerablemente mayores. Su eje sigue aproximadamente la dirección O-E en las proximidades del paralelo 36°N. Aunque sus límites son difíciles de establecer, a modo indicativo puede asignársele una longitud de unos 60 km (Cabo Espartel-Pta. Almina. Ceuta)) y una anchura promedio de unos 16 km. La topografía de su fondo es poco uniforme, siendo su límite occidental menos profundo a la vez que de mayor longitud transversal que su límite oriental.

El Estrecho actúa como un elemento de control en los intercambios de agua necesarios para mantener estacionarias las condiciones promedio del Mar Mediterráneo. Al separar dos zonas hidrológicamente bien diferenciadas se establece un gradiente de presión que da lugar a una estructura dinámica en dos capas que se mantiene en grandes periodos a la que se superponen fenómenos de periodo más corto. (García Lafuente, 1986). La conservación de la masa y salinidad de la cuenca mediterránea fuerza un flujo a través del Estrecho de Gibraltar de Agua Central Noratlántica (NACW) relativamente poco salina ($S \sim 36.1$) en superficie y un flujo saliente de Agua Mediterránea (MW) relativamente más salina ($S \sim 38.4$) que fluye en profundidad hacia el Atlántico (Vargas, et al., 2004).

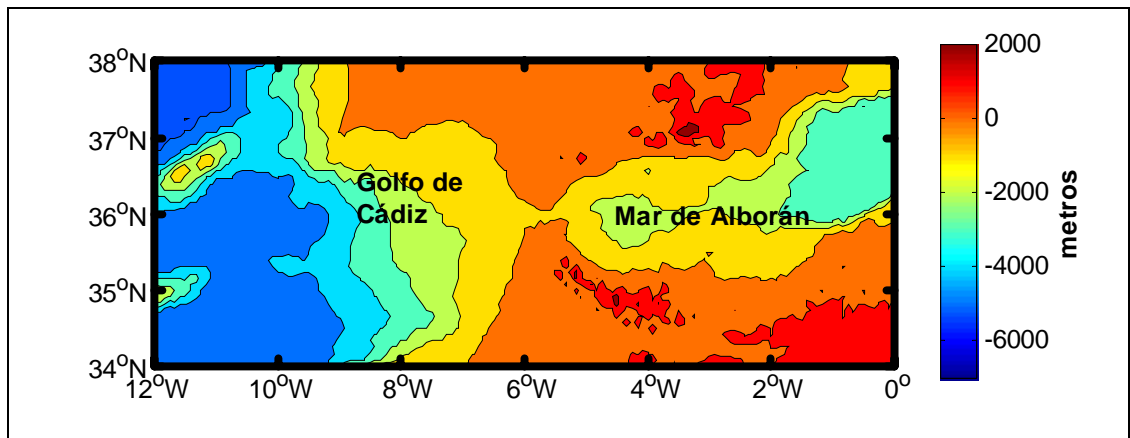


Fig.2.6. Batimetría del Estrecho de Gibraltar

2.2.3. Margen Mediterráneo.

Bordeando la parte oriental y meridional de la Península existen dos cuencas neógenas cubiertas por el mar Mediterráneo que la cuenca catalano-balear y la cuenca de Alborán.

1. Mar de Alborán. Esta cuenca se localiza al SE de la Península, entre la Cordillera Bética al N y la Cordillera del Riff al Sur, formando el extremo SE del Mediterráneo. Está limitado por el Estrecho de Gibraltar por el Oeste y por el Mar Balear por el Este, enlazando así con las aguas profundas de la cuenca algero-provenzal. Comprende un área de unos 54000 km².

Se origina por un conjunto de procesos geodinámicos muy complejos asociados a la evolución de la Bética, que provoca un adelgazamiento litosférico de esta zona y en definitiva, la formación de la cuenca.

Destaca la presencia de la dorsal de Alborán, de naturaleza volcánica, que divide la cuenca en dos:

- Subcuenca de la parte occidental, con profundidades que no superan los 1.000 m y con acúmulo de espesores de rocas sedimentarias que pueden alcanzar los 7 km.

- Subcuenca en la parte oriental, que se abre a la cuenca algero-provenzal, con profundidades que superan los 2.000 m y espesores de sedimentos que oscilan entre los 2-2,5 km.

Su plataforma continental es estrecha, de menos de 20 km. El Mar de Alborán recibe directamente las aguas procedentes del Océano Atlántico y es donde las masas de agua entrantes y salientes muestran su máximo contraste (Lacombe y Tchernia, 1972). Su circulación presenta característicos remolinos y meandros con origen en la vena de Agua Atlántica que entra a través del Estrecho.

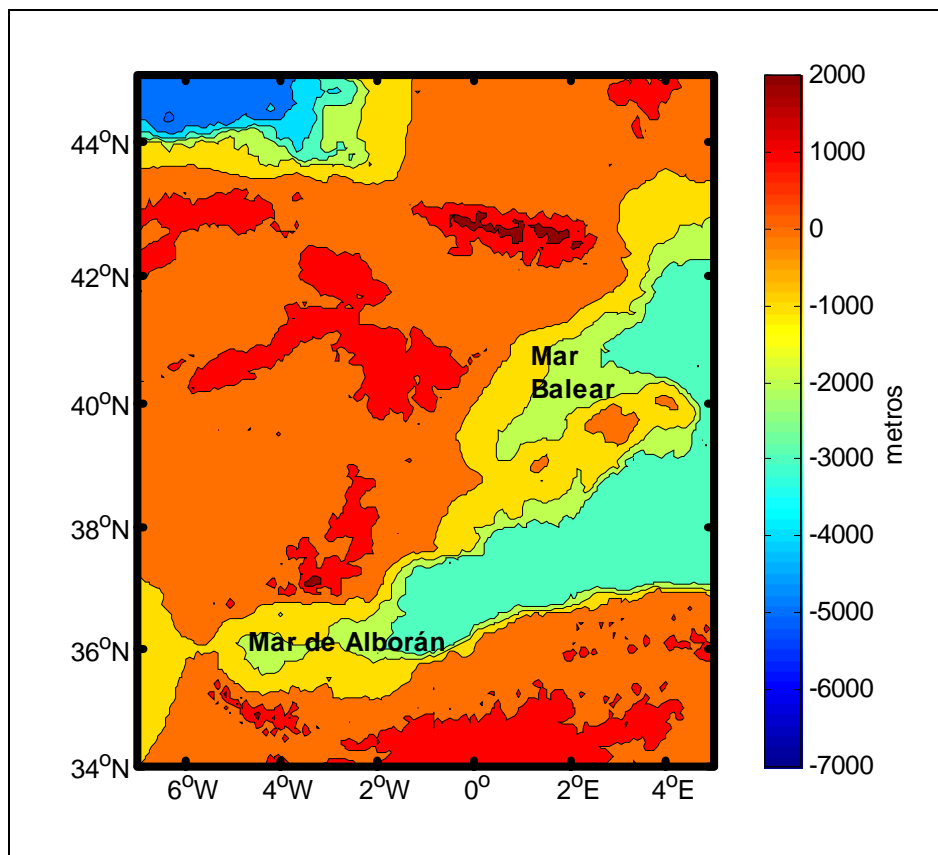


Fig 2.7 Batimetría del margen mediterráneo.

2. **Mar de Balear:**. Se localiza en el margen nororiental de la Península. Sus bordes emergidos lo constituyen la Cordillera Costero Catalana y el promontorio balear.

Su formación se inicia aproximadamente en el límite Oligoceno-Mioceno como consecuencia de procesos extensionales que afectan al borde nororiental de la Península Ibérica y que derivan en un importante adelgazamiento litosférico que provoca la subsidencia de esta zona adelgazada, dando lugar a la formación de la cuenca.

Morfológicamente se diferencian dentro de ésta la plataforma continental, de anchura variable, que va desde la línea de costas hasta aproximadamente la isobata de 200 m; el talud continental, localizado a partir de los 200 m de profundidad donde se produce una inflexión de la pendiente, que va desde un mínimo de 4-5° hasta un máximo de 11°; y el fondo o llanura abisal, donde se alcanzan profundidades medias entre 2700-2800 m. (Fairbridge, 1966). Esta cuenca está rellena de materiales sedimentarios que llegan a los 4 km.

2.2.4. Archipiélago Canario.

Las Islas Canarias son un conjunto de islas volcánicas del sector NE del Atlántico Central, separado por un estrecho brazo de mar del continente africano. El archipiélago cuenta con siete islas mayores (Tenerife, La Palma, La Gomera, El Hierro, Gran Canaria, Lanzarote y Fuerteventura) y seis islotes (La Graciosa, Alegranza, Montaña Clara, Lobos, Roque del Este y Roque del Oeste). Están orientadas en dirección E-O, situados entre 27°-30° N y 13°-19° O, a sólo 100 km. de la costa del Sahara Occidental.

Por su origen y evolución íntimamente relacionados con la apertura y expansión del Atlántico Sur y el margen noroccidental africano, el archipiélago canario no guarda ninguna relación con la evolución geológica de la Península Ibérica. Se trata de las únicas islas volcánicas del territorio español de naturaleza oceánica, que presenta características similares a otras islas oceánicas (islas Madeira, islas de Cabo Verde). Son la única región con vulcanismo activo.

Desde el punto de vista geológico, el archipiélago se encuentra situado del margen pasivo africano. Su substrato es oceánico y se formó al separarse África de América a lo largo de la actual dorsal centroatlántica.

Su origen es controvertido. Se trata de una construcción volcánica edificada a lo largo de una dilatada actividad volcánica con emisiones de diverso tipo. Las islas se encuentran sobre la litosfera oceánica en el contacto entre ésta y la litosfera continental de la placa africana. Se consideran distintas hipótesis tanto para explicar su formación como la caracterización de su corteza. (Bosshard y MacFarlane, 1970; Hayes y Rabinowitz, 1975; Banda et al., 1992; Roest et al., 1992)

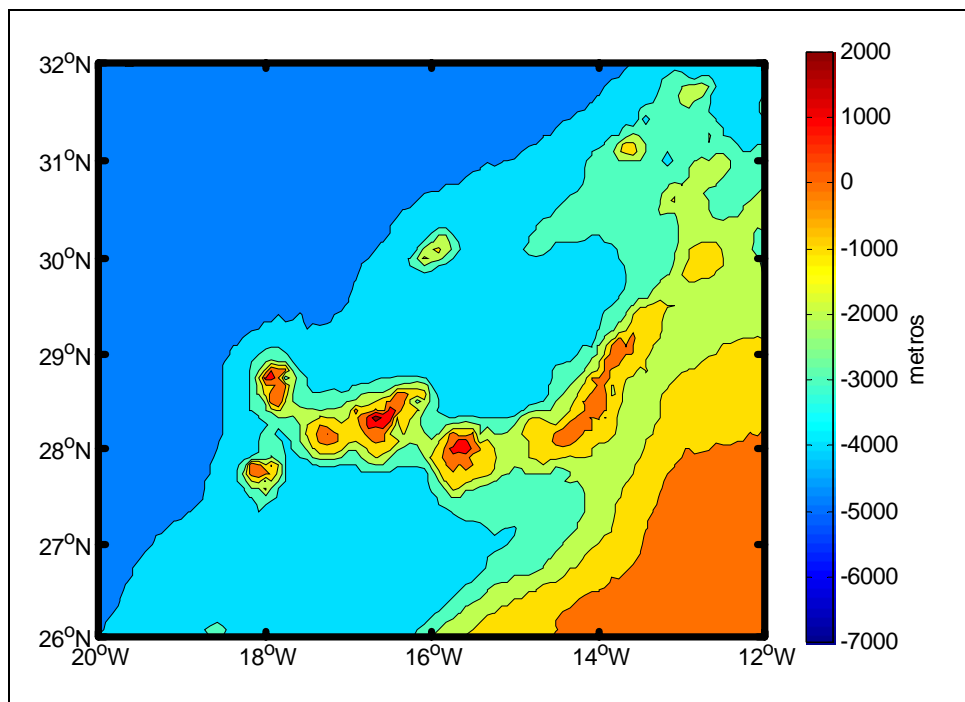


Fig 2.8 Batimetría del Archipiélago Canario.

Independientemente de cual sea su origen, el hecho es que son resultado de una situación geodinámica singular, que afecta desde hace 40 Ma a la zona de transición entre la litosfera continental del margen africano y la litosfera oceánica del Océano Atlántico.

Según criterios geomorfológicos, vulcanológicos y estructurales, las islas se dividen en tres grupos: islas del este o africanas. Lanzarote y Fuerteventura, cuyas manifestaciones volcánicas subaéreas tienen edades superiores a los 20 Ma, islas centrales. Gran Canaria, Tenerife y La Gomera, islas del oeste o atlánticas. La Palma y El Hierro, más recientes, con edades que no superan los 3 Ma.

El modelado litoral es muy intenso, aunque en algunas zonas las erupciones hayan interferido con éste. Las costas aparecen definidas por grandes acantilados labrados sobre antiguos macizos y playas (menos numerosas) que suelen disponerse en la desembocadura de los barrancos, a excepción de las de Lanzarote, Fuerteventura y Gran Canaria, islas en las que la plataforma litoral que las rodea ha permitido la acumulación de arenas de origen marino.

2.3. INSTRUMENTACIÓN.

Los mareógrafos de la Red Mareográfica del IEO son mareógrafos de flotador que se encuentran instalados en zonas portuarias para facilitar su mantenimiento, así como su acceso al tendido eléctrico. A partir de la década de los 90, se han añadiendo salidas digitales. En la actualidad el registro de los mareógrafos del IEO tiene una salida doble: por un lado a papel y por otro una salida digital. El funcionamiento del flotador en el interior del pozo evita que éste se desplace a impulsos del viento y elimina las oscilaciones de muy corto periodo. El doble registro permite la continuidad de la serie de datos en caso de pérdida de corriente y la salida analógica facilita una base para la calibración de los nuevos equipos ya que proporciona continuidad histórica a la serie.

Desde la estación de almacenamiento los datos se vuelcan mediante la línea telefónica a una estación central situada en el Centro de Datos (IEO Madrid) donde se lleva a cabo su procesamiento (figura 2.9).

En la actualidad se están incorporando antenas GPS en las estaciones para la monitorización de los desplazamientos del terreno.

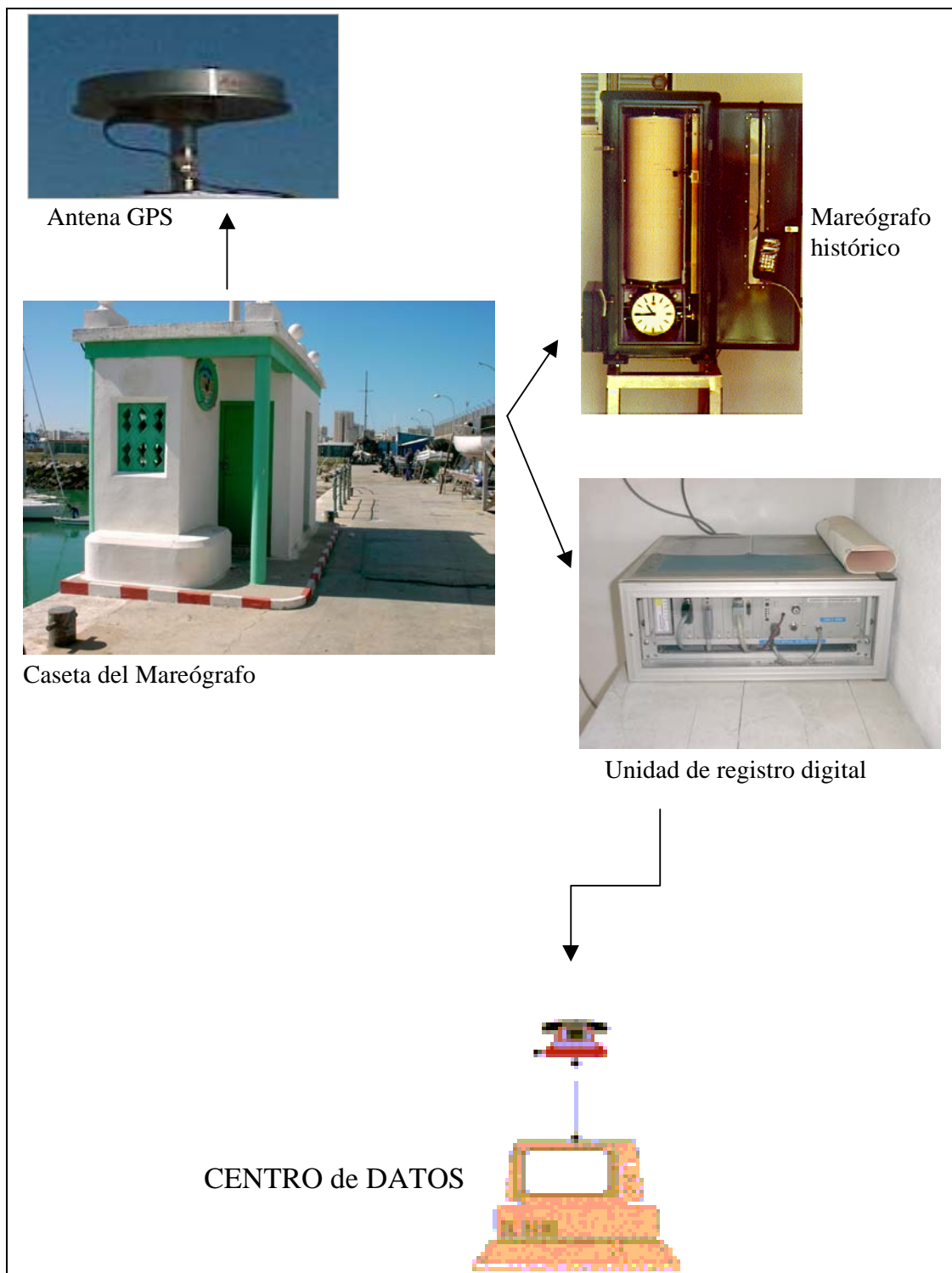


Fig 2.8. Instrumentación. (Fotos: Joaquín Molinero)

3. FACTORES QUE AFECTAN AL COMPORTAMIENTO DEL NIVEL DEL MAR

3.1 CALIDAD DE LAS SERIES DE DATOS.

La validez de los resultados de un estudio no depende solo de la metodología de análisis utilizada, sino también de la calidad de las series registradas. Ésta depende de:

- a) la longitud de la muestra,
- b) la homogeneidad de los datos,
- c) la coincidencia temporal entre estaciones diferentes, para poder establecer comparaciones.

Adicionalmente se deben considerar además los efectos que tienen sobre las medidas de nivel del mar los movimientos verticales del terreno sobre el que se asienta el mareógrafo y la influencia barométrica.

3.1.1. La longitud de la serie.

La longitud de una muestra climática puede fluctuar dependiendo de las zonas seleccionadas o de las variables y por lo tanto influirán a su vez en el coeficiente de variación de las series. Estadísticamente se considera que las series se distribuyen según la ley normal o tienden a ella, y la desviación típica indica una medida de su dispersión. Así el error de la media de una serie de longitud N , viene dado por:

$$\bar{x} + |Z_a| \cdot \frac{\sigma}{\sqrt{N}}$$

y de acuerdo con las características de la distribución normal, la media tiene una probabilidad del 95% de encontrarse entre $\bar{x} \pm 2\sigma$. Si se considera un margen de error α de 0,05, entonces el valor de $|Z_a|$, que representa la probabilidad según la función de distribución normal, en las

tablas es de 1.96. Sustituyendo adecuadamente los valores se obtiene que el número necesario de años para que la serie sea representativa tiene que ser igual o superior al valor dado por

$$\frac{(1.96 \cdot \sigma)^2}{(0.05 \cdot \bar{x})^2}$$

3.1.2. Homogeneidad de los datos. Unicidad del cero del mareógrafo.

Una serie puede considerarse estadísticamente homogénea cuando varía de acuerdo con factores climáticos naturales, y por tanto se mantendrá homogénea si permanecen constantes el entorno natural y los instrumentos de medida.

La falta de homogeneidad puede ser debida a distintas causas entre las que cabe destacar:

- a) las características intrínsecas de las variables climáticas.
- b) Las modificaciones en las condiciones de medida, bien sea por un cambio en el emplazamiento del mareógrafo o bien por las técnicas e instrumentos de medida utilizados.

La obtención de series con grandes periodos temporales, por su propia definición, depende de los aparatos de medida que, lógicamente, sufren averías y se van sustituyendo y mejorando con los años. Así es posible encontrar en estas series largas problemas relacionados con la homogeneidad de las mismas, bien por modificaciones o deriva de los aparatos, bien por problemas de estabilidad asociados a los muelles en los que están ubicados.

Para eliminar las posibles “lagunas” en los registros provocadas por la sustitución de equipos, cambios de ubicación de los mareógrafos, etc., se han estudiado las anomalías de las series y la comparación entre anomalías de series geográficamente próximas. Para determinar el tamaño del salto se ha contado con la ayuda del test de homogeneización normal estándar propuesto por Alexanderson (1986) para el estudio de series climáticas.

Con el fin de conservar la variabilidad natural del nivel del mar, la modificación de los registros existentes solo se ha llevado a cabo cuando existe en el registro histórico de incidencias constancia de que hay una modificación en el mismo por alguna causa.

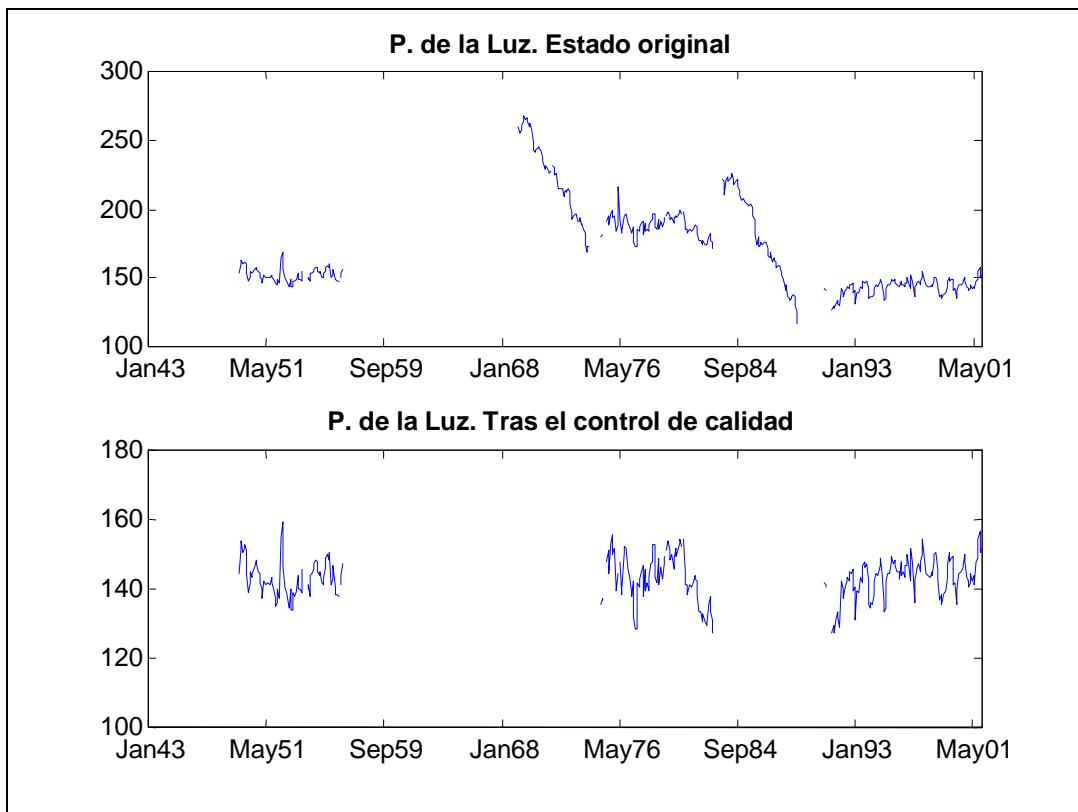


Fig. 3.1. Gráfica de la serie temporal de P de la Luz antes y después del control de calidad.

Un ejemplo de cómo se ha llevado a cabo este proceso de homogeneización se puede observar en la figura 3.1. donde se aprecian dos claros periodos de falta de estabilidad del registro de la estación de P. de la Luz que han sido eliminados posteriormente y dos saltos en la unicidad del nivel de referencia que también se han corregido en el registro final. Como resultado de esta homogeneización la serie resultante tiene menos de los 20 años de registro continuo que se establecieron como criterio previamente; sin embargo se va a mantener esta serie a lo largo del estudio debido a la escasa información disponible para el archipiélago Canario, si bien sus resultados se consideraran siempre con precaución. Estas correcciones sólo se han realizado en las series provenientes de los mareógrafos operados por el IEO, ya que en estos casos ha sido posible acceder a la base de datos de incidencias de cada mareógrafo. En el caso de los mareógrafos que funcionan bajo la responsabilidad de otros organismos, cuando se ha observado un posible error en el registro se ha optado por dividir el registro en dos tramos que considerados por separado. Este es el caso de las series de Socoa y Gibraltar, donde además sólo se ha considerado el tramo temporal de al menos 20 años de registro y menos de un 25 % de ausencias o huecos, de acuerdo con el criterio anteriormente establecido.

3.1.3. Periodo de tiempo sin datos: Proceso de rellenado.

La simultaneidad de las observaciones es una condición necesaria para poder comparar los distintos puntos de la red mareográfica. Paralelamente la existencia de lagunas temporales en las series originales también es frecuente y esta circunstancia obliga en algunos casos a buscar el rellenado de las mismas para su análisis mediante distintas técnicas de tratamiento de series temporales.

El rellenado de periodos temporales sin datos puede presentar problemas asociados a la veracidad de la serie a completar. Para que este proceso sea correcto se han de cumplir una serie de requisitos:

- a) Existencia de un mínimo de años comunes en ambas series. La longitud en el tiempo de este número de años depende de la variabilidad del parámetro a estudiar y lógicamente cuanto mayor sea el tamaño de la serie, mejor.
- b) La proximidad geográfica entre los observatorios es necesaria, pero hay que ser conscientes de las modificaciones que pueden introducir los factores climáticos de carácter local, orogenia, batimetría, corrientes locales, etc. Es preciso tener en cuenta la correlación entre los distintos observatorios, y así la matriz de correlación de Pearson puede establecer un criterio válido en este sentido.
- c) Confirmación de que la serie resultante presenta un incremento respecto de la información original. Esto se consigue cuando el cociente entre la varianza de la muestra original y la muestra completada es igual o superior a la unidad.

Existen distintos métodos para realizar el rellenado de las series siendo los más utilizados el de las diferencias (Jansá, 1969) y el de las correlaciones. En éste estudio, dadas las características de las series, lo que se hace es considerar el rellenado de lagunas sólo en los casos en los que el análisis lo hace estrictamente necesario. Así las tendencias y los ciclos anuales se han obtenido sobre las series reales sin ningún proceso de completado.

Para el cálculo de los EOFs y análisis espectral, es preciso contar con series sin discontinuidades en los datos. En nuestro caso se ha elegido como mejor opción para el rellenado la técnica de regresión lineal de los residuos (eliminada la tendencia y la variación estacional) entre dos series próximas espacialmente y con alto coeficiente de correlación entre sí (mayor o igual que 0,7). En el caso de no existir una serie próxima que cumpla con estas características o que posea datos en el intervalo requerido para rellenar, y siempre que el periodo sin huecos no sea muy amplio, se ha completado mediante un proceso de regresión lineal de los mismos residuos frente al tiempo.

3.2 MOVIMIENTOS VERTICALES. LA ISOSTACIA POST-GLACIAR. MODELO DE PELTIER.

Si se quiere comprender el significado de las variaciones de largo periodo del nivel del mar relativo que se registra en los mareógrafos, es necesario reconocer los distintos rangos o escalas de los procesos físicos implicados. Actualmente nadie pone en duda que la longitud del registro debe ser suficientemente larga como para poder promediar la influencia de la variabilidad anual asociada a procesos climáticos como en conocido efecto de El Niño. Sin embargo, es más complejo el poder intuir que los procesos a escalas geológicas, mucho mayores, también pueden tener una contribución significativa en los registros del nivel del mar, especialmente en estudios efectuados en escalas seculares.

Una fuente particular de contaminación, entendiendo “contaminación” como cualquier proceso que no esté asociado al actual sentido climático e independientemente de si su origen es natural o antropogénico, es la conocida como el ajuste de la isostacia post-glaciar (Glaciar Isostatic Adjustment, GIA). Éste es un proceso físico causado por el intenso ciclo de glaciación/deglaciación al que ha sido sometido el planeta durante los pasados 900 000 años, en donde el peso del hielo acumulado provoca, debido a la viscosidad del manto terrestre, un hundimiento del área bajo la acción del mismo y su retirada una lenta recuperación de la zona afectada.

La teoría del proceso GIA está integrada en una ecuación de evolución del nivel del mar cuya solución describe una separación, que es función del tiempo, entre la superficie de la tierra sólida y la superficie equipotencial del geoide, que determina el equilibrio del nivel del mar. Los conceptos básicos y la formulación inicial de la ecuación de nivel del mar anteriormente comentada, fueron desarrollados por Peltier (1974, 1976), Peltier y Andrews (1976) y, Farrel y Clark (1976), mientras que las primeras soluciones a la misma fueron publicadas por Clark et al (1978) y Peltier et al (1978). Posteriormente se han incorporado distintas mejoras a la estructura inicial de la ecuación para incluir las contribuciones de las

variaciones de la capa de hielo. Las soluciones a la ecuación se construyeron mediante un método iterativo ampliamente descrito por el mismo Peltier (1994, 1998, 1999) y pueden utilizarse como predicciones de la influencia de estos movimientos verticales del terreno sobre los registros históricos del nivel del mar; sin embargo estas soluciones no consideran los efectos locales que puedan darse debidos a la cercanía del mareógrafo a zonas de subsidencia de placas, hundimientos debidos a la extracción de agua de acuíferos subterráneos, etc. Así mismo, los mismos autores reconocen las discrepancias del modelo a la hora de ajustar sus resultados a zonas tectónicamente activas como el Mediterráneo (Peltier, 2001).

En este trabajo se utilizan los resultados obtenidos al aplicar la más alta resolución en el modelo geodinámico ICE 4G (VM2) propuesto por Peltier (2001). Para poder determinar un valor de tendencia del nivel del mar “descontaminado” del movimiento terrestre debido al GIA, el valor de cada estación ya corregido en cada estación se obtiene mediante el empleo de la ecuación:

$$y_{corr}(t) = y_{orig}(t) + \sigma \cdot t$$

donde σ es la corrección de la GIA propuesta por el modelo.

3.3 INFLUENCIA BAROMÉTRICA. MODELO DEL BARÓMETRO INVERTIDO.

3.3.1. El barómetro invertido estándar.

Se conoce como efecto de barómetro invertido local o simplemente efecto barómetro invertido a la respuesta de la superficie del mar a los cambios en la presión atmosférica. Se mantiene como promedio estándar que por cada 1,005 mb de aumento en la presión atmosférica el nivel del mar baja 1 cm. En realidad esta influencia no es tan sencilla de cuantificar.

La relación de orden inverso que existe entre el nivel del mar y la presión atmosférica se puede modelar de forma teórica suponiendo que el nivel del mar se encuentra en equilibrio

hidrostático con la presión y que no hay corrientes externas. Entonces, si se considera sólo el término correspondiente al eje x (por simplicidad dado que en el eje y es similar), la ecuación del movimiento es:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + v \frac{\partial u}{\partial y} + u \frac{\partial v}{\partial x} - f \cdot v = -\frac{\partial \Omega}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial P}{\partial x} - \frac{\partial F}{\partial z} \right)$$

donde el primer término representa la variación en función del tiempo y los siguientes son el término advectivo y el debido a la acción de la fuerza de Coriolis; en la segunda parte de la igualdad está representada la fuerza generadora de mareas, y la variación debida a la presión y a la cizalladura vertical. Esta ecuación, considerando el equilibrio hidrostático, queda reducida a:

$$\left(\frac{\partial P}{\partial x} \right) = 0$$

con una expresión similar respecto al eje y. La presión en el fondo del mar viene representada por la suma de la presión hidrostática y la atmosférica, luego:

$$P = P_{atm} - \rho \cdot g(z - \zeta)$$

donde ζ es el desplazamiento del mar respecto del nivel medio. Si se diferencia respecto a x se obtiene que:

$$\frac{\partial P_{atm}}{\partial x} + \rho \cdot g \frac{\partial \zeta}{\partial x} = 0 \Rightarrow P_{atm} + \rho \cdot g \cdot \zeta = Constante$$

Para las variaciones locales de la presión atmosférica se puede considerar que:

$$\Delta \zeta = -\frac{\Delta P_{atm}}{\rho \cdot g}$$

Esta ecuación puede generalmente considerarse como una forma adecuada de representarlo, pero los cambios estacionales de la presión atmosférica y del nivel hacen precisos pequeños ajustes en algunos casos. Si se toma la densidad media del agua del mar $\rho=1026 \text{ kg/m}^3$ y la aceleración de la gravedad estándar $g=9,8 \text{ m/s}^2$ entonces

$$\Delta \zeta(cm) = -0,993 \cdot \Delta P_{atm}(mb)$$

y por lo tanto, un incremento de 1 mb en la presión atmosférica provoca aproximadamente una depresión de 1 cm en el nivel del mar. Si el nivel del mar estuviese totalmente ajustado a los cambios de presión esta compensación significaría que las presiones observadas en el fondo del mar no se verían afectadas por los cambios en la presión atmosférica.

3.3.2. El barómetro invertido real.

La respuesta barométrica exacta rara vez es posible determinarla en la práctica. Una razón para ello es la respuesta dinámica de las aguas superficiales y la influencia de las orillas continentales en el comportamiento de estas respuestas. Así, las variaciones de presión de baja frecuencia, como las debidas al paso de sistemas atmosféricos, pueden provocar, por resonancia, ondas internas de baja frecuencia que se desplacen a lo largo de la plataforma continental en un único sentido y que están caracterizadas por una longitud de onda de kilómetros, periodos de días y amplitudes de unos pocos centímetros (Robinson, 1964).

En el océano abierto la respuesta del nivel del mar a la presión atmosférica es cercana al efecto del barómetro invertido (Gaspar y Ponte, 1997), y así puede considerarse el promedio de 1 cm de depresión en el nivel del mar por cada 1 mb de aumento en la presión. En mares cerrados, como la masa debe conservarse, la P_{ref} debe ser igual a la presión media sobre el vaso a considerar y el nivel medio del mar no responde entonces a la presión media; por lo que sólo es posible hacer ajustes del nivel del mar a las anomalías de presión.

En mares semicerrados como el Mediterráneo la respuesta es más compleja; el nivel del mar puede responder a las variaciones de presión sobre el vaso si existe un ajuste a través de los Estrechos que lo delimitan. Así la presencia de un patrón anticiclónico medio sólo puede originar una disminución del nivel del mar si el agua puede fluir a través de los Estrechos. En la práctica a altas frecuencias el ajuste se ve limitado por la anchura de Estrecho y por los efectos de fricción. Con estas consideraciones la respuesta de alta frecuencia puede

ser notablemente diferente de un simple efecto de barómetro invertido pero puede ser la misma para frecuencias más bajas.

Le Traon y Gauzelin (1997) utilizando datos del satélite Topex/Posseidon (T/P) para analizar la respuesta del Mediterráneo a la presión, encontraron una significativa discrepancia del efecto del barómetro invertido estándar en análisis de coherencia para intervalos mayores de 20 días. A altas frecuencias la diferencia de fase era de 100° entre nivel del mar y presión, frente a los 180° que se contemplan para un barómetro invertido perfecto. Un modelo analítico propuesto (Candela, 1991) incluye la fricción en los Estrechos de Gibraltar y Sicilia aplicado a datos de T/P.

De forma análoga al ciclo anual en el nivel del mar, hay un ciclo anual en la presión atmosférica media que registra en el extremo Noroccidental de la Península Ibérica un máximo absoluto estival, principalmente en Julio, y un mínimo absoluto primaveral que suele darse en Marzo, mientras que en el resto de la península presenta máximos absolutos en invierno (fundamentalmente en Enero) asociados al predominio de situaciones anticiclónicas y mínimos en primavera. Estos mínimos primaverales son consecuencia de la mayor frecuencia del paso de sistemas de bajas presiones asociados al comportamiento del tiempo atmosférico. Los mínimos relativos que se suelen dar en Agosto en toda la península y que en la región sur o suroriental pueden superar los mínimos invernales, son consecuencia de las depresiones térmicas que son habituales en ese mes. (Font, 2000).

Sobre los océanos este ciclo anual presenta un mínimo invernal en Diciembre (1012 mb) y un máximo en Julio (1014 mb). Las bajas presiones invernales sobre los océanos son producidas mayoritariamente por un cambio en la circulación de la masa de aire que se traslada hacia Siberia. Los cálculos de esta corrección estática debidos a las variaciones barométricas estacionales muestran amplitudes de menos de 30 mm en la mayoría de los océanos con amplitudes mayores que alcanzan los 60-80 mm en latitudes más septentrionales

(Puch, 1987). Generalmente los efectos debidos a la acción de la presión son pequeños aunque no despreciables. El alejamiento de los valores estándar del efecto del barómetro invertido en las Islas Británicas encontrado mediante regresión lineal entre valores anuales de nivel del mar y presión atmosférica, da valores de $-1,27$ cm/mb en Newlyn y $-0,44$ mm/mb para Southend (Puch, 1987)

No es posible aislar los cambios estacionales debidos a los cambios directos de la presión atmosférica de los debidos a la acción del viento debido a la relación entre viento y variaciones barométricas. En una de las primeras observaciones en este campo, realizada por Sir J.C. Ross durante el invierno de 1848-49 en el Ártico Canadiense durante la búsqueda de la perdida Expedición Franklin, se encontró una respuesta muy próxima a la respuesta estática para un mar cubierto de hielo (Ross, 1854) donde la acción del viento puede considerarse despreciable. Para las estaciones mareográficas costeras los efectos estacionales de los vientos pueden ser aun más significativos que el efecto de la presión propiamente dicha. Además el forzamiento de los vientos y la presión atmosférica pueden modificar la circulación oceánica y los gradientes superficiales establecidos en los océanos en los ajustes de sus balances geostroficados. En general, los efectos meteorológicos directos en periodos mensuales o más largos sobre el nivel medio del mar, son mayores en latitudes más altas donde los procesos tormentosos son más comunes, así como en las cercanías de amplias orillas continentales (Puch, 1987).

Un método alternativo para calcular el efecto barométrico sobre el nivel del mar y sus variaciones en el tiempo fue dado por Hamon y Hannan (1963) basándose en un análisis espectral cruzado. Así el factor barométrico dependiente de la frecuencia se calcula como:

$$b(\nu) = \frac{Z(\nu)}{X(\nu)}$$

donde $Z(\nu)$ es el coespectro de las series de nivel y de presión y $X(\nu)$ es el espectro de la serie de presiones atmosféricas. Siguiendo esta metodología se han dado valores para la variación

del factor barométrico en el rango diario en el mar de Alborán durante los años 1973, 1975-76, (García-Lafuente et al.,1981) encontrándose que a altas frecuencias su valor está muy por debajo de los predicho por la teoría y este valor es apreciablemente mayor al aumentar la frecuencia. De la misma forma, en un estudio en la cornisa norte llevado a cabo por Lavin y García (1992) para el periodo 1980-89, se encuentra que el nivel del mar presenta una dependencia mayor con la presión en Coruña y Santander que en Vigo y que el factor barométrico es más alto que el valor estándar en estas estaciones.

3.3.3. Resultados del análisis.

Siguiendo la metodología propuesta por Puch (1987) se ha realizado un ajuste lineal entre valores medios mensuales de nivel del mar y los registros de presión. Como no se dispone de las series de presión correspondientes a algunas estaciones, la serie de Tarifa se ha utilizado también con el nivel del mar de Algeciras y de Málaga dada la estabilidad del campo de presión y la cercanía entre estaciones. Análogamente se ha considerado la serie de presión atmosférica procedente de la estación meteorológica de Las Palmas tanto para la serie de nivel del mar obtenida en P. Luz como en Arrecife. En todos los casos, tanto en los datos de nivel del mar como en los de presión, se han mantenido las series originales con las “lagunas” existentes.

Los coeficientes de correlación que se muestran en las tablas siguientes son significativos al 0,01 salvo para la serie de Sta. Cruz donde no es significativo. Además al considerar el ajuste lineal se obtiene un error mayor que el valor del coeficiente de regresión con lo cual este último dato no puede ser considerado significativo.

En las series del norte de la Península Ibérica, las variaciones del nivel del mar respecto de la presión muestran valores superiores al barómetro invertido estándar que oscilan entre $-1,18 \pm 0,07$ cm/mb en Coruña y $-1,32 \pm 0,09$ cm/mb en Vigo. Si se considera el bloque de los últimos años (periodo 1990-2000) se mantiene los resultados parejos a lo obtenido por

Lavín y García (1992) donde el valor del factor barométrico en Vigo es menor que en las otras dos estaciones. Al considerar las series completas esta distinción desaparece, a la vez que el error disminuye.

En el Estrecho de Gibraltar y las Islas Canarias, los valores son sensiblemente menores. Esto puede deberse tanto a características propias de la zona asociadas a los vientos (fenómenos de apilamiento) que no pueden ser separadas de los efectos debidos a la presión, como a que la frecuencia e intensidad de las tormentas aumenta al elevar la latitud. En el área del Estrecho los valores oscilan entre $-0,9 \pm 0,1$ cm/mb en Ceuta y $-0,4 \pm 0,1$ cm/mb en Cádiz para las series completas. En Cádiz, el valor cercano al estándar ($-1,1 \pm 0,1$ cm/mb) se recupera para el periodo 1990-2000. Esto puede ser debido al mismo posible error en el registro detectado en el cálculo de tendencias. Así, conviene poner de manifiesto la utilidad de las series de presión atmosférica como método de validación y detección de errores en las series del nivel del mar. En Canarias, el valor obtenido para el barómetro invertido oscila en torno a los $-0,5$ cm/mb. Todos esta información puede apreciarse en la tabla 3.1.

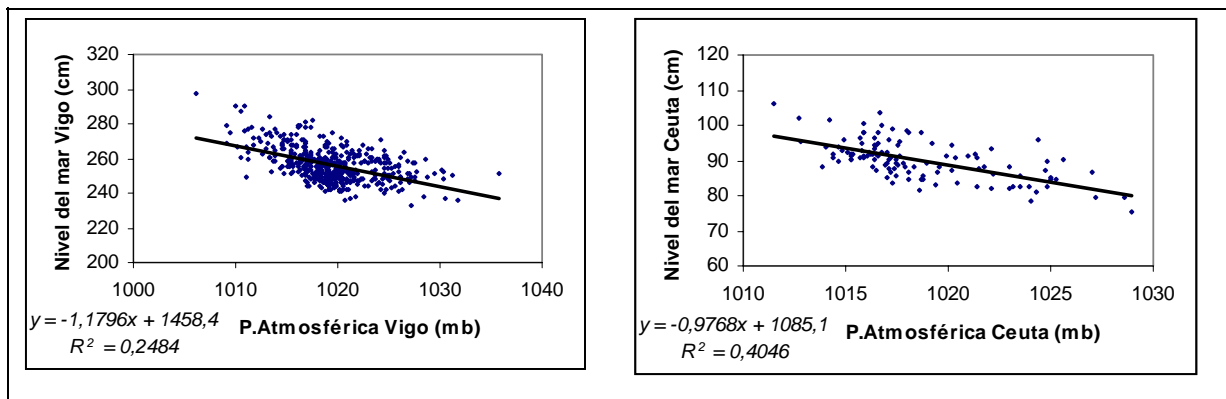


Fig .3.1. Regresiones lineales de las series mensuales de altura del nivel del mar y de presión atmosférica de Vigo y Ceuta.

ESTACIÓN	N	COEF.CORR.	DURBIN-WATSON	COEF.REGRESIÓN	ERROR TÍPICO
Vigo	474	-0,498	0,544	-1,322	0,094
Coruña	464	-0,663	0,546	-1,180	0,070
Santander	430	-0,676	0,483	-1,299	0,069
Ceuta	115	-0,636	0,772	-0,977	0,111
Algeciras	290	-0,469	1,055	-0,793	0,088
Tarifa	302	-0,425	0,680	-0,851	0,105
Cádiz	362	-0,209	0,561	-0,416	0,103
Málaga	313	-0,476	0,653	-0,943	0,099
S.Cruz	295	-0,054	0,689	-0,147	0,158
Arrecife	301	-0,297	0,587	-0,523	0,097
P.Luz	198	-0,209	0,346	-0,496	0,166

Tabla 3.1. Coeficientes de correlación entre las series de nivel medio del mar y las series de presión atmosférica, así como el factor barométrico, calculado mediante regresión lineal entre nivel medio del mar y presión atmosférica, para las series de nivel del mar de la red mareográfica del IEO

3.4 LA INFLUENCIA DE LAS VARIACIONES DEL VOLUMEN DE LOS OCÉANOS. EXPANSIÓN TERMAL.

Cuando el océano se calienta, la densidad disminuye debido a un incremento del volumen oceánico, incluso si no hay aumento de masa. Este efecto se conoce como expansión termal o aumento estérico del nivel del mar y ocurre a cualquier temperatura. La falta de registros de datos de gran escala, tanto espacial como temporal, complica los estudios, pero es bien sabido que el cambio estérico contribuye a las fluctuaciones estacionales, tanto a nivel global como a escalas regionales y que influye sobre la variabilidad del nivel del mar estacional e interanual. (Roemmich, 1990)

En general, un incremento de 1°C en la temperatura de la termoclina suele ir asociado a un incremento en la salinidad de 0,1/1000. Este cambio de temperatura produce un incremento en el volumen específico alrededor de tres veces mayor que la correspondiente contracción debido al aumento de la salinidad. Así, la contribución térmica predomina sobre la salina. Normalmente la expansión estérica global está dominada por los cambios en la

temperatura más que por los cambios en la salinidad excepto en algunas circunstancias a altas latitudes o en cuencas muy cerradas, por lo que suele hablarse simplemente de expansión térmica.

El cambio estérico contribuye a las fluctuaciones globales de año en año y de década en década. Está probado que en estudios regionales los cambios estéricos tienen influencia en las variaciones locales del nivel del mar (aproximadamente unos 10 cm) a escalas estacionales e interanuales. Los cambios estéricos de la columna de agua a escalas decadales o mayores no se concentran únicamente en las capas altas oceánicas; así en el Atlántico Subtropical se extienden al menos hasta los 3000 m; por otra parte, las fluctuaciones del nivel del mar en periodos que abarcan decenas de miles de años son tan grandes que el efecto estérico puede ser considerado como el mayor contribuyente a estos cambios (Roemmich, 1990).

El último informe del IPCC (2001), en donde se analizan los factores que han contribuido al aumento del nivel del mar durante el s.XX, determinaban como mayor contribución, del orden de 0,7mm/año, la debida a la expansión termal originada por el calentamiento oceánico que comenzó a detectarse desde 1950. Shanka y Shetye (1999) utilizaron series temporales largas tanto de nivel del mar como de precipitación para explorar la posibilidad de existencia de una relación entre un incremento de la precipitación sobre la India con una bajada de la salinidad del océano a lo largo de sus costas y un incremento del nivel del mar.

En el capítulo 7 de este trabajo se explica detalladamente como calcular las alturas estéricas de una columna de agua y se analizan los resultados para las zonas de Málaga y Santander.

4. ANÁLISIS DESCRIPTIVO DE LAS SERIES

4.1. PARÁMETROS ESTADÍSTICOS UTILIZADOS.

4.1.1. Coeficiente de Variación.

El coeficiente de variación elimina la dimensionalidad de las variables y tiene en cuenta la proporción existente entre medias y desviación típica. Se utiliza para estudiar la distribución geográfica de la variabilidad de las series largas ya que compara la variabilidad entre distintos conjuntos de valores. En cada estación se han calculado a partir de la expresión:

$$CV_x = \frac{\sigma_x}{\bar{x}}$$

donde:

\bar{x} es el valor medio del nivel del mar para cada serie i

σ_x es el valor de la desviación estándar en la misma serie.

4.1.2. Gaussianidad de los datos.

Para estudiar la normalidad de las series de datos se ha utilizado la prueba no paramétrica de Kolmogorov-Smirnov, que se basa en el valor absoluto de la máxima diferencia entre la distribución de probabilidad acumulada observada y la esperada, basándose en el supuesto de normalidad. Se utiliza para verificar la hipótesis de que la muestra procede de una distribución normal. Se aplica la corrección de Lilliefors. Para ello se utiliza el estadístico:

$$D_n = \text{Max}|S_n(x) - P(x)|$$

donde

$S_n(x)$ es la función de distribución empírica muestral

$P(x)$ es la función de distribución teórica de la población que queremos contrastar (Peña, 1997)

La hipótesis nula, que sostiene que la distribución de la variable analizada es la misma en dos subpoblaciones distintas, es rechazada cuando el valor del estadístico D_n es significativamente grande

La función que estudia la significación del estadístico es una función monótona con límites $Q_{KS}(0)=1$ y $Q_{KS}(\infty)=0$, y puede escribirse como la suma:

$$Q_{KS}(\lambda) = 2 \sum_{j=1}^{\infty} (-1)^{j-1} e^{-2j^2\pi^2\lambda}$$

En términos de ésta función, el nivel de significación de un valor observado de D (Como comprobación de que la hipótesis nula de que las distribuciones comparadas son las mismas) viene dado por la fórmula:

$$\text{Pr obabilidad}(D > \text{valor}_{\text{ observado}}) = Q_{KS}(\sqrt{N} \cdot D)$$

donde N es el número de datos observados.

4.1.3. Homogeneidad de las series de datos.

Existen muchos tests en la bibliografía para analizar las inhomogeneidades que presentan las series de datos. Conocido también en la bibliografía como Test de Alexanderson, el Test de Homogeneización Normal Estándar (SNHT), que fue aplicado por Alexanderson y Moberg (1997) en el estudio de series de temperatura, proporciona los puntos donde existe una posible inhomogeneidad, que puede ser debida a un error en la medida o puede ser parte de la variabilidad natural del nivel del mar, y además proporciona un valor posible para el salto en el registro.

El estadístico se aplica a una serie normalizada mediante la substracción de la media y la división por la desviación estándar. El estadístico viene dado por la expresión:

$$T_v = v \cdot (\bar{z}_1)^2 + (n - v) \cdot (\bar{z}_2)^2$$

donde:

\bar{z}_1 es la media para la subserie que va desde el punto 1 hasta el v.

\bar{z}_2 es la media para la subserie que va desde el punto v hasta el n, siendo este el final de la serie total.

El máximo de T_v proporciona el punto de ruptura de la serie en el caso de que exceda el nivel de confianza.

4.1.4. Estudio de la aleatoriedad de las series.

Para realizar un análisis estadístico de una serie resulta fundamental estudiar el carácter aleatorio de la serie de observaciones (todas las observaciones son independientes entre sí y pertenecen a la misma población: hipótesis nula), ya que muchos métodos aplicados para verificar las propiedades y el comportamiento de la serie precisan de esta hipótesis fundamental.

En series climáticas podemos considerar que el carácter aleatorio simple de la serie queda suficientemente bien establecido cuando la aplicación de un ensayo de tendencia y un ensayo correlación de conducen ambos a la aceptación de la hipótesis nula.

4.1.5 Ensayos de tendencia.

Una tendencia climática es un aumento o descenso suave y monótono de los valores con los que se trabaja, en nuestro caso el nivel del mar. Un cambio abrupto es un salto repentino y brusco de un valor a otro que en el punto de cambio divide la serie en dos subseries parcialmente estables. Una fluctuación climática es cualquier otra forma de cambio sistemático, regular o irregular, que no sea tendencia o cambio abrupto.

Siguiendo a Sneyers (1975) se han utilizado los siguientes test para el estudio de los posibles crecimientos o decrecimientos en las series de niveles del mar.

4.1.5.1. Test de Spearman.

El estadístico de este test es el coeficiente de correlación r_s entre las series i y y_i , donde $i = 1, 2, 3, \dots, n$; e y_i es la serie de rangos de nuestros valores iniciales ordenada de forma creciente. Entonces:

$$r_s = 1 - \frac{6}{n \cdot (n^2 + 1)} \sum (y_i - i)^2$$

que está acotado entre 1 y -1 . Bajo la hipótesis nula de aleatoriedad, la distribución de r_s es asintóticamente normal con media y varianza:

$$E(r_s) = 0$$

$$\text{var}(r_s) = \frac{1}{n-1}$$

y con ayuda de una tabla de la ley normal reducida se calcula:

$$\alpha_1 = P(|u| > |u(r_s)|)$$

donde

$$u(r_s) = r_s \sqrt{n-1}$$

Y ahora siendo α_0 el nivel de significación elegido,

- $\alpha_1 > \alpha_0 \Rightarrow H_0$ aceptada
- $\alpha_1 < \alpha_0 \Rightarrow H_0$ rechazada \rightarrow Existe tendencia:
 - $r_s > 0 \Rightarrow$ Tendencia creciente
 - $r_s < 0 \Rightarrow$ Tendencia decreciente

Si la serie contiene términos iguales, el coeficiente se calcula a partir de la expresión:

$$r_s = \frac{\sum i \cdot y_i - \frac{(\sum i)^2}{n}}{S_i S_{y_i}}$$

donde

$$S_i^2 = \sum i^2 - \frac{(\sum i)^2}{n}$$

$$S_{y_i}^2 = \sum y_i^2 - \frac{(\sum y_i)^2}{n}$$

4.1.5.2. Test de Mann-Kendall.

Este test fue desarrollado por Mann (1945) y Kendall (1975) y es utilizado para determinar la tendencia en series temporales climáticas. Al ser un test no paramétrico presenta algunas ventajas sobre otro tipo de test:

- Los datos no necesitan ajustarse a una distribución predeterminada.
- Los datos perdidos en el conjunto de datos están permitidos si se distribuyen aleatoriamente.
- Los valores definidos como no nulos pero “por debajo del umbral de detección” pueden ser utilizados si se les asigna un número menor que el valor más pequeño registrado (Gilbert, 1987)

En general es un test no paramétrico que estudia la dependencia monótona de dos variables. En el caso de series temporales una de estas variables, el tiempo, está ordenada, lo que simplifica la aplicación del test.

Partiendo de una serie de longitud n , con $x_i=1, \dots, n$ con los valores ordenados de forma creciente (x_1, x_2, \dots) o decreciente (\dots, x_2, x_1). Se determina para cada elemento x_i el número n_i de elementos que le preceden ($i > j$) tales que $x_i > x_j$, esto es el número de elementos que hay delante de cada x_i que son menores que él. En el caso de que la serie contenga términos iguales el valor de n_i se obtiene sumando al número de relaciones $x_i > x_j$ para $i > j$, la mitad del número de relaciones $x_i = x_j$ para $i > j$.

El estadístico del test viene dado por:

$$t = \sum_{i=1}^n n_i$$

que bajo la hipótesis de tendencia nula se distribuye normalmente con media y varianza:

$$E(t) = \frac{n(n-1)}{4}$$

$$\text{var}(t) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{72}$$

Con ayuda de una tabla de la ley normal reducida se calcula la probabilidad α_1 :

$$\alpha_1 = P(|u| > |u(t)|)$$

donde

$$u(t) = \frac{t - E(t)}{\sqrt{\text{var}(t)}}$$

Entonces, siendo α_0 el nivel de significación elegido,

- $\alpha_1 > \alpha_0 \Rightarrow H_0$ aceptada
- $\alpha_1 < \alpha_0 \Rightarrow H_0$ rechazada \rightarrow Existe tendencia:
 - $u(t) > 0 \Rightarrow$ Tendencia creciente
 - $u(t) < 0 \Rightarrow$ Tendencia decreciente

Si en una serie se presenta una tendencia significativa, es posible averiguar a partir de que momento se manifiesta la tendencia haciendo un análisis progresivo de la serie. Para ello basta con calcular el valor de t para la serie formada por los primeros i términos:

$$t_i = n_1 + n_2 + \dots + n_i$$

El correspondiente valor de $u(t_i)$ vendrá dado por:

$$u(t_i) = \frac{t_i - E(t_i)}{\sqrt{\text{var}(t_i)}}$$

donde la media y la varianza viene dadas por:

$$E(t_i) = \frac{i(i-1)}{4}$$

$$\text{var}(t_i) = \frac{i(i-1)(2i+5)}{72}$$

determinándose posteriormente a partir de que punto el valor de $u(t_i)$ sobrepasa, en valor absoluto, al valor crítico de 0.05, es decir 1.96.

El mismo procedimiento puede aplicarse a la serie retrógrada. Para ello se calcula para cada término x_i el número n'_i de elementos x_j que le siguen ($i < j$) tales que $x_i > x_j$; y calculamos:

$$t'_i = \sum_{j=i+1}^n n'_j$$

y después:

$$u(t'_i) = \frac{t'_i + \left(\frac{(n-i)(n-i+1)}{4} \right)}{\sqrt{\frac{(n-i)(n-i+1)(2(n-i+1)+5)}{72}}}$$

La intersección de ambas curvas entre los valores críticos del nivel de significación del 5% muestra el comienzo de algún tipo de cambio. Se tiene una tendencia significativa cuando la curva de los valores $u(t_i)$ pase a través del nivel de significación del 5%. Para que sea un cambio abrupto, la primera subserie de la curva de valores de $u(t_i)$ debe estar incluida entre ± 1.96 y no debe sobrepasar el nivel de significación del 5% hasta el punto de cambio que es cuando comienza la segunda subserie. La serie retrógrada debe presentar un comportamiento análogo en la segunda subserie.

Esta última aplicación del test de Mann-Kendall, que consiste en la representación gráfica de los $u(t_i)$ a lo largo del eje temporal, tanto para la serie directa como para su retrógrada se denomina versión secuencial del Test de Mann-Kendall.

4.1.6 Ensayos de correlación.

4.1.6.1. Test de Wald-Wolfowitz.

Es un test no paramétrico ampliamente utilizado en el estudio de variables climáticas.

Su desarrollo es:

Sean x_1, x_2, \dots, x_n los términos de la serie modificada de tal manera que:

$$\sum_{i=1}^n x_i = 0$$

y el estadístico utilizado para verificar la hipótesis nula es:

$$R = \sum_{i=1}^n x_i \cdot x_{i+1}$$

donde $x_{n+1} = x_1$. Bajo la hipótesis nula de aleatoriedad, la distribución es aproximadamente normal con media y varianza:

$$E(R) = \frac{-S_2}{n-1}$$

$$\text{var } R = \frac{(S_2)^2}{n-1}$$

con $S_2 = \sum x_i^2$. Reemplazando el estadístico R por la función $r = R/S_2$ el test se reduce al cálculo de la cantidad:

$$u(r) = \frac{[(n-1) \cdot r + 1]}{\sqrt{n-1}}$$

y recurriendo a una tabla de probabilidad normal, su determinación da la probabilidad α_1 tal que

$$\alpha_1 = P(u > u(r))$$

Si α_0 es el nivel de significación del test, entonces

- $\alpha_1 > \alpha_0 \Rightarrow H_0$ aceptada
- $\alpha_1 < \alpha_0 \Rightarrow H_0$ rechazada

Para aplicar el test se sustituyen los valores originales de la serie por el rango correspondiente a la serie reordenada de forma creciente, obteniéndose una nueva serie de valores y_i .

Para que se satisfaga la condición inicial basta con tomar

$$y'_i = y_i - \bar{y}$$

donde $\bar{y} = \frac{\sum y}{n}$

Para el cálculo de R hay que tener en cuenta que:

$$\sum (y'_i - y'_{i+1})^2 = \sum (y'_i)^2 + \sum (y'_{i+1})^2 - 2 \sum y'_i \cdot y'_{i+1} = 2S_2 - 2R$$

de donde obtenemos que:

$$R = S_2 - \frac{\sum (y'_i - y'_{i+1})^2}{2}$$

La determinación del rango para términos iguales se realiza normalmente asignando el valor medio del orden que ocuparían si se sucediesen en la serie reordenada. Puede ocurrir que el número de términos iguales sea grande y entonces la diferencia entre el número máximo y mínimo de rachas también lo sea, y por lo tanto la diferencia entre los α_1 correspondiente también lo sea. En estas situaciones, que pueden ser corrientes en el estudio de series climáticas, el resultado del ensayo de Wald-Wolfowitz es difícil de interpretar y la prueba resulta poco adecuada.

Utilizamos este test no paramétrico para determinar la aleatoriedad de los elementos de las series temporales frente a la existencia de una correlación serial entre dichos elementos.

4.1.6.2. Contraste de autocorrelación.

Sea una muestra $(x_1, x_2, \dots, x_{n-1})$ en el orden temporal de obtención. Se define el coeficiente de autocorrelación de primer orden de la secuencia como:

$$r(1) = \frac{\sum_{i=2}^n (x_i - \bar{x})(x_{i-1} - \bar{x})}{\sum (x_i - \bar{x})^2}$$

que es simplemente el coeficiente de correlación lineal entre las variables $X=(x_2, \dots, x_{n-1})$ e $Y=(x_1, \dots, x_{n-1})$. Es una medida de la relación lineal entre cada observación y la siguiente.

Análogamente se define el coeficiente de autocorrelación lineal de orden k por:

$$r(k) = \frac{\sum_{i=k+1}^n (x_i - \bar{x})(x_{i-k} - \bar{x})}{\sum (x_i - \bar{x})^2}$$

que representa la relación lineal entre observaciones separadas k posiciones.

El correlograma o función de autocorrelación es la representación de estos coeficientes de autocorrelación en función del retardo k. Puede indicarnos una relación positiva entre cada valor de la secuencia y los anteriores, negativa, periódica indicando comportamientos de tipo sinusoidal, etc.

Cuando las observaciones son independientes y la población base es normal, los coeficientes de autocorrelación muestrales se distribuyen de forma aproximadamente normal, con media cero y varianza $1/n$. Así podemos considerar los coeficiente significativamente distintos de cero si son mayores que $2/\sqrt{n}$

Si se dispone de una muestra grande ($n > 50$), como en nuestro caso, se puede efectuar un contraste conjunto de los primeros coeficientes de autocorrelación. En la hipótesis de independencia

$$r(k) \propto N(0, 1/n)$$

y por lo tanto

$$Q = n \sum_{k=1}^m r^2(k)$$

será aproximadamente una χ^2 con (m-1) grados de libertad. Este es el test propuesto por Box y Pierce (1970) y que fue mejorado por Ljung y Box (1978) demostrando que una aproximación más exacta se obtiene con el estadístico:

$$Q = n(n+2) \sum_{k=1}^m \frac{r^2(k)}{n-k}$$

que se distribuye como en al hipótesis de independencia anterior, con una χ^2 con (m-1) grados de libertad.

4.2. COEFICIENTE DE CORRELACIÓN DE PEARSON.

Se define el coeficiente de correlación entre las series i y j como la razón:

$$r = \frac{Cov(x, y)}{\sigma_x \sigma_y}$$

donde $\sigma_x \sigma_y$ son las desviaciones estándar de las series x e y respectivamente y $Cov(i, j)$ es la covarianza entre ambas series, que viene definida por la expresión:

$$Cov(x, y) = \frac{\sum (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{n}$$

Este coeficiente adimensional de una medida de la relación entre cada par de variables que no está afectada por los cambios en la unidad de medida. Su valor oscila entre -1 (variables totalmente relacionadas de forma inversa) y 1 (relación directa). Si $r=0$ entonces no existe relación lineal entre las variables.

4.3. RESULTADOS.

Los distintos tests y pruebas destinados a determinar la gaussianidad, homogeneidad y aleatoriedad de las series, así como el otro conjunto de información descrita anteriormente, se han realizado sobre las series de residuos de nivel del mar, después de eliminar tanto la tendencia como el ciclo anual (salvo en el caso que se especifique lo contrario). En el anexo que acompaña a este volumen vienen determinados los valores cuantitativos obtenidos para cada una de las estaciones analizadas. Teniendo en cuenta la gran cantidad de información generada, que puede ser difícilmente descrita en su totalidad, hemos optado por realizar un sucinto análisis de la misma en donde resaltamos aquellos datos considerados remarcables, dejando al posible lector de esta tesis la extracción de información complementaria.

Al trabajar con series de residuos, la media de las mismas es nula y por tanto el coeficiente de variación, por su propia definición como cociente $CV_x = \frac{\sigma_x}{x}$, coincide con la desviación estándar de las series. Se puede apreciar que el CV es máximo en Vigo (80,72) y mínimo en Algeciras (45,71). En general los valores más altos se observan en las series de la costa atlántica desde Newlyn hasta Cádiz, aunque Socoa (63,50) presenta un valor menor que el de las series geográficamente próximas, lo cual puede ser debido a su localización en el extremo más interno del Golfo de Vizcaya, y los valores de Cascáis y Setroia también son menores, aunque se desconoce en estos momentos la razón de estos resultados. Las series del Estrecho presentan un CV menor, posiblemente debido al continuo intercambio de masas de agua que se da a través del mismo. Las series de la costa mediterránea y de las islas Canarias también presentan valores parecidos; el carácter del Mediterráneo como mar semicerrado y la escasa variabilidad climática estacional de las islas frente a las variaciones que se presentan en zonas más septentrionales pueden ser un factor explicativo de estas diferencias.

El test de Kolmogorov-Smirnov compara la función de distribución acumulada de las series de datos frente a la de una distribución teórica especificada previamente y que en nuestro caso se ha elegido gaussiana. Así pues no es más que una prueba de la bondad del ajuste de las observaciones a una distribución prefijada, y cuanto más próximo a cero sea el resultado, mayor es la probabilidad de que la serie pertenezca a otra distribución. En nuestro caso, y a la vista de los resultados, no es posible rechazar la hipótesis de normalidad y por lo tanto se puede considerar que las series de residuos presentan una distribución razonablemente gaussiana, lo que facilitará el análisis posterior de los datos.

Según los resultados de la aplicación del test de Alexanderson, al 95% sólo son estadísticamente homogéneas las series de Newlyn, Roscoff, Le Conquet, y Algeciras. El resto presentan valores por encima de la línea de confianza. Sin embargo estas inhomogeneidades no son eliminables, ya que las series consideradas presentan coherencia espacial. Esto nos hace suponer que los valores anómalos que provocan la falta de homogeneidad son debidos a procesos climáticos. Como ejemplo, los valores del test dan posibles puntos no homogéneos en el año 1995 en La Coruña, Setroia, Tarifa, Málaga, Almería, Alicante y P.Luz (Fig.4.1), lo que parece indicar que durante ese año tuvo lugar una fuerte subida del nivel del mar. Análogamente, las inhomogeneidades aparentes registradas en 1945 en Santander, La Coruña, Vigo y Ceuta corresponden también con un periodo de fuerte ascenso del nivel del mar en la primera mitad de la década de los años 40. Sin embargo otros registros no pueden ser tan fácilmente explicados, pudiendo ser achacados a errores de registro, condiciones climáticas locales anómalas, deslizamientos del terreno, etc. Como las series han pasado ya los controles de calidad de las autoridades responsables y como se observa buena correspondencia entre series geográficamente próximas se ha optado por trabajar con ellas tal como se presentan.

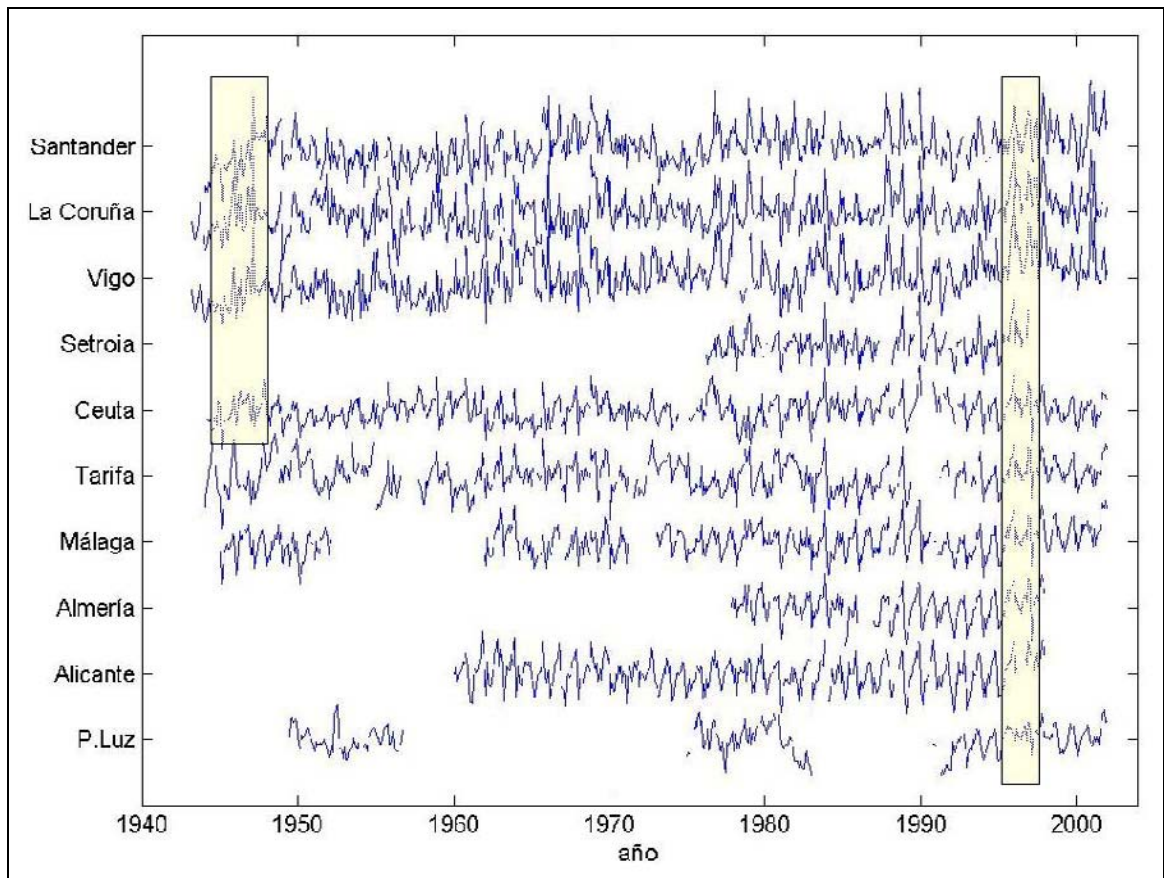


Fig.4.1. Inhomogeneidades detectadas mediante el SNHT. Se puede apreciar que son comunes en series próximas, por que lo es razonable achacarlas a condiciones climatológicas anómalas.

Las series residuales no presentan tendencia significativa según corroboran los test de Spearman (tabla 4.1.) y Mann-Kendall, como era lógico esperar ya que estas pruebas se están aplicando a series a las que ya se les ha eliminado la tendencia. Los resultados para las series originales y la validez de las tendencias encontradas están ampliamente comentados en el capítulo siguiente.

	Resultados del Test de Speaman (series de residuos)			
	u(r)	alfa	prob	Tendencia
Newlyn	-0,8330	0,5952	0,4048	No existe
Roscoff	-0,4829	0,3708	0,6292	No existe
Le Conquet	-0,2783	0,2192	0,7808	No existe
Brest	-0,2398	0,1895	0,8105	No existe
P. Tudy	-0,5744	0,4343	0,5657	No existe
P. St. Gildas	0,6350	0,4746	0,5254	No existe
Socoa/St.J. Luz	0,4968	0,3807	0,6193	No existe
Santander	-0,1309	0,1041	0,8959	No existe
La Coruña	-0,1632	0,1297	0,8703	No existe
Vigo	-0,8561	0,6081	0,3919	No existe
Cascais	-0,3000	0,2358	0,7642	No existe
Setroia	-0,4876	0,3741	0,6259	No existe
Lagos	0,2953	0,2322	0,7678	No existe
Cadiz	-0,4979	0,3815	0,6185	No existe
Gibraltar	0,7523	0,5481	0,4519	No existe
Ceuta	-0,0069	0,0072	0,9928	No existe
Algeciras	0,6057	0,4553	0,5447	No existe
Tarifa	-0,3376	0,2643	0,7357	No existe
Malaga	-0,5223	0,3986	0,6014	No existe
Almeria	-0,7153	0,5256	0,4744	No existe
Alicante	-0,7900	0,5705	0,4295	No existe
Marseille	-0,3671	0,2865	0,7135	No existe
Nice	-0,5353	0,4076	0,5924	No existe
Genova	-0,4764	0,3662	0,6338	No existe
S.Cruz	-0,1956	0,1551	0,8449	No existe
P.Luz	1,4852	0,8625	0,1375	No existe
Arrecife	-0,2469	0,195	0,805	No existe

Tabla 4.1. Resultados del Test de Spearman sobre los residuos.

Por lo que respecta a los ensayos de correlación, los coeficientes de correlación de Pearson (tabla 4.2), calculados sobre las series residuales muestran mejores correlaciones para las series del Golfo de Vizcaya (entre 0,7 y 0,9) que para el resto de las series aunque presentan unos valores de correlación significativos para las series de la costa occidental de la Península Ibérica y con las estaciones de Marsella, Niza y Génova. En la costa oeste peninsular, los valores de correlación obtenidos también son aceptables, encontrándose, como

en todos los casos, que las correlaciones son mejores cuanto más próximas se encuentran las estaciones. Esto es lógico considerando que el comportamiento del océano tiende a ser más homogéneo en zonas próximas y que los factores locales que pueden influir en sus características presentarán, salvo excepciones, comportamientos más similares entre sí que los correspondientes a estaciones más alejadas. Por otro lado el comportamiento especial que presenta la circulación oceánica en el Estrecho de Gibraltar y los fuertes vientos que allí se registran pueden influir de forma notable en los registros del nivel del mar, propiciando una menor correlación que la esperada incluso en series geográficamente muy próximas.

Los resultados del test de Wald-Wolfowitz (tabla 4.3.) rechazan en todos los casos la hipótesis nula que establece la aleatoriedad de la serie, por lo que se debe considerar que existe correlación en todas las series residuales. Comprobando estos resultados mediante el contraste de autocorrelación se puede observar que a lag-1 todas las series presentan un coeficiente positivo y significativo y que esta correlación todavía es significativa a lag-2, mientras que a lag-3 desaparece en muchas de las estaciones (tabla 4.4 y fig 4.2).

Los resultados de estas pruebas de correlación aseguran la falta de aleatoriedad de las series de residuos, aunque sus tendencias sean nulas. Esto indica la influencia de la altura del nivel del mar en estados posteriores del mismo y la existencia de una cierta “memoria” en los residuos que puede ser asociada a diversos factores climáticos que fuercen el comportamiento del nivel del mar, como la acción de vientos locales especialmente en determinadas áreas donde presenten una acción continua, las influencias de descargas de los ríos, las variaciones locales de la presión atmosférica o la influencia de los grandes patrones de teleconexión que actúan sobre grandes áreas de nuestro planeta. El estudio de estas influencias se aborda en los siguientes capítulos.

	NEWLYN	ROSCOFF	LECONQUET	BREST	P.TUDY	PT.ST.GILDAS	SOCOA	SANTANDER	LACORRUÑA	VIGO	CASCAIS	SETROIA	LAGO S
NEWLYN	1,000	0,862	0,912	0,880	0,879	0,833	0,699	0,765	0,783	0,662	0,369	0,483	0,172
ROSCOFF	1039	310	347	920	282	272	318	674	693	699	867	229	790
LE CONQUET	0,892	1,000	0,907	0,849	0,885	0,807	0,619	0,757	0,666	0,566	0,274	0,369	0,032
	310	311	304	309	272	167	199	295	306	306	224	216	178
	0,912	0,907	1,000	0,877	0,912	0,837	0,644	0,809	0,762	0,633	0,332	0,479	0,104
	347	304	347	346	275	200	231	310	342	341	266	218	212
BREST	0,880	0,849	0,877	1,000	0,865	0,791	0,704	0,782	0,674	0,563	0,185	0,406	0,162
	920	308	346	2063	281	271	317	566	576	581	1146	229	794
P.TUDY	0,879	0,885	0,912	0,865	1,000	0,794	0,661	0,824	0,726	0,625	0,347	0,415	0,078
	282	272	275	281	283	149	183	269	278	277	204	214	161
PT.ST.GILDAS	0,833	0,807	0,837	0,791	0,794	1,000	0,699	0,740	0,521	0,394	0,216	0,201	0,105
	272	167	200	200	149	273	267	267	272	267	133	238	238
SOCOA	0,699	0,619	0,644	0,704	0,661	0,699	1,000	0,710	0,588	0,446	0,367	0,326	0,262
	318	199	231	317	183	262	319	310	316	313	308	164	265
SANTANDER	0,765	0,757	0,809	0,782	0,824	0,740	0,710	1,000	0,666	0,616	0,467	0,566	0,311
	674	295	330	566	269	267	310	675	666	669	523	214	466
LACORRUÑA	0,763	0,666	0,762	0,674	0,726	0,521	0,588	0,665	1,000	0,764	0,590	0,736	0,467
	693	306	342	578	278	272	316	666	694	688	542	223	480
VIGO	0,662	0,566	0,633	0,563	0,625	0,394	0,446	0,616	0,764	1,000	0,607	0,632	0,448
	699	306	341	581	277	267	313	689	688	700	542	224	477
CASCAIS	0,369	0,274	0,332	0,185	0,347	0,216	0,367	0,467	0,600	0,607	1,000	0,886	0,572
	867	224	296	1146	204	268	308	523	542	474	374	224	300
SETROIA	0,483	0,369	0,479	0,406	0,415	0,201	0,326	0,556	0,736	0,632	0,886	1,000	0,689
	229	216	218	229	214	133	194	214	223	224	184	230	144
LAGO S	0,172	0,032	0,104	0,162	0,078	0,105	0,262	0,311	0,467	0,448	0,572	0,666	1,000
	790	178	212	794	161	238	266	466	480	477	767	144	866
CADIZ	0,303	0,231	0,235	0,281	0,228	0,082	0,223	0,388	0,485	0,530	0,649	0,667	0,607
	479	304	340	467	276	268	315	484	470	474	374	224	300
GIBRALTAR	0,026	0,002	0,097	-0,068	0,116	-0,020	0,027	0,099	0,346	0,422	0,474	0,614	0,477
	276	137	165	275	127	209	237	274	274	271	270	109	216
CEUTA	0,366	0,212	0,290	0,343	0,303	0,213	0,408	0,381	0,498	0,431	0,519	0,467	0,467
	666	285	320	560	266	261	297	648	657	661	516	212	465
ALBECIRAS	0,175	0,040	0,108	0,163	0,082	-0,036	0,082	0,266	0,422	0,448	0,684	0,712	0,709
	567	281	314	463	263	237	274	541	566	564	426	201	363
TARIFA	0,119	0,058	0,224	0,105	0,162	0,023	0,102	0,269	0,327	0,289	0,466	0,666	0,429
	634	278	309	519	251	263	287	616	626	629	486	199	437
MALAGA	0,191	0,163	0,260	0,154	0,219	-0,081	0,078	0,281	0,488	0,429	0,662	0,809	0,619
	534	308	324	436	280	250	291	517	525	529	427	227	317
ALMERIA	0,415	0,328	0,476	0,367	0,433	0,299	0,366	0,548	0,636	0,632	0,669	0,786	0,491
	225	212	219	223	212	114	144	209	218	219	166	195	120
ALICANTE	0,498	0,446	0,520	0,476	0,530	0,360	0,582	0,629	0,662	0,635	0,698	0,743	0,566
	441	263	298	440	238	266	311	426	433	436	387	220	311
MARSELLA	0,541	0,583	0,637	0,504	0,668	0,520	0,653	0,602	0,529	0,445	0,553	0,527	0,201
	990	281	315	1247	257	269	316	602	646	661	1198	222	866
NIZA	0,468	0,414	0,468	0,461	0,497	0,491	0,562	0,539	0,409	0,436	0,348	0,300	0,323
	232	218	221	231	219	123	157	216	228	227	179	183	133
GENOVA	0,547	0,466	0,513	0,489	0,507	0,491	0,607	0,590	0,478	0,437	0,329	0,379	0,237
	754	228	240	966	224	228	274	564	570	573	978	193	606
S.CRUIZ	0,037	-0,066	0,018	0,087	-0,031	-0,044	0,137	0,228	0,155	0,040	0,318	0,208	0,313
	487	149	178	383	133	210	229	431	434	433	337	92	342
PLIZ	0,048	0,027	0,111	0,068	0,059	-0,157	-0,151	0,244	0,229	0,325	0,248	0,285	0,267
	308	186	206	263	183	91	94	297	301	302	178	141	169
ARRECIFE	0,118	0,069	0,134	0,119	0,064	0,216	0,169	0,188	0,237	0,168	0,143	0,190	0,229
	539	238	275	495	210	214	255	522	529	538	395	159	359

Tabla 4.2a. Coeficiente Correlación de Pearson para las series residuales y número de datos comunes utilizados para el cálculo.

	CADIZ	GIBRALTAR	CEUTA	ALGECIRAS	TARIFA	MÁLAGA	ALMERIA	ALICANTE	MARSELLA	NIZA	GENOVA	S.CRUIZ	PLIZ
NEWLYN	0,303	0,028	0,366	0,175	0,119	0,191	0,415	0,488	0,541	0,468	0,547	0,037	0,048
ROSCOFF	478	276	666	567	634	534	225	441	990	232	754	437	308
	0,231	0,002	0,212	0,040	0,058	0,163	0,328	0,446	0,583	0,414	0,466	-0,066	0,027
LE CONQUET	304	137	285	281	278	308	212	263	281	218	228	149	198
	0,235	0,097	0,290	0,108	0,224	0,260	0,476	0,520	0,637	0,488	0,513	0,118	0,111
	340	166	320	314	309	324	219	298	316	221	240	178	206
BREST	0,281	-0,068	0,343	0,163	0,105	0,154	0,367	0,476	0,504	0,461	0,489	0,087	0,068
	467	275	550	463	519	436	223	440	1247	231	966	393	253
P.TUDY	0,228	0,116	0,303	0,082	0,162	0,219	0,433	0,530	0,668	0,487	0,507	-0,031	0,059
	276	127	266	263	251	280	212	238	257	219	224	133	183
PT.ST.GILDAS	0,092	-0,020	0,213	-0,035	0,023	-0,081	0,289	0,360	0,520	0,481	0,461	-0,044	-0,197
	268	209	261	237	263	280	114	266	269	123	228	210	91
S.OO.OA	0,223	0,027	0,408	0,082	0,102	0,078	0,368	0,582	0,653	0,562	0,607	0,137	-0,151
	315	237	297	274	287	281	144	311	316	157	274	229	94
SANTANDER	0,388	0,099	0,381	0,298	0,269	0,281	0,548	0,629	0,502	0,539	0,580	0,228	0,244
	494	274	648	541	616	517	209	426	627	216	554	431	297
LA.CORUÑA	0,485	0,346	0,488	0,422	0,327	0,438	0,635	0,662	0,529	0,409	0,478	0,155	0,229
	470	274	567	566	628	525	218	433	646	228	570	434	301
VIG O	0,530	0,422	0,431	0,448	0,289	0,429	0,632	0,636	0,446	0,436	0,437	0,040	0,325
	474	271	561	584	529	529	219	436	651	227	573	433	302
CASCAIS	0,649	0,474	0,519	0,684	0,455	0,662	0,669	0,698	0,563	0,348	0,329	0,318	0,248
	374	270	516	426	486	427	166	387	1198	179	978	337	178
SETROIA	0,657	0,614	0,538	0,712	0,666	0,809	0,796	0,743	0,527	0,300	0,379	0,208	0,285
	224	169	212	201	199	227	195	220	222	183	193	92	141
LAGO S	0,607	0,477	0,467	0,709	0,423	0,619	0,481	0,566	0,201	0,323	0,237	0,313	0,267
	300	216	465	383	437	317	120	311	866	133	605	342	169
CADIZ	1,000	0,343	0,494	0,654	0,390	0,478	0,624	0,613	0,405	0,310	0,337	0,246	0,270
	480	272	463	422	439	439	219	419	438	226	368	312	215
GIBRALTAR	0,343	1,000	0,424	0,607	0,465	0,666	0,707	0,516	0,276	0,182	0,162	0,120	0,323
	272	277	262	236	255	246	94	272	274	101	260	197	87
CEUTA	0,494	0,424	1,000	0,592	0,320	0,521	0,530	0,636	0,402	0,421	0,385	0,250	0,128
	463	262	667	537	616	508	206	418	618	215	548	434	297
ALGECIRAS	0,564	0,607	0,592	1,000	0,517	0,727	0,689	0,606	0,195	0,026	0,227	0,288	0,362
	422	236	537	568	528	481	200	373	519	210	442	317	262
TARIFA	0,390	0,495	0,320	0,517	1,000	0,539	0,668	0,505	0,140	0,111	0,154	0,238	0,277
	439	255	616	526	635	488	192	402	586	200	515	413	291
MÁLAGA	0,478	0,666	0,521	0,727	0,539	1,000	0,748	0,660	0,398	0,147	0,279	0,306	0,430
	439	246	508	481	488	535	222	388	480	231	422	304	253
ALMERIA	0,624	0,707	0,530	0,689	0,668	0,748	1,000	0,829	0,664	0,419	0,479	0,089	0,463
	219	94	206	200	192	222	225	212	204	185	193	81	139
ALICANTE	0,613	0,516	0,635	0,606	0,505	0,660	0,629	1,000	0,795	0,594	0,675	0,258	0,259
	419	272	418	373	402	388	212	442	420	185	367	291	167
MARSELLA	0,405	0,276	0,402	0,185	0,140	0,368	0,664	0,796	1,000	0,672	0,771	0,080	0,136
	438	274	618	519	586	490	204	420	1354	220	1035	398	263
NIZA	0,310	0,162	0,421	0,026	0,111	0,147	0,419	0,594	0,672	1,000	0,643	0,078	0,043
	226	101	215	210	200	231	185	195	220	233	176	100	134
GENOVA	0,337	0,162	0,385	0,227	0,154	0,279	0,479	0,675	0,771	0,643	1,000	0,166	0,125
	368	260	548	442	515	422	183	367	1035	176	1071	367	222
S.CRUIZ	0,245	0,120	0,250	0,298	0,238	0,306	0,089	0,268	0,080	0,078	0,166	1,000	0,166
	312	197	434	317	413	304	81	291	398	100	367	438	169
PLIZ	0,270	0,323	0,128	0,362	0,277	0,430	0,463	0,250	0,136	0,043	0,125	0,166	1,000
	215	87	297	262	291	253	139	167	263	134	222	169	308
ARRECIFE	0,185	0,199	0,282	0,229	0,197	0,246	0,323	0,273	0,199	0,265	0,102	0,300	0,123
	401	227	513	429	484	394	172	364	492	180	423	377	240

Tabla 4.2a. Coeficiente de Correlación de Pearson para las series residuales y número de datos comunes utilizados para el cálculo.

	Estadístico R	Probabilidad	Ho = Aleatoriedad
Newlyn	1,54E+07	1,01E+07	Rechazada
Roscoff	8,30E+05	1,01E+07	Rechazada
Le Conquet	9,70E+05	1,01E+07	Rechazada
Brest	2,28E+08	1,01E+07	Rechazada
P. Tudy	6,30E+05	1,01E+07	Rechazada
P. St. Gildas	6,30E+05	1,01E+07	Rechazada
Socoa/St.J. Luz	1,00E+06	1,01E+07	Rechazada
Santander	1,18E+07	1,01E+07	Rechazada
La Coruña	1,14E+07	1,01E+07	Rechazada
Vigo	1,24E+07	1,01E+07	Rechazada
Cascais	6,80E+07	1,01E+07	Rechazada
Setroia	2,30E+05	1,01E+07	Rechazada
Lagos	1,92E+07	1,01E+07	Rechazada
Cadiz	6,80E+05	1,01E+07	Rechazada
Gibraltar	1,05E+07	1,01E+07	Rechazada
Ceuta	5,21E+06	1,01E+07	Rechazada
Algeciras	3,69E+06	1,01E+07	Rechazada
Tarifa	1,28E+07	1,01E+07	Rechazada
Malaga	5,12E+06	1,01E+07	Rechazada
Almeria	2,80E+05	1,01E+07	Rechazada
Alicante	1,54E+06	1,01E+07	Rechazada
Marseille	7,51E+07	1,01E+07	Rechazada
Nice	4,10E+05	1,01E+07	Rechazada
Genova	2,69E+07	1,01E+07	Rechazada
S.Cruz	4,24E+06	1,01E+07	Rechazada
P.Luz	1,73E+06	1,01E+07	Rechazada
Arrecife	8,84E+06	1,01E+07	Rechazada

Tabla 4.3. Resultados test de Wald-Wolfowith para las series residuales.

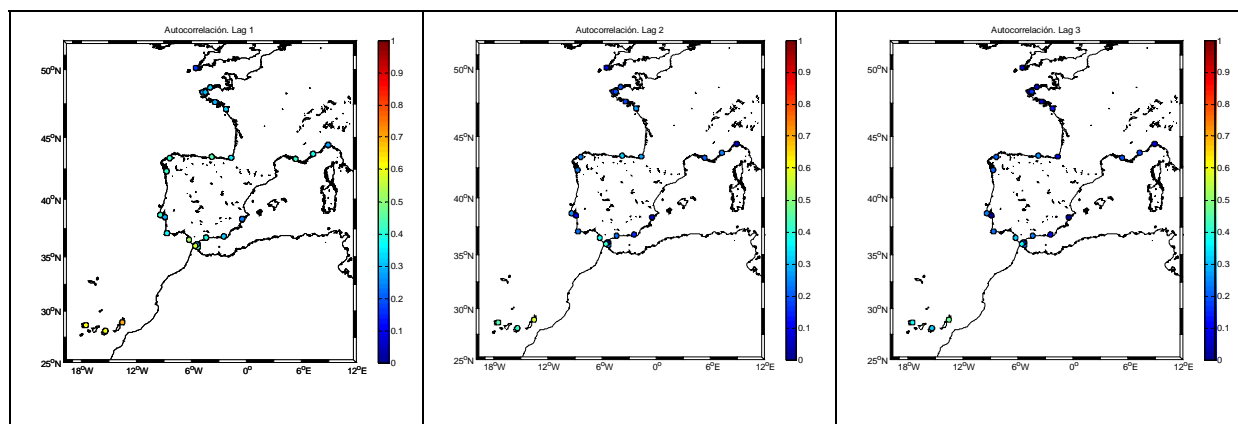


Fig. 4.2. Valores de autocorrelación para desfases 1,2 y 3. Se puede apreciar una cierta coherencia espacial especialmente para desfases 1 y 2.

	Lag 1			Lag 2			Lag 3		
	Autocorrelación	Error estándar	Box-Ljung	Autocorrelación	Error estándar	Box-Ljung	Autocorrelación	Error estándar	Box-Ljung
Newlyn	0,18	0,03	33,33	0,12	0,03	47,22	0,07	0,03	52,58
Roscoff	0,35	0,06	40,93	0,22	0,05	56,83	0,07	0,05	58,40
Le Conquet	0,31	0,05	35,18	0,16	0,05	43,90	0,01	0,05	43,92
Brest	0,32	0,02	241,63	0,22	0,02	350,36	0,17	0,02	418,37
P. Tudy	0,32	0,06	30,91	0,19	0,06	42,44	0,07	0,06	43,89
P. St. Gildas	0,35	0,06	36,82	0,29	0,06	61,63	0,14	0,06	67,60
Socoa/St.J. Luz	0,37	0,06	46,94	0,30	0,06	76,84	0,10	0,05	80,30
Santander	0,47	0,04	153,91	0,34	0,04	234,62	0,27	0,04	284,55
La Coruña	0,43	0,04	130,27	0,26	0,04	178,04	0,21	0,04	208,60
Vigo	0,44	0,04	135,23	0,26	0,04	182,95	0,22	0,04	217,68
Cascais	0,44	0,03	263,26	0,27	0,03	361,45	0,25	0,03	423,74
Setroia	0,31	0,06	23,90	0,12	0,06	27,51	0,02	0,06	27,66
Lagos	0,39	0,03	163,85	0,25	0,03	232,99	0,22	0,03	287,48
Cadiz	0,41	0,05	57,81	0,26	0,05	81,13	0,25	0,05	103,15
Gibraltar	0,45	0,04	142,78	0,26	0,04	191,43	0,23	0,04	229,58
Ceuta	0,55	0,05	151,78	0,40	0,05	230,14	0,33	0,05	285,11
Algeciras	0,29	0,04	58,56	0,10	0,04	65,01	0,16	0,04	82,96
Tarifa	0,60	0,04	249,92	0,43	0,04	380,74	0,38	0,04	479,07
Malaga	0,42	0,04	119,12	0,25	0,04	160,60	0,25	0,04	203,87
Almeria	0,34	0,06	27,98	0,17	0,06	34,85	0,10	0,06	37,21
Alicante	0,26	0,05	31,84	0,07	0,05	34,25	0,05	0,05	35,27
Marseille	0,43	0,03	260,06	0,24	0,03	338,77	0,20	0,03	394,80
Nice	0,41	0,06	45,76	0,26	0,06	65,20	0,18	0,06	74,08
Genova	0,30	0,03	119,08	0,07	0,03	126,05	0,07	0,03	132,70
S.Cruz	0,64	0,05	184,54	0,48	0,05	285,73	0,38	0,05	349,06
P.Luz	0,63	0,04	250,82	0,44	0,04	374,78	0,32	0,04	440,92
Arrecife	0,73	0,06	169,79	0,60	0,06	286,41	0,49	0,06	365,53

Tabla 4.4. Ensayos de autocorrelación.

5. ANÁLISIS TEMPORAL DE LAS SERIES

5.1. CICLOS Y TENDENCIAS

5.1.1. Tendencias lineales y aceleraciones.

El estudio del análisis de las tendencias detectadas para el conjunto de las estaciones se ha realizado mediante el ajuste por mínimos cuadrados de las series, y los resultados obtenidos mediante esta técnica, con expresión de los errores obtenidos en cada caso, se presentan en la tabla 5.1, así como en la figura 5.1. La corrección de la isostacia post.glaciar (PGR) según lo expuesto por Peltier (2001) y de acuerdo con el modelo ICE4G(VM2) se adjunta a los valores obtenidos.

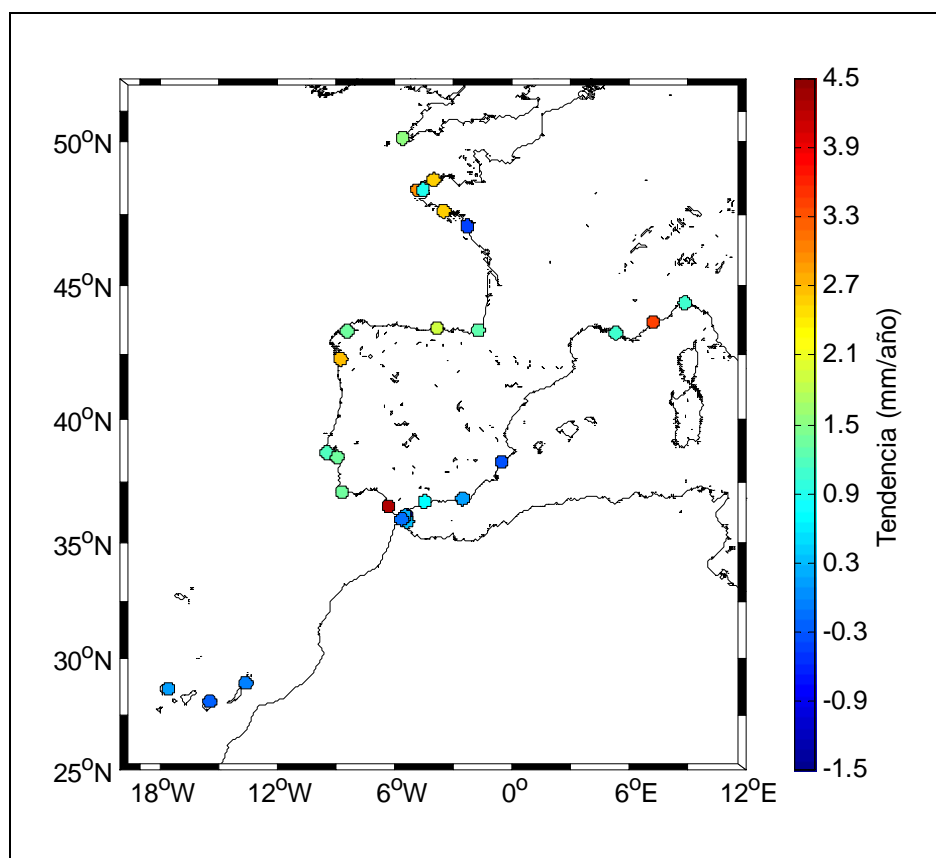


Fig 5.1. Tendencias lineales.

	Nº datos	Tendencia (mm/año)	Error (mm/año)	PGR (mm/año)
Newlyn	1039	1,64	0,10	0,25
Roscoff	311	2,59	0,59	0,24
Le Conquet	347	2,94	0,49	0,27
Brest	2053	1,00	0,04	0,26
P. Tudy	283	2,58	0,71	0,15
P. St. Gildas	273	-0,15	0,78	0,01
Socoa/St.J. Luz	319	1,39	0,48	-0,32
Santander	675	2,00	0,18	-0,27
La Coruña	694	1,44	0,19	-0,13
Vigo	700	2,63	0,19	-0,22
Cascais	1244	1,28	0,05	-0,29
Setroia	230	1,48	0,67	-0,33
Lagos	865	1,47	0,10	-0,30
Cadiz	480	4,15	0,30	-0,41
Gibraltar	277	-1,25	0,43	-0,43
Ceuta	667	0,50	0,13	-0,43
Algeciras	568	0,38	0,13	-0,43
Tarifa	635	0,06	0,17	-0,42
Malaga	535	0,89	0,17	-0,43
Almeria	225	0,32	0,74	-0,39
Alicante	442	-0,10	0,30	-0,28
Marseille	1354	1,22	0,06	-0,15
Nice	233	3,34	0,71	-0,14
Genova	1071	1,21	0,06	-0,18
S.Cruz	438	0,31	0,20	-0,2
P.Luz	308	-0,01	0,19	—
Arrecife	539	0,19	0,17	—

Tabla 5.1. Tendencias lineales y valor de la isostacia post-glaciación en cada estación.

Se puede apreciar que los valores de tendencia son más altos para la zona Norte que para el Estrecho o para la zona de Canarias. Las tendencias anormalmente altas de Cádiz y Niza (fig. 5.1. y tabla 5.1) hacen sospechar la existencia de problemas de asentamiento en los muelles donde están ubicados los mareógrafos. Este fallo que nos hace rechazar estas tendencias para el cálculo de tendencias zonales/globales no impide sin embargo que se pueda extraer información de esas series para el estudio de su ciclicidad como se verá posteriormente. De igual forma es conveniente considerar con reservas la tendencia negativa de Gibraltar a pesar de la aparente homogeneidad de la serie puesto que su historial presenta

gran cantidad de saltos y las tendencias de series próximas son positivas. Por otra parte, es preciso considerar con precaución las tendencias de las series del archipiélago canario debido a su relativa falta de longitud, y las numerosas reubicaciones de los mareógrafos allí instalados que han hecho necesaria una intensa labor de homogeneización.

Las estaciones de P.St.Gildas, Tarifa, Almería, Alicante y P. de la Luz no presentan tendencias significativas, ya que los valores de error son mayores que los propios valores de sus tendencias. El comportamiento específico del área del Estrecho, así como posibles problemas en las series históricas pueden ser motivos que justifiquen estos valores bastante inferiores a los valores globales que oscilan entre 1,0-2,4 mm/año (Douglas, 2001). Teniendo en cuenta las series que muestran tendencias estadísticamente significativas, podemos comprobar mediante un histograma (fig.5.2.) que la mayor parte de ellas son tendencias positivas comprendidas entre 0,5 y 0,8 que concuerdan con los valores globales expuestos anteriormente.

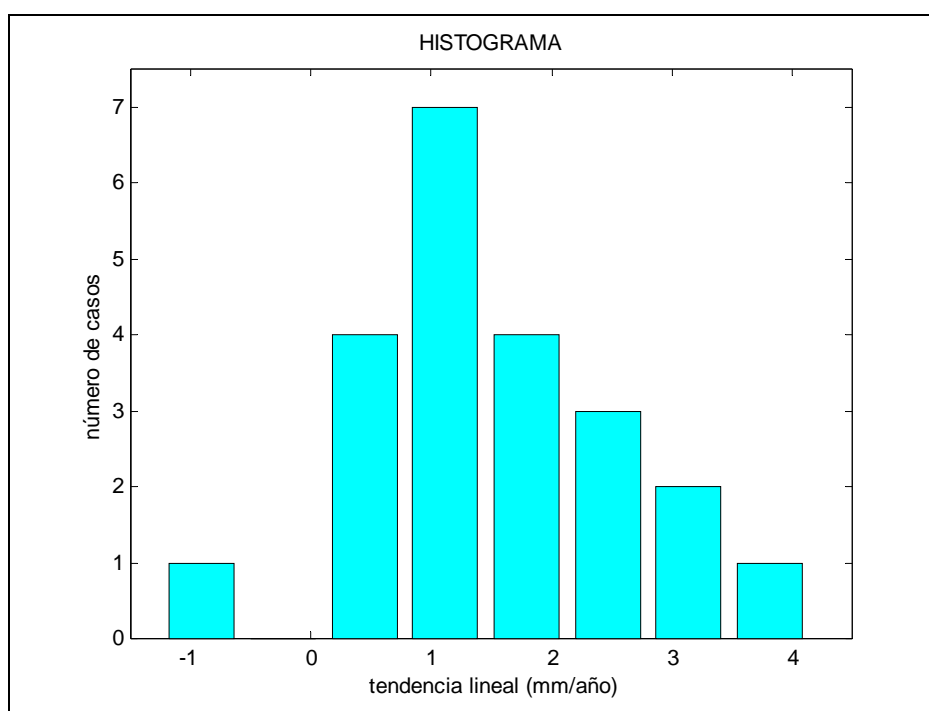


Fig. 5.2 Distribución de frecuencias para las tendencias lineales.

Como viene siendo ampliamente referenciado en los estudios de índole climática, la estabilidad de la tendencia viene determinada en gran parte por la longitud temporal de la serie, ya que en periodos cortos esta se encuentra muy afectada por diversos factores climáticos (presión, viento, descarga de los ríos, corrientes,...) cuya importancia decae con el paso del tiempo y que pueden llevar a considerar falsas tendencias; de esta forma es importante contar con registros de largo alcance temporal de nivel del mar con el objetivo de determinar un posible cambio climático en esta variable. Esta importancia de la longitud temporal de las series puede detectarse en la figura 5.3. donde se representa la tendencia (mm/mes) de la serie, en función de la longitud temporal de las series consideradas. Como puede apreciarse la variabilidad es muy alta en series cortas y va estabilizándose, presentando menor dispersión, a medida que aumenta el periodo de registro.

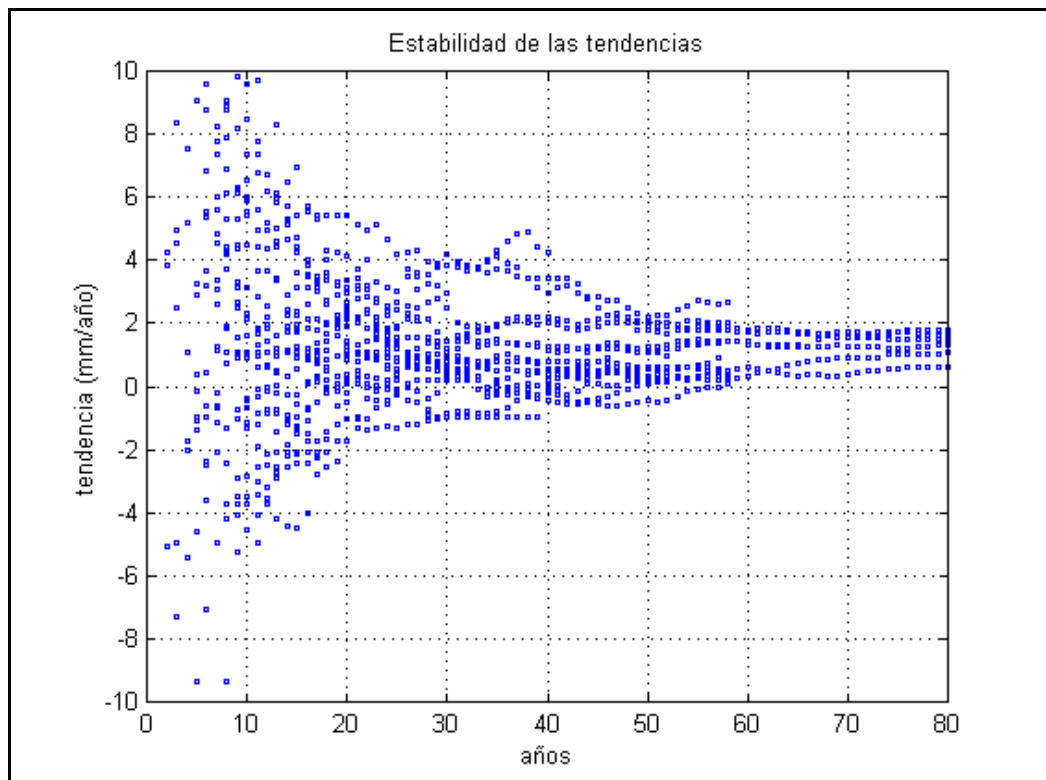


Fig. 5.3. Tendencias acumuladas de las series.

En nuestro caso puede considerarse que la longitud de las series utilizadas (al menos 20 años en este estudio) se encuentra en el umbral mínimo recomendable para detectar tendencias; así Douglas (2001) aconseja una longitud de al menos 60 ó 70 años de registros libres de movimientos verticales debidos a la tectónica de placas, con una adecuada corrección del PGR y recolectados de forma homogénea así como con tendencias estables frente a pequeños cambios en la longitud del registro, para detectar tendencias significativas. Como los datos históricos disponibles no siempre cumplen este conjunto de restricciones, en particular en lo referente a movimientos terrestres, o la información histórica asociada a los registros puede ser insuficiente, es conveniente considerar con las debidas precauciones los resultados de las tendencias obtenidos en este estudio.

En el caso del estudio de la aceleración, entendida como la desviación del registro de un comportamiento meramente lineal y modelada como un término algebraico de segundo orden en el tiempo, los problemas asociados a su determinación son los mismos que los que se presentan para la determinación de la tendencia lineal (Douglas, 1991), con la importante excepción de los movimientos verticales del terreno. Un estudio realizado por Douglas (1992) concluye que se necesitan al menos 50 años de registros para poder detectar cualquier incremento en las estimaciones de tendencias del nivel del mar. En este estudio, en el que considera series de al menos 75 años en 25 estaciones a lo ancho del globo, realizando en las mismas un ajuste del tipo

$$Z(t) = Z_0 + a \cdot t + \frac{1}{2} b \cdot t^2 + \sum_{i=1} c_i \cdot \text{Sin}(\varpi_i \cdot t) + d_i \cdot \text{Cos}(\varpi_i \cdot t)$$

donde b es el término de la aceleración, no es capaz de asegurar la existencia de la misma a lo largo de la última centuria, y encuentra que los valores $(-0,01 \pm 0,01 \text{ mm/año}^2)$ son muy pequeños en comparación con las variaciones anuales/interanuales del nivel del mar.

5.1.2. Variabilidad del ciclo estacional.

Es bien sabido que la variación del nivel del mar es una respuesta del océano manifestada como combinación tanto de la marea astronómica como de las componentes asociadas a la variabilidad meteorológica (fundamentalmente variaciones de presión y vientos asociados a las mismas).

El análisis clásico para la determinación del rango de cada ciclo astronómico como la determinación de rangos conjuntos se realiza mediante el ajuste por mínimos cuadrados de la función:

$$Z(t) = Z_0 + a \cdot t + \sum_{i=1} c_i \cdot \text{Sin}(\varpi_i \cdot t) + d_i \cdot \text{Cos}(\varpi_i \cdot t)$$

donde hay una función sinusoidal por cada ciclo (Puch, 1988). En este caso se aplica a series a las que ya se les ha eliminado la tendencia por lo que el término lineal es nulo. Los resultados que muestran los climogramas indican tanto el valor medio mensual del nivel como el valor del ajuste realizado considerando los ciclos anual (Sa) y semianual (Ssa) por ser los más intensos. Las diferencias entre el ciclo medio anual y los resultados del ajuste pueden deberse tanto a errores sistemáticos en el ajuste como a factores locales (viento), pero en general los ajustes realizados son significativos.

Los rangos de oscilación anual son mayores en el Norte (127 mm en Newlyn) y más suaves hacia el sur (106 mm en La Coruña) obteniéndose en Canarias un ciclo anual de 75 mm. En la zona del Estrecho los valores oscilan entre los 126 mm de Málaga y los 87 mm de Ceuta, mientras que en el Mediterráneo se han encontrado variaciones de 149 mm en Alicante frente a los 98 mm de Génova (fig 5.4).

En la mayoría de los climogramas puede apreciarse que el máximo anual tiene lugar en Octubre-Noviembre, mientras que en Canarias el ciclo se adelanta ligeramente presentándose en Septiembre-Octubre. Excepcionalmente en Arrecife el máximo se presenta en Agosto, posiblemente por influencia de los alisios. A veces es posible observar un máximo

secundario, debido al ciclo semianual, en torno al mes de Mayo. Los niveles mínimos medios tienen lugar, fundamentalmente, en Febrero-Marzo aunque en Santander, La Coruña y Vigo se observan en Julio manteniéndose el mínimo de Febrero como un mínimo secundario, posiblemente debido al efecto de la surgencia estacional.

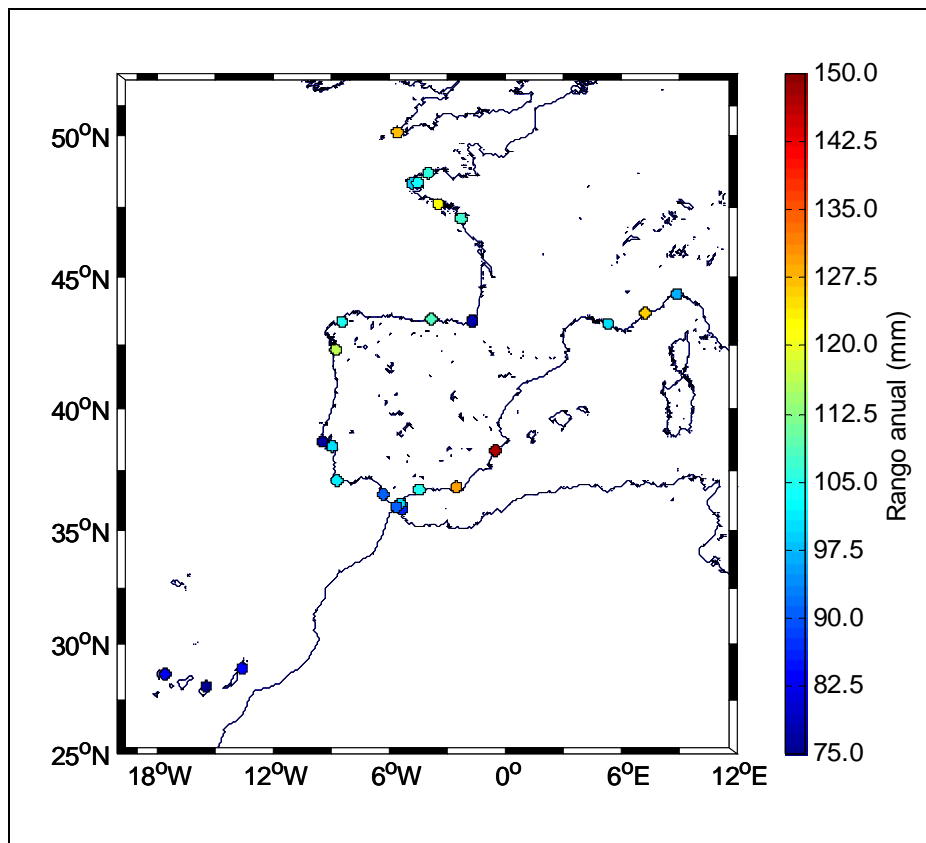


Fig. 5.4 a. Rango anual del nivel del mar en cada estación.

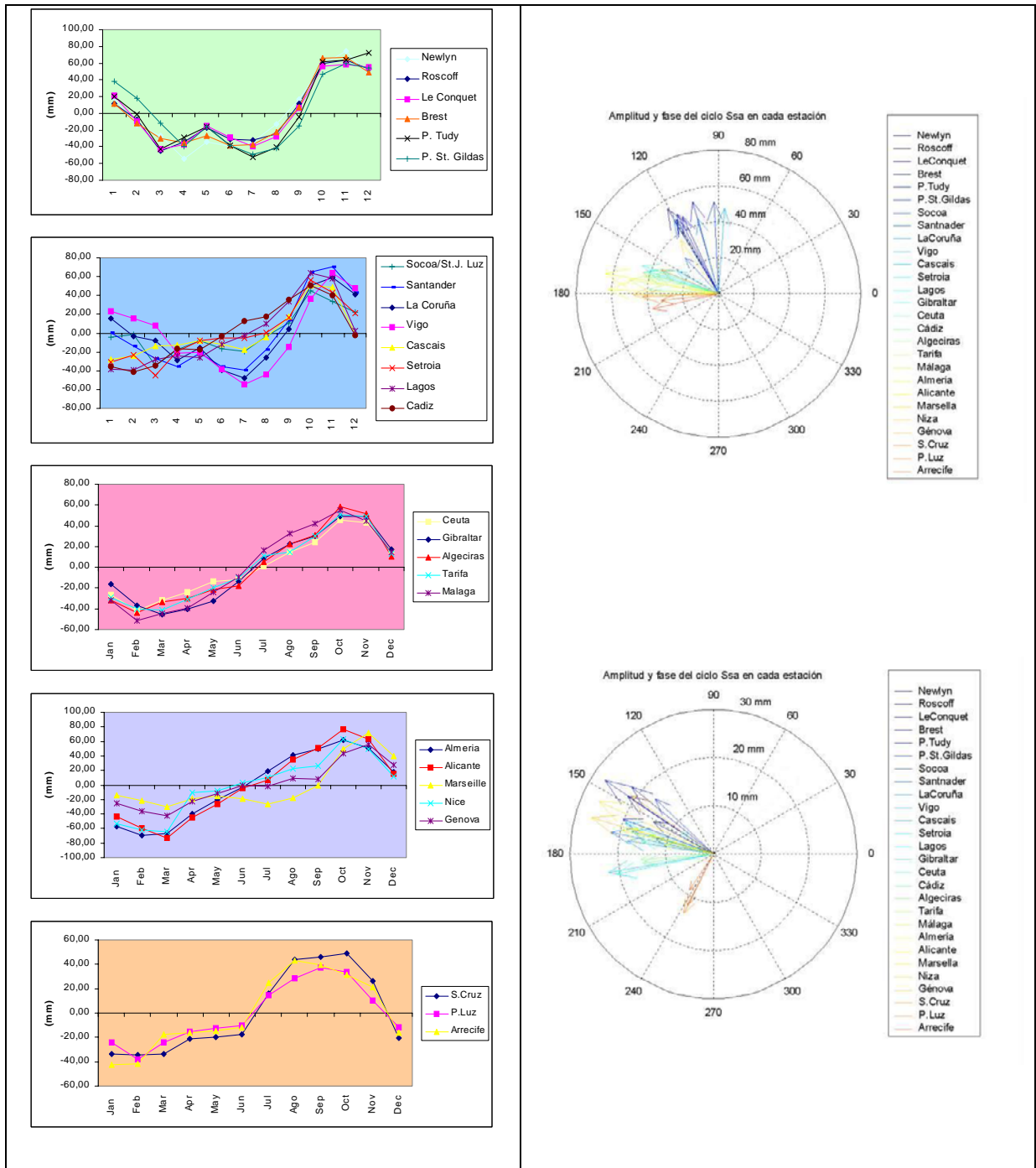
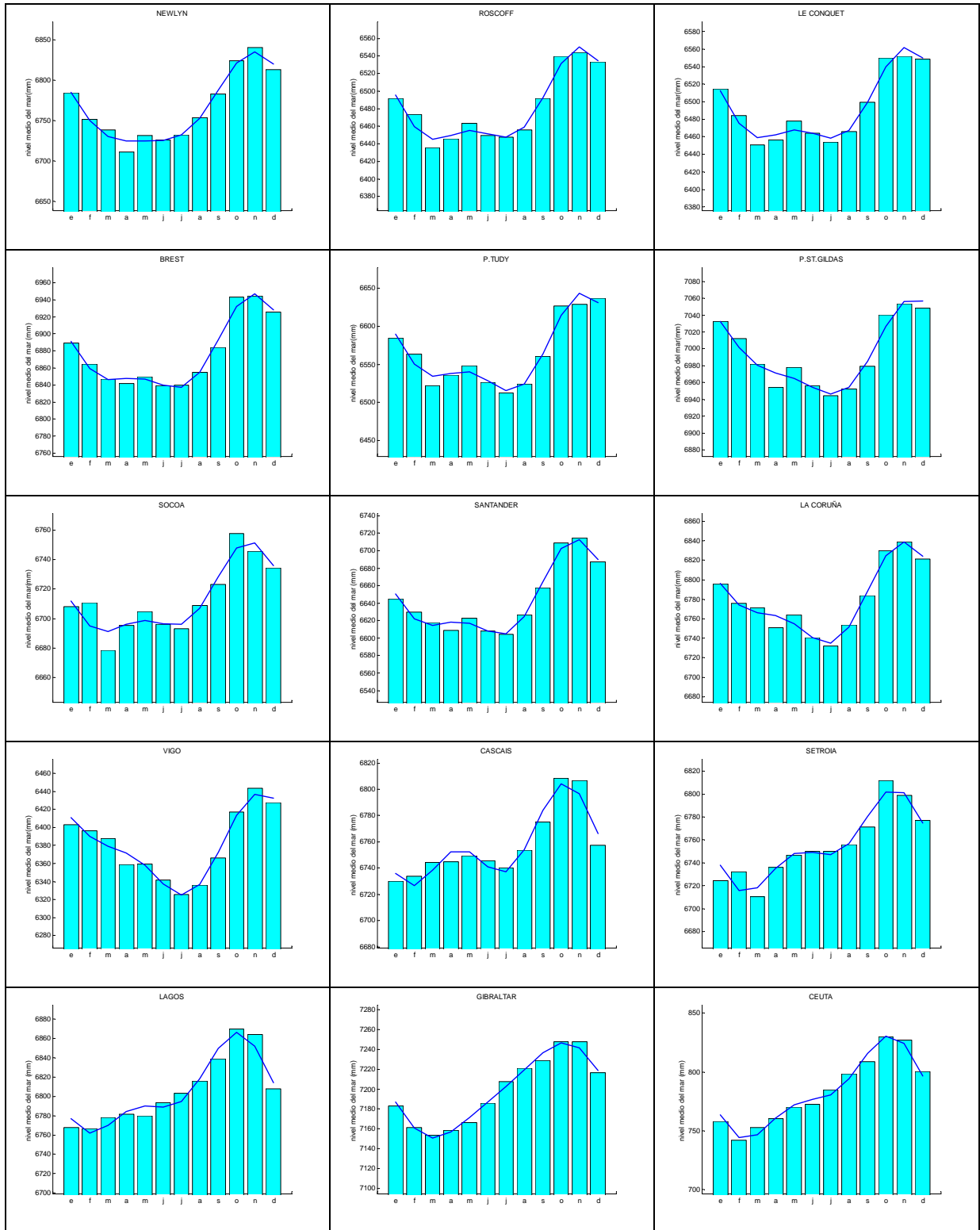


Fig 5.4b. Ciclo anual de las distintas estaciones..



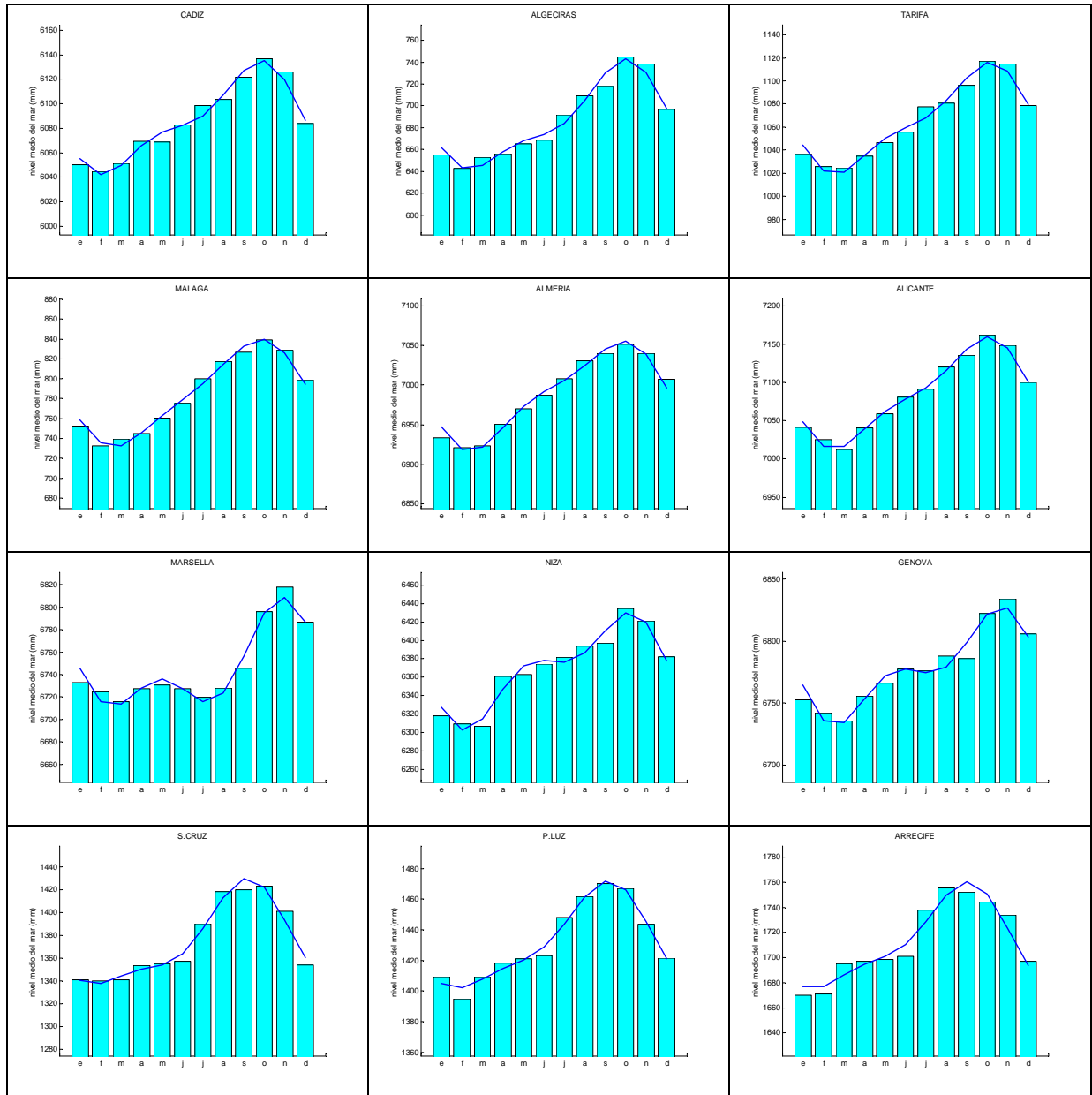


Fig 5.5. Climogramas de las series.

Aunque los estadísticos descritos hasta el momento dan una idea general del comportamiento anual del nivel medio del mar, no dejan de ser valores promediados a lo largo de las distintas longitudes de los registros. Tradicionalmente se asume que la estacionalidad tiene un comportamiento estacionario que se modeliza mediante el ajuste a una suma de funciones sinusoidales. Pero el nivel del mar es una variable que presenta un comportamiento dinámico que puede llevar a registrar grandes diferencias entre un año y el siguiente. Este ciclo anual sujeto a variaciones puede ponerse de manifiesto de acuerdo con el estudio del ciclo anual año por año realizado por Barbosa et al. (2003). En el mismo presentan un análisis de la componente estacional para Newlyn, Brest y Cascáís mediante un método de regresión ponderada con pesos locales (Cleveland et al., 1990) y construcciones basadas en un modelo dinámico para la representación de un proceso autorregresivo (West, 1997), encontrando que los mínimos de estos patrones, tanto para las tendencias, como para los ciclos S_a y S_{sa} se corresponden con periodos de extrema sequía en Europa detectados durante 1975-1976.

Una forma más sencilla de poner de manifiesto esta variabilidad estacional de los ciclos anual y semianual a lo largo del tiempo consiste en representar la variación del ciclo anual en años consecutivos en el periodo 1940-2002 que comprende el periodo de registro de la mayoría de las series en estudio. Para simplificar la comparación se ha mantenido una misma escala de color para todas las estaciones. A diferencia del método utilizado por Barbosa, en este caso no se emplea un filtro de paso de baja frecuencia para las series, obteniéndose así estimaciones más altas o bajas de los valores medios. Esta técnica evita que la variabilidad de la componente estacional quede enmascarada por las representaciones clásicas mediante climogramas. Puede apreciarse que las estructuras se mantienen con pequeñas variaciones a lo largo de las estaciones próximas, con lo cual podemos obtener una idea de la variación espacio-temporal del ciclo anual.

La figura 5.6 representa la variabilidad del ciclo anual para cada estación. Se puede apreciar que los máximos anuales que se suelen dar en Octubre-Noviembre a veces se retrasan

y aparecen sobre Diciembre-Febrero, como ocurre en Roscoff y Le Conquet a finales de los años 70, o en La Coruña en la segunda mitad de la década de los 40 y de los 90. También se puede apreciar un mínimo pronunciado a principios de los 90 en las series de Newlyn, Roscoff y Le Conquet que se suaviza a medida que descendemos de latitud, recuperándose de nuevo en las estaciones del Mediterráneo. Conviene notar que el comportamiento especialmente intenso y desplazado del ciclo anual en las estaciones de Vigo, La Coruña y Santander, se corresponde con un comportamiento también registrado en Newlyn en la misma época. También se encuentran valores especialmente intensos en Marsella a principios de los años 50 que no son fácilmente explicables y pueden deberse a fenómenos locales o bien a alguna anomalía del registro.

Análogamente a los resultados obtenidos por Barbosa et al, (2003) que detectaban un suavizado del ciclo a mediados de los años 70 en correspondencia con un periodo seco, se puede apreciar este mismo comportamiento para las series de Socoa, Santander, Vigo,... como cabe esperar de un fenómeno climático que afectó a toda Europa.

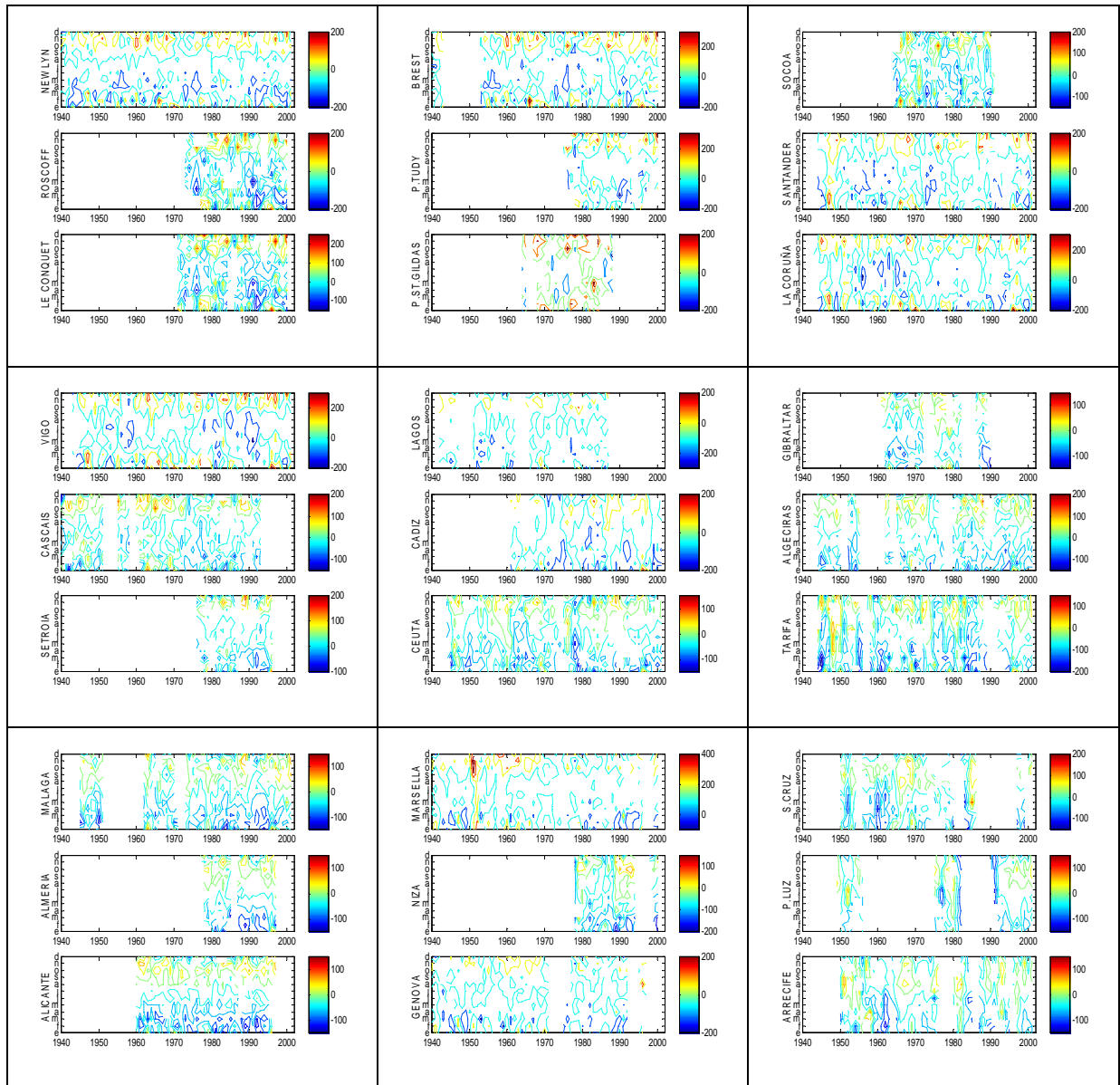


Fig. 5.6. Variabilidad del ciclo anual para el periodo 1940-2002 en cada estación.

Como la variabilidad estacional es una combinación de ciclos de distintas frecuencias donde la mayor parte de la varianza total está comprendida en los ciclos astronómicos anual (Sa) y semianual (Ssa), se puede obtener una estimación de las variaciones de los mismos realizando el ajuste año por año, manteniendo así la flexibilidad debida para poder apreciar la variabilidad intra-anual. Paralelamente se ha realizado un ajuste, año por año de los ciclos astronómicos Sa, Ssa. El ciclo Ssa es mucho menos intenso que el Sa, como se puede apreciar si se efectúa un análisis espectral de la series. El ciclo conjunto Sa+Ssa reproduce, aunque más suavizadas, las estructuras encontradas para el ciclo anual completo.

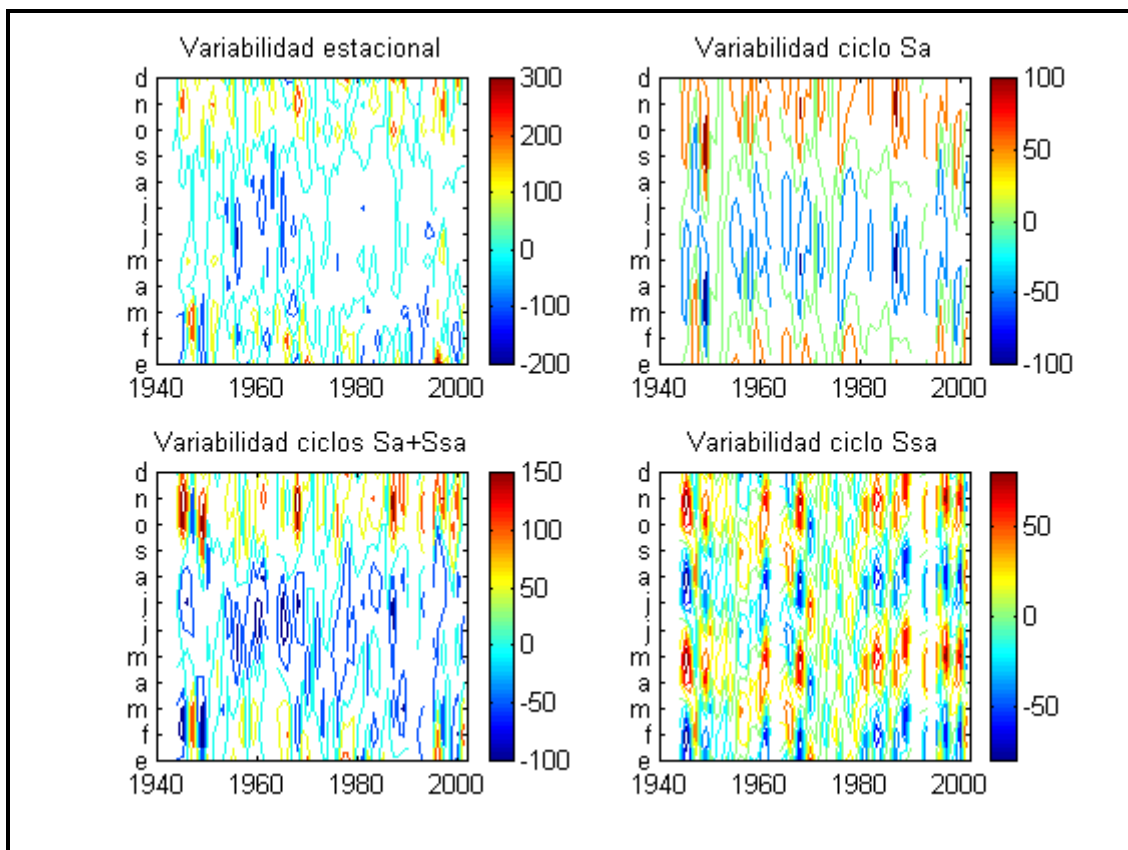


Fig 5.7. Variación interanual de los ciclos de La Coruña

5.2 ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD DE GRAN ESCALA.

Las variaciones del nivel medio del mar a escalas decadales e interdecadales son de gran importancia para el manejo y desarrollo costero, así como para el diseño y construcción de diques y defensas. En este caso las variaciones a escala secular deben ser lo suficientemente importantes como para que sea económicamente rentable el desembolso que suponen estas grandes obras de ingeniería. Independientemente de los efectos que pueda tener el calentamiento global sobre el nivel del mar, es preciso considerar la existencia de ciclos astronómicos de amplio periodo temporal que afectan a los registros del mismo. Es bien conocida la existencia de dos ciclos asociados a variaciones en la órbita lunar: el ciclo de periodo 18,6 años asociado a la regresión de los nodos de la luna (ciclo nodal lunar) y el de periodo 8,85 años asociado a la longitud del perigeo lunar. Adicionalmente, otro ciclo de periodo supra-anual ($\approx 1,2$ años) se asocia a los movimientos del eje de rotación terrestre dando lugar a un ciclo conocido como marea polar cuya fase no es constante (Puch, 1987).

5.2.1. Análisis espectral.

En muchos de los campos científicos se pueden considerar las series temporales registradas como combinaciones lineales de componentes periódicos o cuasi-periódicos sobrepuestos a una tendencia y a un ruido aleatorio de alta frecuencia. Se asume que los componentes periódicos son fijos o que sus amplitudes y fases cambian lentamente en el tiempo. Las tendencias podrían incluir una deriva lenta del sensor o una característica de largo periodo de la variabilidad del registro que no puede resolverse. El ruido incluye las contribuciones aleatorias de los sensores e instrumentos, a la vez que los componentes de frecuencia que se encuentran fuera de nuestro rango inmediato de interés (p.e, fluctuaciones de pequeña escala).

El objetivo del análisis de series temporales en la escala de frecuencias consiste en ser capaz de separar los componentes periódicos de las oscilaciones no periódicas o aleatorias y el análisis espectral de Fourier es uno de los métodos más comúnmente utilizados para identificar componentes periódicos en las series temporales cuasi-estacionarias.

El análisis espectral es utilizado para fraccionar la varianza de una serie temporal en función de la frecuencia. Para series estocásticas las contribuciones de los distintos componentes de la frecuencia son medidas en términos de densidad de potencia espectral, mientras que para ondas deterministas se puede utilizar tanto la densidad de potencia espectral como la densidad de energía espectral (la potencia se define como energía por unidad de tiempo). En la práctica, el término espectro se aplica a todas las funciones espectrales, incluyendo términos utilizados comúnmente como autoespectro y potencia espectral (energía por unidad de tiempo). La palabra espectro viene de la terminología óptica. Los colores rojo, blanco y azul del espectro electromagnético se usan con frecuencia para describir las distribuciones de frecuencia de un espectro oceánico:

- Espectro rojo: la densidad espectral decrece al aumentar la frecuencia.
- Espectro Azul: la densidad espectral aumenta al aumentar la frecuencia.
- Espectro blanco: sus constituyentes espectrales tienen una amplitud semejante a lo largo de todo el rango de frecuencias.

En el océano la variabilidad de largo periodo (mayor de unos pocos días) tiende a presentar un espectro rojo, el azul está confinado a ciertas bandas de frecuencia como la parte de baja frecuencia de las ondas producidas por el viento y la banda meteorológica (2-10 días) para las corrientes profundas generadas por el viento (Emery y Thomson, 1997)

Los fundamentos de este análisis fueron plasmados en 1807 por el matemático francés Joseph Fourier (1768-1830) durante su servicio como administrador bajo las órdenes de Napoleón. Fourier desarrolló su técnica para resolver el problema de la conducción/disipación

de calor en los cañones. La premisa básica con la que trabajó Fourier era que para cualquier longitud finita, la serie $y(t)$ infinitamente repetida y definida sobre el intervalo $[0, T]$ puede reproducirse como suma lineal de senos y cosenos de la forma:

$$y(t) = \overline{y(t)} + \sum_p A_p \text{Cos}(\omega_p \cdot t) + B_p \text{Sen}(\omega_p \cdot t)$$

donde $\overline{y(t)}$ es el valor medio del registro, A_p y B_p los coeficientes de Fourier, que son constantes, y ω_p las frecuencias angulares que son múltiplos de una frecuencia fundamental $\omega_1 = 2\pi/T$ donde T es la longitud total de la serie temporal.

A partir de un número suficiente de estos componentes de Fourier, cada valor de la serie puede reconstruirse, y de manera análoga la contribución relativa de cada componente dado sobre la varianza total da una medida de la importancia de esa frecuencia particular en el comportamiento de la señal observada.

La colección de coeficientes de Fourier con amplitudes A_p y B_p da forma a un periodograma que define la contribución de cada componente oscilatorio ω_p a la energía total de la señal oceánica observada. De esta forma, se pueden utilizar los componentes de Fourier para estimar la potencia espectral que ésta se define como energía por unidad de frecuencia.

5.2.1.1. Formulación matemática para series discretas.

La mayoría de las series tanto temporales como espaciales, y tanto si son recogidas en forma analógica como digital, son convertidas en datos digitales que pueden ser expresados como sumatorios. Éstas expansiones también pueden utilizarse para calcular la transformada de Fourier de la serie de datos basándonos en el teorema de Parseval (la media cuadrática de la energía de la serie temporal $y(t)$ puede ser separada en contribuciones armónicas individuales para recomponer la serie temporal). Siendo de sobra conocidos los conceptos sobre este proceso, nos limitaremos a exponer un resumen del desarrollo matemático

necesario y nos remitimos a Emery y Thomson (2001) y Kay (1988) para una explicación más detallada.

Para determinar la distribuciones de energía en una serie $y(t)$ hay que encontrar su transformada de Fourier, esto es determinar sus coeficientes. Suponiendo que se ha eliminado cualquier tipo de tendencia, para cualquier instante t_n la serie de Fourier para un registro finito con un número par N de valores a intervalos $t_n = t_1, t_2, t_3, \dots, t_N$ es

$$y(t) = \frac{1}{2} A_0 + \sum_p^{N/2} A_p \text{Cos}(\omega_p t_n) + B_p \text{Sen}(\omega_p t_n)$$

$$\omega_p = 2\pi \cdot f_p = 2\pi \cdot pf_1 = \frac{2\pi p}{T} \quad p=1,2,3,\dots$$

y análogamente,

$$y(t) = \frac{1}{2} A_0 + \sum_{p=1}^{N/2} A_p \text{Cos}\left(\frac{2\pi p n}{N}\right) + B_p \text{Sen}\left(\frac{2\pi p n}{N}\right) = \frac{1}{2} C_0 + \sum_{p=1}^{N/2} C_p \text{Cos}\left(\frac{2\pi p n}{N} - \theta_p\right)$$

con los coeficientes definidos como:

$$A_p = \frac{2}{N} \sum_{n=1}^N y_n \text{Cos}\left(\frac{2\pi p n}{N}\right) \quad p=0,1,2,\dots,N/2 \qquad A_0 = \frac{2}{N} \sum_{n=1}^N y_n$$

$$B_p = \frac{2}{N} \sum_{n=1}^N y_n \text{Sen}\left(\frac{2\pi p n}{N}\right) \qquad B_0 = 0$$

$$A_{N/2} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N y_n \text{Cos}(\pi n) \qquad B_{N/2} = 0$$

Conviene notar que los sumatorios de las ecuaciones anteriores se reducen a multiplicar el registro de datos por funciones seno y coseno, y recordar que por la condición de ortogonalidad es preciso que los argumentos en las funciones trigonométricas sean múltiplos enteros de la longitud total del registro, $T=N \cdot \Delta t$, para que los senos y cosenos

formen un grupo ortonormal de la base para la expansión de Fourier, de manera que la señal original pueda ser reproducida correctamente. Los argumentos $2\pi pn/N$ de las ecuaciones anteriores están basados en unas frecuencias igualmente espaciadas $\omega_p = \frac{2\pi p}{N \cdot \Delta t}$ y un incremento temporal n . La suma va hasta $N/2$ que es el límite de coeficientes determinables. Para $p > N/2$, las funciones trigonométricas simplemente empiezan a provocar la repetición de los coeficientes obtenidos para el intervalo $p \leq N/2$. Las pequeñas diferencias entre la serie original y la reconstruida por la representación en series de Fourier vienen de la acumulación de errores de redondeo durante los cálculos aritméticos.

Los pasos para el cálculo de coeficientes de Fourier son:

1. Calcular los argumentos $2\pi pn/N$ para todo p y n enteros.
2. Para cada $n=1,2,\dots,N$ evaluar los valores correspondientes de seno y coseno, así como las sumas de y_n
3. Incrementar p y repetir el proceso.

Aunque la utilidad de los periodogramas esta fuera de toda duda, este análisis también presenta sus limitaciones, ya que:

1. La resolución de la frecuencia esta limitada y viene dictada por la longitud del registro disponible.
2. El derrame espectral de energía entre el pico mayor del espectro y los picos adyacentes tiene como resultado una distorsión de la estimación espectral, la supresión de señales débiles y la necesidad en ciertos casos de utilizar ventanas.
3. La incapacidad para determinar adecuadamente el contenido espectral de series cortas de datos.
4. La incapacidad para ajustarse a cambios rápidos de la señal tanto en amplitud como en fase.

Previamente al análisis espectral se suele eliminar la tendencia y la media ya que pueden distorsionar los componentes de baja frecuencia del espectro. Thomson et al (1985) calcularon primero los valores medios mensuales y la tendencia lineal y los sustrajeron a los valores mensuales de las series para examinar la variabilidad interanual de las alturas mensuales de nivel del mar en Cristobal (Panamá). Estos valores medios son preferibles al valor promedio de la serie total para trabajar con anomalías puesto que eliminan la variabilidad anual que suele ser lo suficientemente grande como para enmascarar la variabilidad de periodo mayor. Algunos registros pueden contener tendencias no lineales que también deben ser eliminadas del registro con anterioridad a la realización de su análisis espectral (Emery y Thomson, 1997).

Utilizando un análisis espectral de Fourier y considerando que los datos sólo contienen componentes periódicos, un gráfico de $2/C_n f^2$ frente a $n=1,2,\dots,(N-1)$ da una serie de picos o líneas espectrales, S_n con la varianza dividida igualmente entre las frecuencias positivas y negativas.

$$S_n = \frac{(\Delta t)^2}{T} \left(|C_n|^2 + |C_{N-n}|^2 \right) = \frac{2 \cdot \Delta t}{N} |C_n|^2$$

donde el C_0 (valor medio del registro) ha sido sustraído anteriormente. El cuadrado de los componentes de Fourier $|C_n|^2$ da la contribución de la n-ésima componente de la frecuencia a la varianza total y los distintos componentes de la frecuencia contribuyen aditivamente a la potencia total de la serie. La contribución de cada componente se asume que es independiente del resto de los componentes.

5.2.2. Resultados.

Se han considerado los residuos de las series utilizadas una vez eliminados los promedios mensuales (calculada la media cada mes: todos los meses de enero, febrero, etc.) y tendencias lineales de las series. Los “huecos” existentes en las series se han rellenado mediante ajuste lineal de los residuos de la estación con los de una estación próxima y bien correlacionada. Si estos datos no están disponibles, bien por coincidencia de los huecos, bien por falta de una estación próxima adecuada, se han rellenado por ajuste lineal de las series de residuos. Estas series reconstruidas son las que se han utilizado en los análisis cuyos resultados se exponen a continuación.

El propósito del análisis de Fourier es identificar los ciclos de largo periodo. Es preciso considerar las series de residuos porque el ciclo anual es tan energético que, si no se eliminara, enmascararía los ciclos de periodos superiores. Paralelamente se ha realizado la autocorrelación de cada serie puesto que aporta información complementaria sobre los ciclos.

Los ciclos significativamente importantes que se han encontrado dependen de la estación que se estudie. La amplitud de los mismos también depende de la longitud de la serie estudiada pues cuanto más larga es la serie más frecuencias es capaz de separar. En general aparecen ciclos en torno a los 11-12, 5-6, 2,5-2,6, y 1,2 años. Los picos a frecuencias dobles (11,0, 5,50, 2,25 ,...) años pueden ser debidos al proceso matemático asociado al análisis espectral. Un análisis comparativo de las amplitudes de los ciclos exige un periodo de análisis común con el fin de obtener resultados evaluables. En el capítulo correspondiente a la regionalización se repite este estudio para las estaciones agrupadas mediante el análisis mediante Funciones Ortogonales Empíricas (EOFs).

Una posibilidad interesante en la investigación consiste en determinar la estabilidad de estos ciclos de largo periodo de forma similar a lo que se hizo para estudiar la variabilidad de

los ciclos anual y semianual. En este caso el método elegido es hacer un análisis espectral corrido considerando grupos de 240 datos (20 años) y desplazando cada vez la ventana un mes. De esta forma se incluye la variabilidad asociada a los ciclos nodales. Este tipo de análisis sólo se ha podido llevar a cabo en las series con longitud suficiente, pero sigue siendo significativo. En cada caso es preciso notar que la escala de colores corresponde a amplitudes distintas, habiéndose ajustado de forma que destaque lo más posible la variabilidad de las amplitudes. Así, y ciñéndonos exclusivamente al rango de las bajas frecuencias (ciclos mayores que un año) podemos observar que existe una gran variabilidad temporal en los ciclos, con periodos donde el ciclo es muy intenso y periodos donde se suaviza su acción.

En el caso de la serie de Newlyn se puede observar como las frecuencias más energéticas en la primera mitad del espectro, correspondientes a 0,8, 0,7, 0,3 y 0,2 ciclos/año (periodos 1,25, 1,40, 3,33 y 5 años) se suavizan en la segunda mitad del espectro a favor de frecuencias del orden de 0,35 ciclos/año y 0,06 ciclos/año principalmente. También pueden apreciarse que las frecuencias 0,8 y 0,7 ciclos/año se recuperan más suavizadas hacia el final del espectro después de un intervalo en el que su definición no está muy clara.

Características similares pueden observarse en las gráficas asociadas a los registros de Santander y Ceuta donde la mayor parte de la variabilidad se encuentra concentrada en una horquilla de frecuencias 0,05-0,12 ciclos/año y el resto de las frecuencias muestran una amplitud muy inferior. Es importante notar que parece encontrarse una intensificación de la acción de estos ciclos al final del registro en muchas de las estaciones: La Coruña, Vigo, Cádiz, Algeciras, Málaga, mientras que en otras este ciclo aparece relativamente mucho más suave en ese mismo periodo (p.e. Arrecife) En algunos casos esta energía parece haberse repartido uniformemente a lo largo de las distintas frecuencias del espectro mientras que en otros caso se concentra en algún rango de frecuencias específico como ocurre en Vigo y Coruña donde se puede apreciar una intensificación en los últimos años de los ciclos de 0,84, 0,63, 0,50 ciclos/año.

En las series especialmente largas, donde la imagen que obtenemos abarca un periodo que corresponde prácticamente a todo el s. XX, podemos apreciar a simple vista similitudes en registros tan lejanos y aparentemente no conectados como Newlyn y Génova, que se diferencian bien a su vez del comportamiento reflejado en las gráficas de Cascáis, Lagos y Marsella.

Esta gran variabilidad encontrada lleva a suponer que el comportamiento del nivel del mar a bajas frecuencias es altamente variable tanto espacial como en su componente temporal. La falta de coherencia temporal hace especialmente difícil poder pronosticar a largo plazo estos comportamientos con cierta fiabilidad, en función de la información y longitud de registros disponibles en la actualidad.

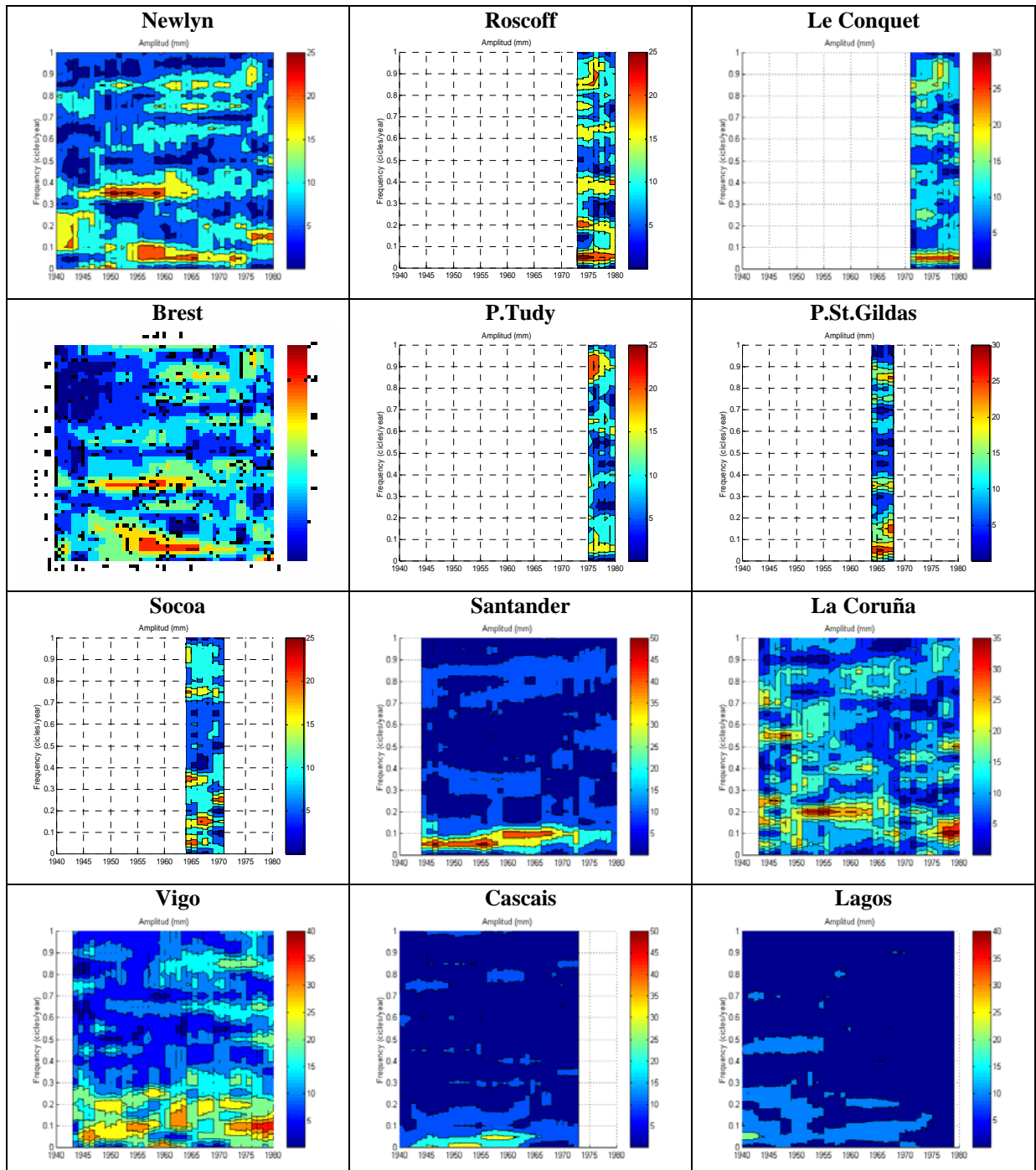


Fig. 5.8a. Análisis espectral corrido.

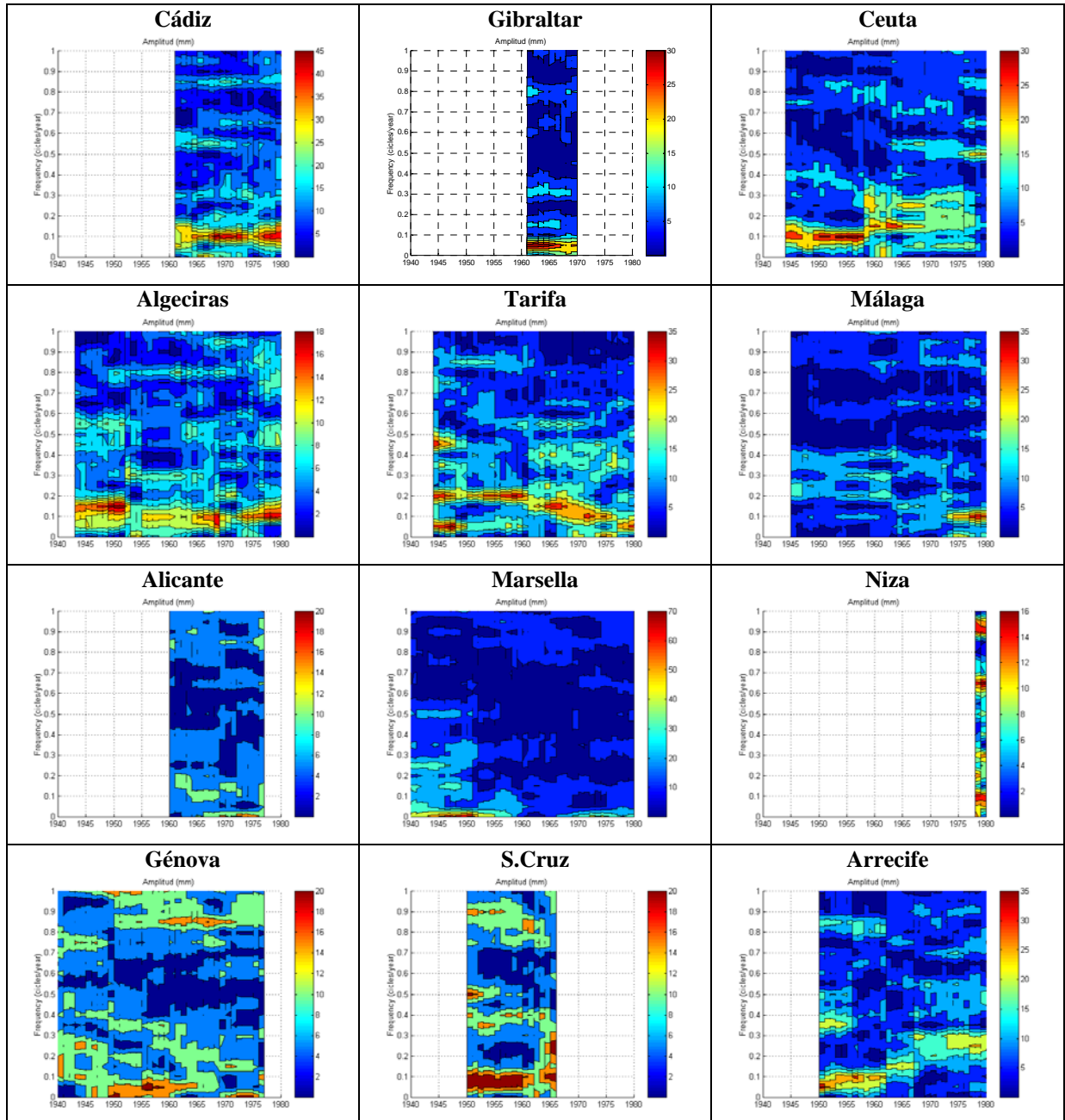


Fig. 5.8b. Análisis espectral corrido.

5.2.2.1. Figuras resultantes del análisis espectral.

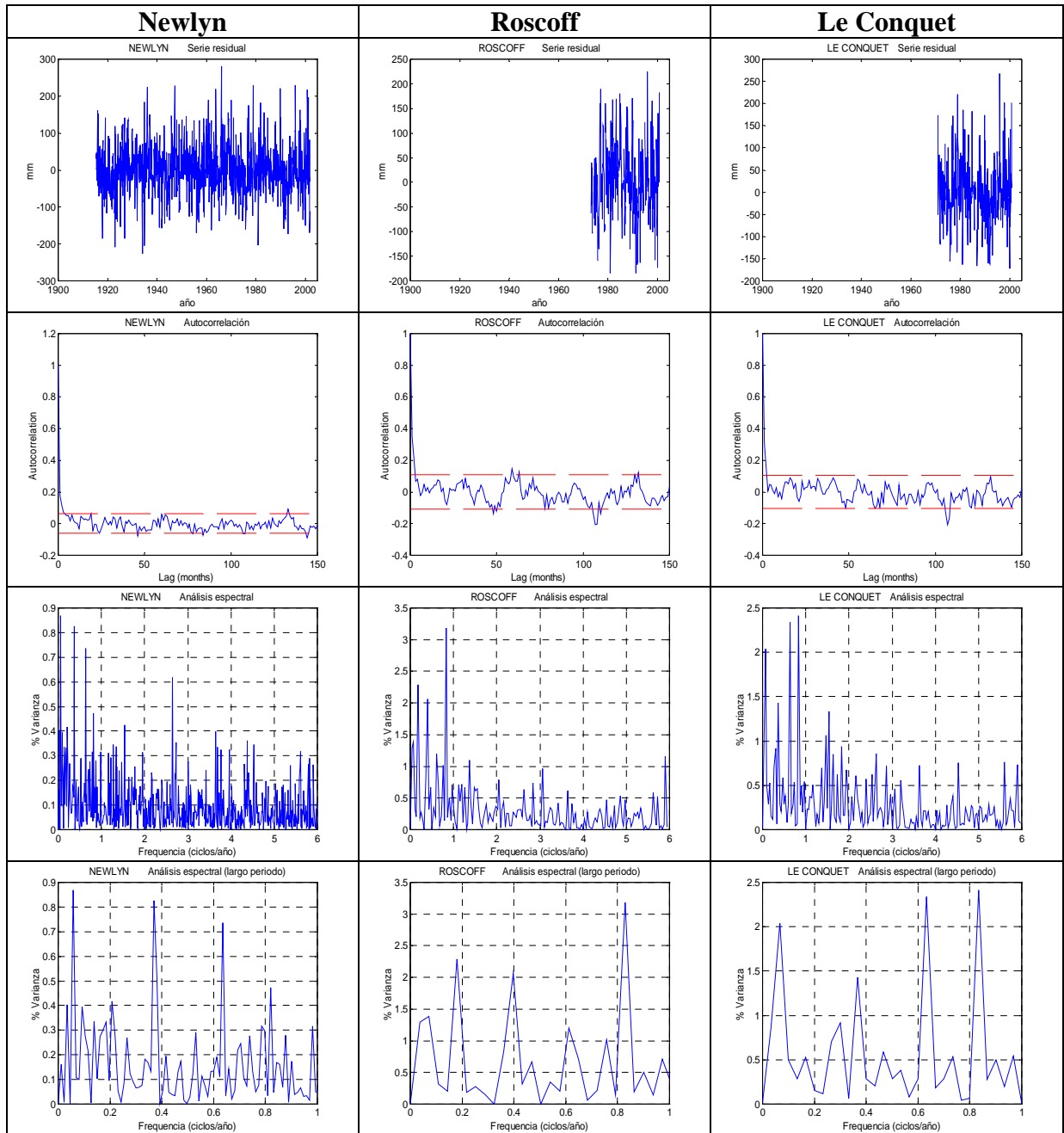


Fig. 5.9a. Residuos, autocorrelaciones y análisis espectral.

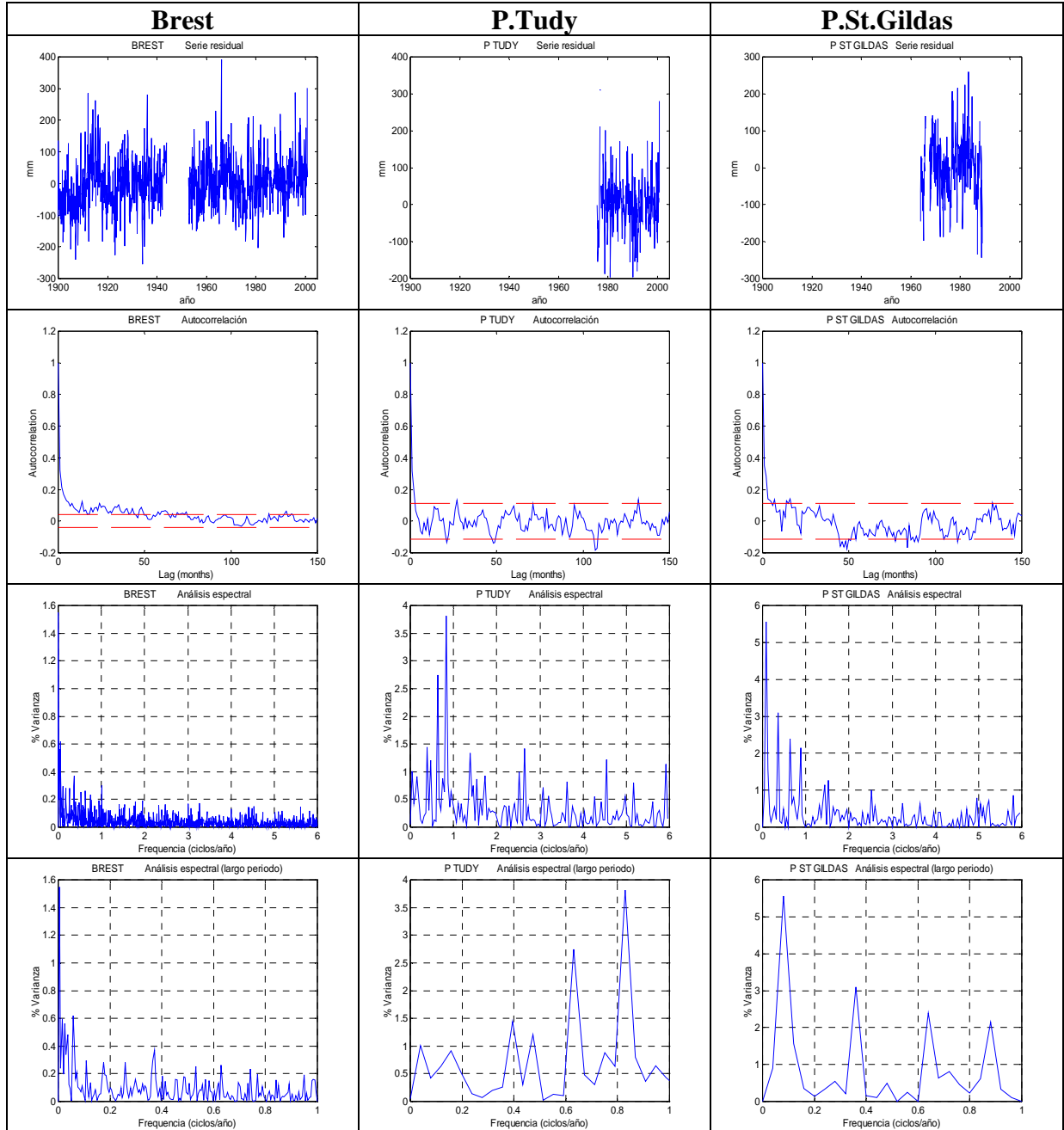


Fig. 5.9b. Residuos, autocorrelaciones y análisis espectral.

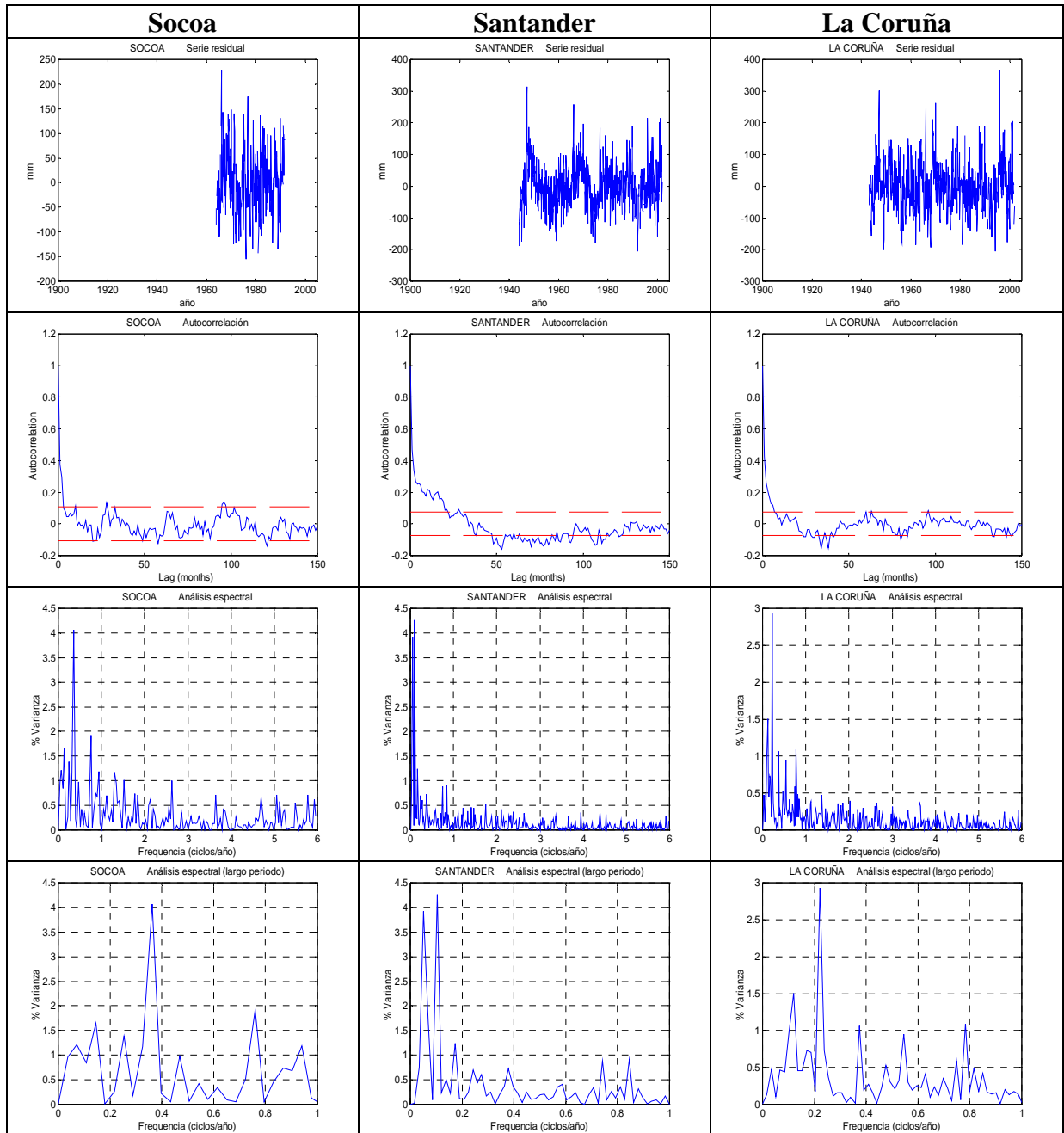


Fig. 5.9c. Residuos, autocorrelaciones y análisis espectral.

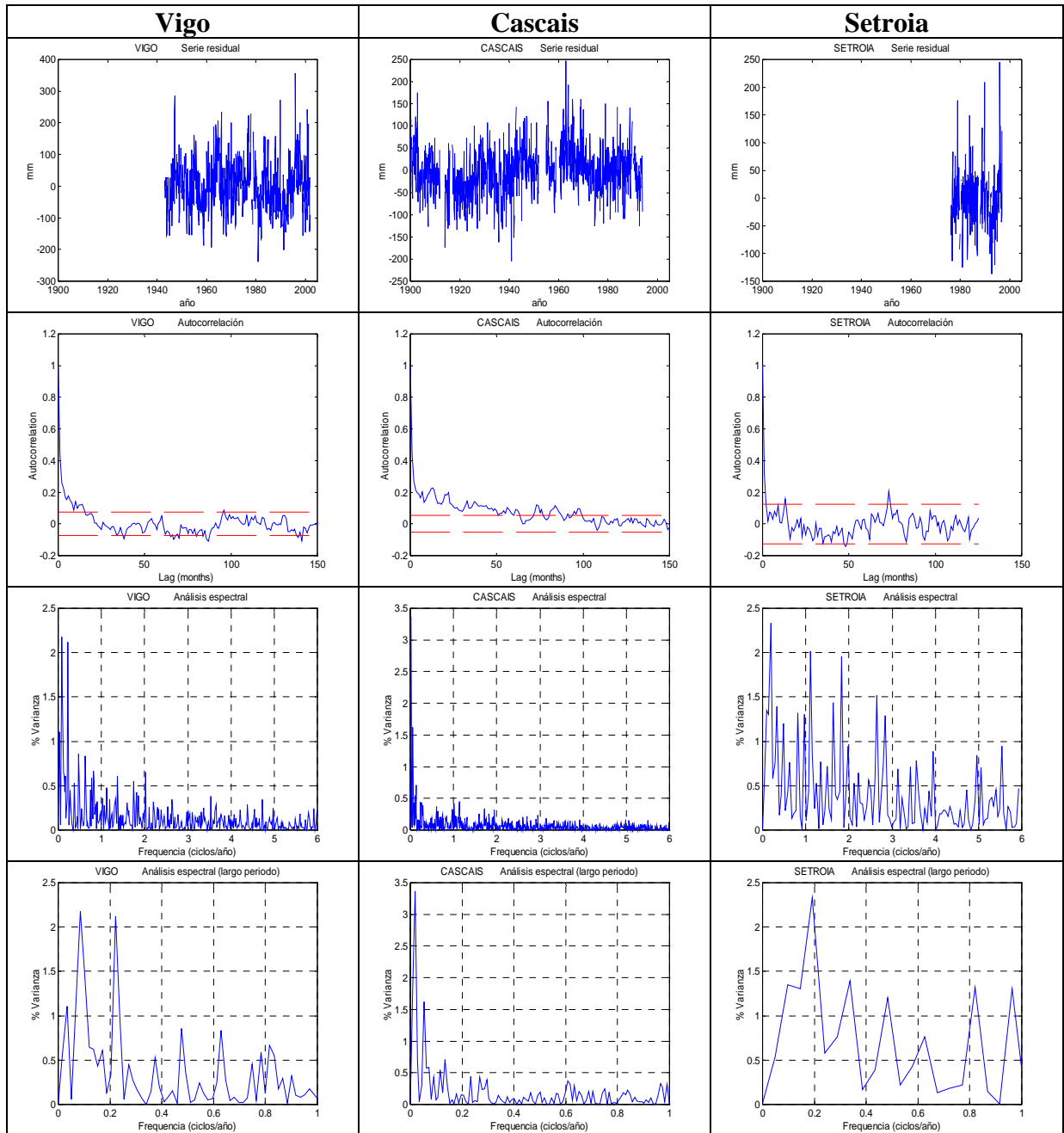


Fig. 5.9d. Residuos, autocorrelaciones y análisis espectral.

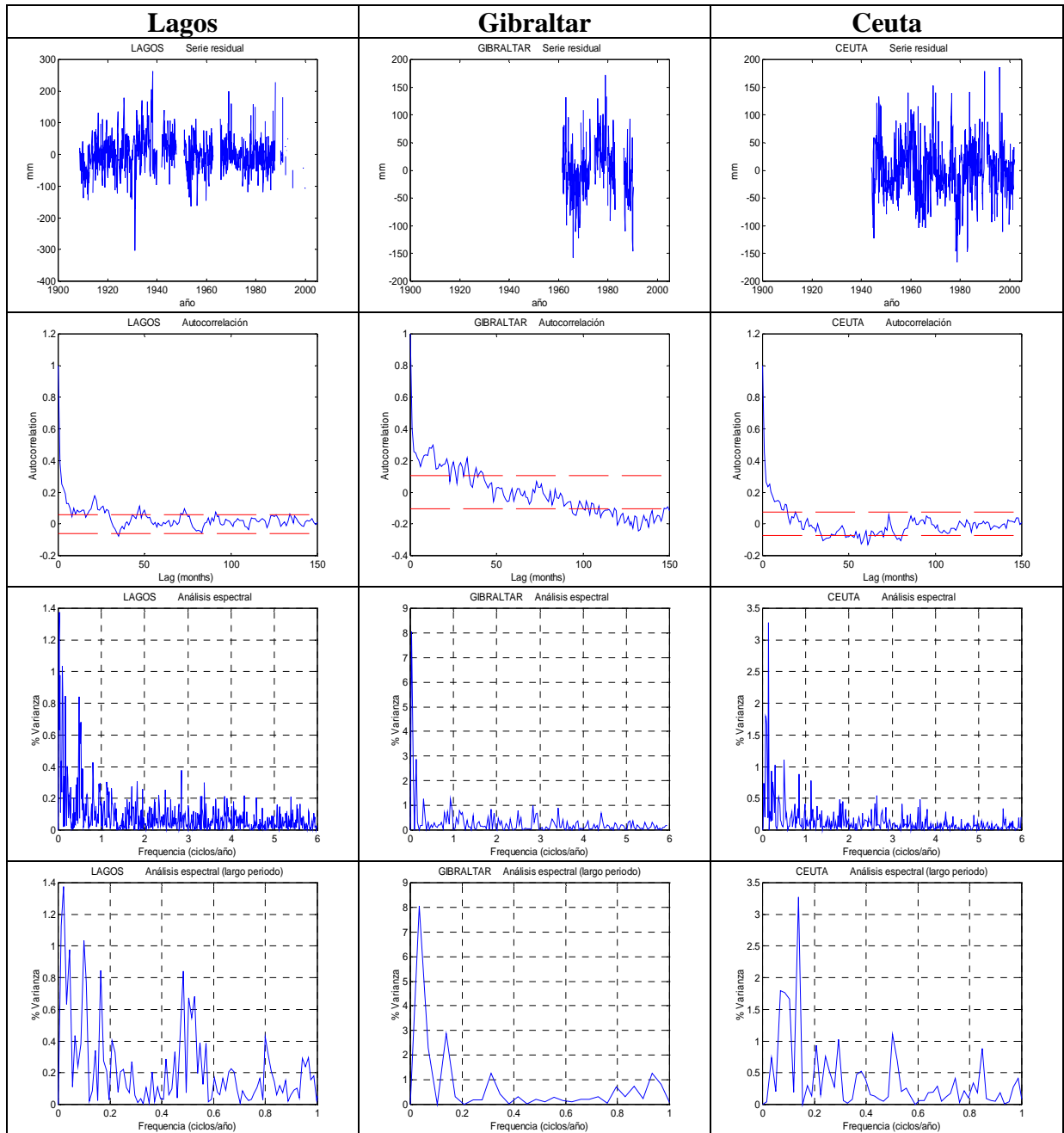


Fig. 5.9e. Residuos, autocorrelaciones y análisis espectral.

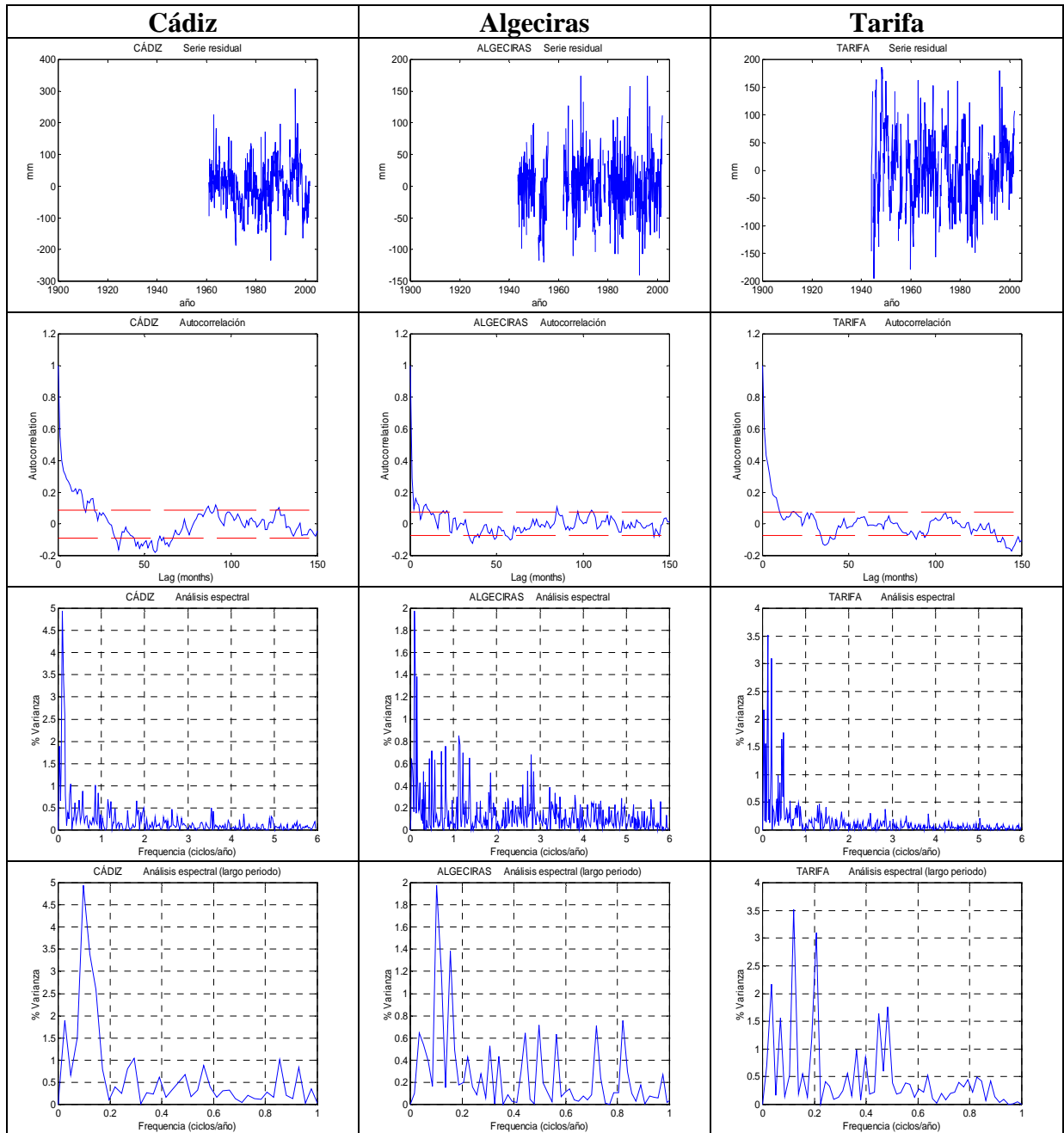


Fig. 5.9f. Residuos, autocorrelaciones y análisis espectral.

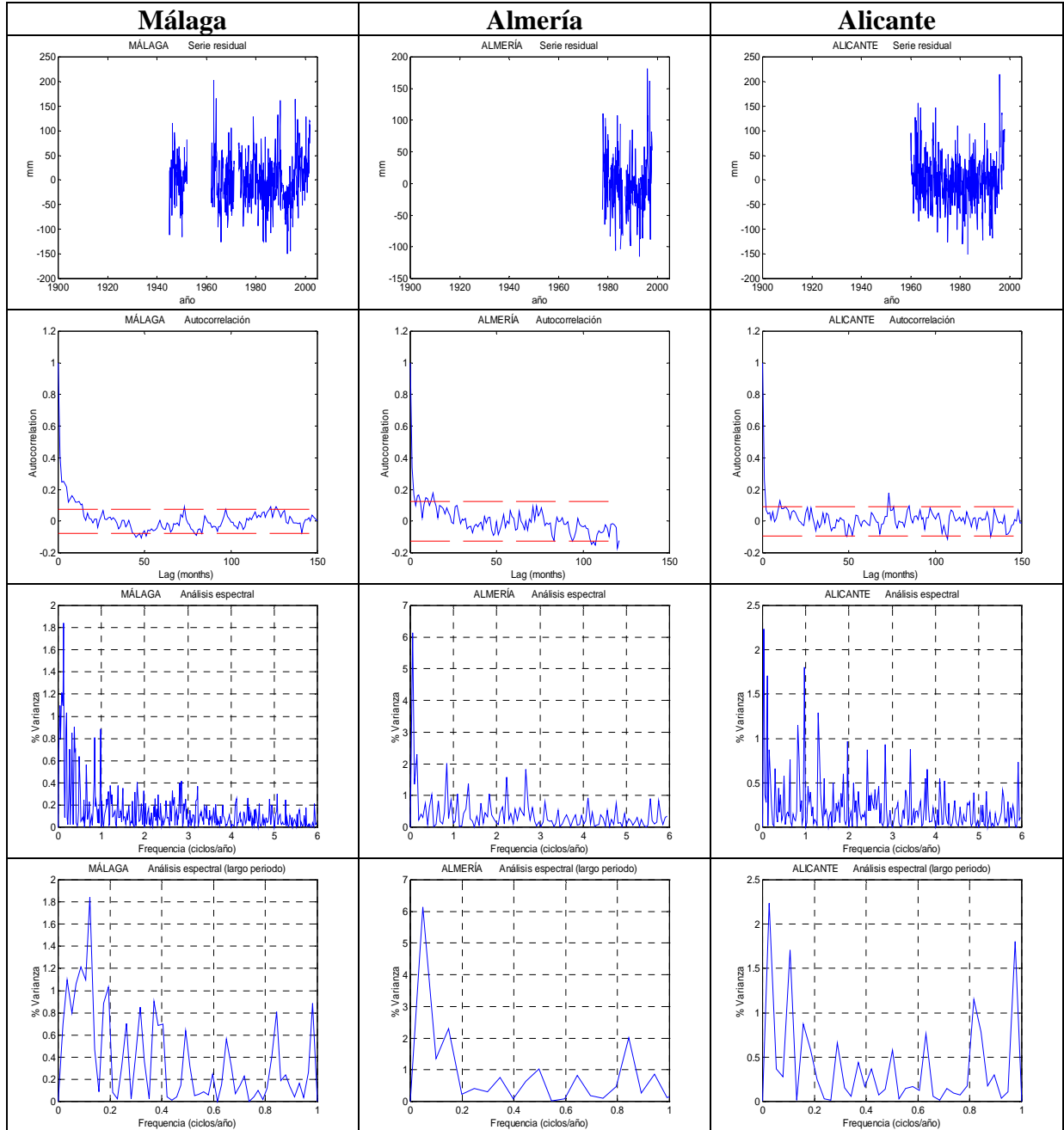


Fig. 5.9g. Residuos, autocorrelaciones y análisis espectral.

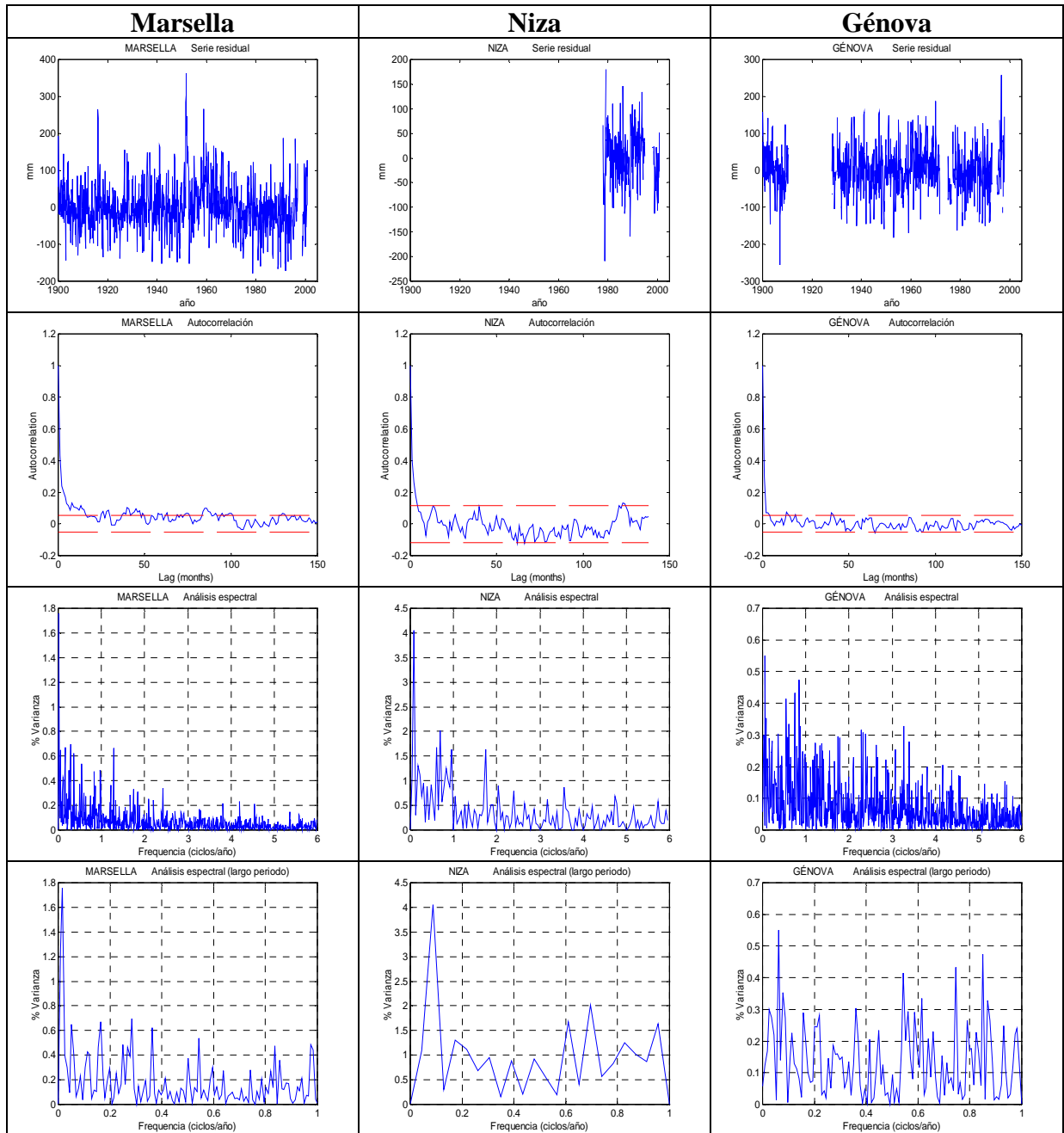


Fig. 5.9h. Residuos, autocorrelaciones y análisis espectral.

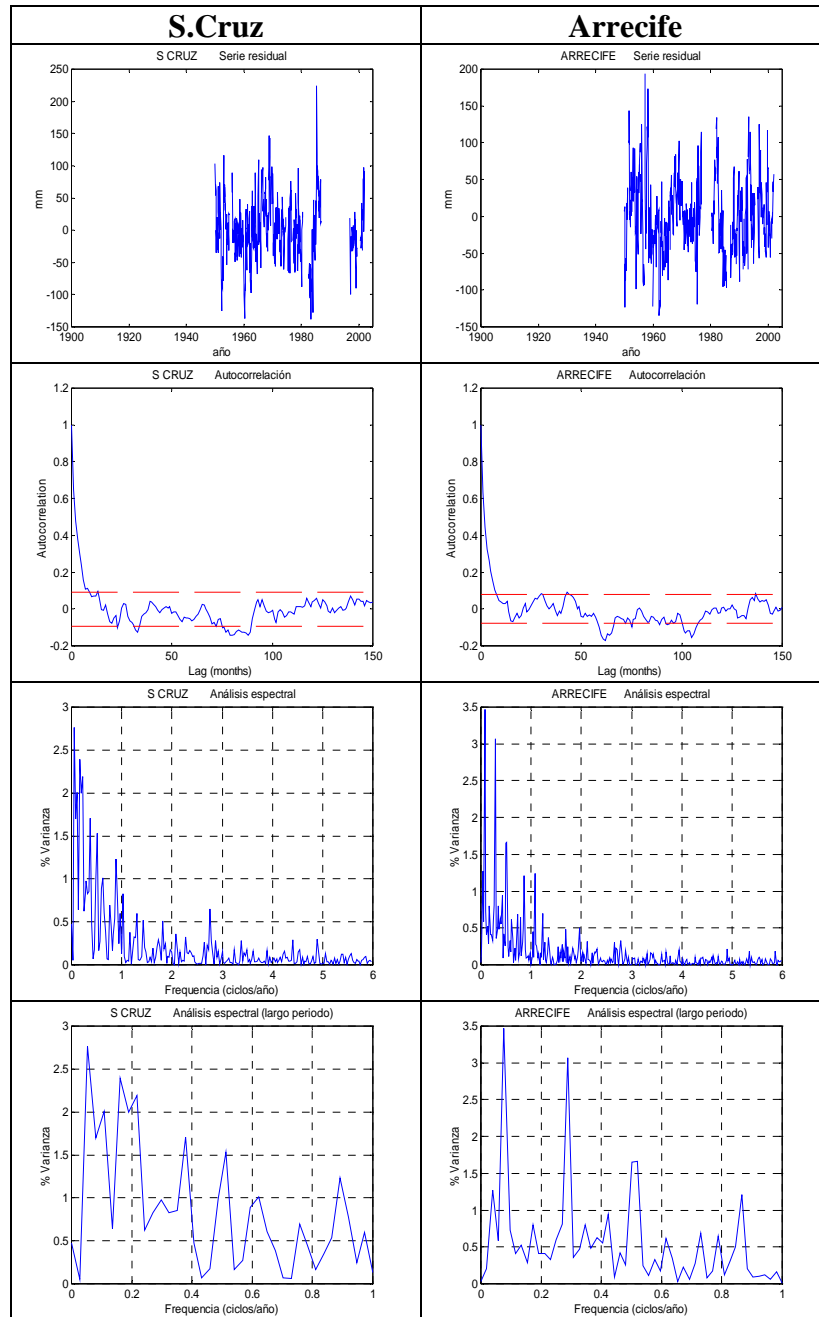


Fig. 5.9i. Residuos, autocorrelaciones y análisis espectral.

6. ANÁLISIS MULTIVARIANTE: FUNCIONES ORTOGONALES EMPÍRICAS

Los estudios de variabilidad oceánica conllevan la obtención y tratamiento de grandes conjuntos de datos procedentes de una distribución más o menos homogénea de estaciones, y por lo tanto es conveniente reducir la matriz original a una menor que contenga la máxima información posible. Uno de los procedimientos más útiles es considerar una combinación lineal de “predictores” o modos, espacialmente ortogonales, cuya respuesta neta sea función del tiempo y contenga a la vez el mayor porcentaje de varianza combinada de las estaciones. Esta técnica denominada de Funciones Empíricas Ortogonales es ampliamente utilizada, tanto en la Oceanografía como en la Meteorología para el estudio de campos multivariantes de variables físicas.

6.1. EVOLUCIÓN HISTÓRICA.

A lo largo de la historia científica, los métodos de análisis más utilizados se han ido plasmando en distintas formulaciones. A veces su origen ha consistido en un mero ejercicio matemático abstracto mientras que otras veces se ha desarrollado por la necesidad de resolver un problema concreto en alguna de las ramas de la Ciencia. El Análisis de Componentes Principales (ACP) surgió de forma simultánea a lo largo del s. XIX, en distintos países y en los campos más dispares, como desarrollo abstracto y como herramienta para resolver problemas asociados a la Biología, Psicometría, Meteorología u Oceanografía.

En Oceanografía el ACP suele denominarse como Análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (EOFs), y es un procedimiento más de las técnicas multivariantes, siendo equivalente a una técnica de reducción de datos ampliamente utilizada en las Ciencias Sociales conocida como Análisis Factorial.

La primera aplicación del ACP en Meteorología tuvo lugar en el Massachusetts Institute of Technology (MIT), donde Wadsworth et al (1948), estudiaron el comportamiento

de la presión atmosférica a nivel del mar en el Hemisferio Norte con el fin de desarrollar un predictor a corto plazo. Una década después, Lorentz (1956) realizó otro estudio que está considerado un clásico en el campo de la predicción atmosférica. Como consecuencia de estos trabajos, las aplicaciones del ACP empezaron a desarrollarse tanto en USA como en el resto de Europa.

Las aplicaciones de esta técnica a la Oceanografía comenzaron aproximadamente una década después del trabajo de Lorentz. Ya Trenberth en 1975 relacionó las oscilaciones de presión en el Hemisferio Sur con la temperatura de la superficie del mar, poco después, Barnett y Davies (1975), y Weare et al. (1976) realizaron también estudios relacionados con la temperatura superficial del Pacífico. A partir de aquí las aplicaciones han sido cada vez más frecuentes.

En Meteorología y Oceanografía el análisis de EOFs viene siendo ampliamente utilizado tanto para el estudio de series en el dominio del tiempo como en el de frecuencias. El análisis convencional puede utilizarse para el estudio de oscilaciones en las series, mientras que para estudiar fenómenos de propagación es preciso estudiar la matriz de covarianzas considerando los desfases (Weare y Nasstrom, 1982), o bien el análisis de componentes principales complejo en el dominio de frecuencias (Wallace y Dickinson, 1972; Horel, 1984)

6.2. BASE TEÓRICA.

El análisis de EOFs es una técnica estadística descriptiva (Jolliffe, 1986) de análisis multivariante que busca la reducción de la matriz de datos iniciales mediante el estudio de las relaciones (correlaciones) entre las variables. El análisis de EOFs pretende reducir el número de variables agrupando su información (varianza) en unas pocas variables teóricas, denominadas factores, independientes entre sí. Para esto es preciso que exista una alta correlación entre las variables empíricas, esto es, que compartan una varianza (variabilidad) común. Estos factores proceden de la necesidad de aportar explicaciones teóricas que expliquen mejor la realidad.

De este modo, si se tiene m variables y p factores, donde debe cumplirse $p > m$, las variables x_i estarán relacionadas con los factores de modo:

$$x_i = \sum_j a_{ij} \cdot F_j$$

o también se puede poner como:

$$F_j = \sum_i b_{ij} \cdot x_i$$

donde los a_{ij} son proporcionales a los vectores propios de la matriz de correlación de las variables y representan el peso de cada variable frente a cada una de las componentes. Los b_{ij} son las puntuaciones de las componentes y representan las correlaciones entre los factores y las variables.

Así un factor es una nueva variable, combinación lineal de las anteriores, que representa la cantidad de varianza que las variables empíricas comparten entre sí, por eso a veces se encuentran en la literatura como factores comunes. Frente a esto, los factores específicos están constituidos por la varianza específica de cada variable. Cada factor esta compuesto de la aportación ponderada de la varianza que cada variable comparte y este coeficiente de ponderación se conoce como peso, carga o saturación de cada variable. De esta manera, las distintas variables ejercen distintas influencias sobre cada factor.

El primer factor es aquel que explica la máxima varianza de los datos originales, el segundo el que explica el mayor tanto por ciento de la varianza restante y así sucesivamente.

Los factores que se obtienen mediante esta técnica tiene como objetivo maximizar la cantidad de varianza explicada, esto es maximizar el poder explicativo de las variables iniciales y en el caso extremo en que el número de factores sea igual al número de variables quedará explicada toda la varianza de las variables y por lo tanto estas quedarán totalmente explicadas.

Antes de realizar una reducción de los datos mediante este método conviene comprobar la bondad de los mismos y su adecuación a un estudio de este tipo. Para ello se pueden utilizar diferentes métodos:

- a. Examinar la matriz de correlaciones y comprobar que los valores son elevados, lo que indica la presencia de información redundante en los datos. Si los valores son pequeños la probabilidad de que compartan factores comunes será pequeña.
- b. Estudiar la matriz anti-imagen de correlaciones, en la cual se muestran las correlaciones parciales entre las variables después de realizado el análisis factorial. Esto indica como explican los factores las variables de la muestra. Es conveniente que se obtengan pocos valores altos para que el análisis de EOFs sea adecuado.
- c. Test de esfericidad de Bartlett (Bartlett, 1954): se usa para chequear la hipótesis de que la matriz de correlaciones no sea una matriz identidad, esto es, que los términos de la diagonal principal sean la unidad y el resto sean nulos. El valor del estadístico del test está basado en una transformación χ^2 del determinante de la matriz de correlaciones, y se obtiene a partir de:

$$\chi^2 = -2 \cdot \text{Ln}(\lambda) = - \left[n - \frac{1}{6} p \cdot (2p^2 + p + 2) \right] \text{Ln}|R|$$

donde p es el número de variables, n el número de casos, R el determinante de la matriz de correlaciones y $\lambda = |R|^{n/2}$

- d. Índice de Kaiser-Mayer-Olkin (Kaiser, 1974). Esta medida es un índice que es utilizado para comparar los valores entre los coeficientes de correlación observados y los parciales. Valores pequeños del KMO indican que el ACP no es un buen análisis para esos datos. Viene dado por la ecuación:

$$KMO = \frac{\sum_{i \neq j} \sum_{i \neq j} r_{ij}^2}{\sum_{i \neq j} \sum_{i \neq j} r_{ij}^2 + \sum_{i \neq j} \sum_{i \neq j} a_{ij}^2}$$

donde r_{ij} es el coeficiente de correlación simple entre las variables i y j ; y a_{ij} es el coeficiente de correlación parcial entre las mismas variables.

El resultado de este test da valores comprendidos entre 0 y 1, para verificar la bondad de los datos el criterio es que los datos son tanto más adecuados cuanto más se aproxime a 1 el valor del KMO.

También existen varios criterios para estimar el número de factores a retener:

- i. Regla de Guttman o de los autovalores (Sharma, 1996): el número de factores a extraer coincide con el número de autovalores de la matriz de correlaciones mayores que la unidad.
- ii. Regla de Scree: se obtiene representando los autovalores frente al número de factores. En el punto en que cambia la pendiente de forma brusca se busca la abcisa; que indica el número de factores a retener.
- iii. Fijando la cantidad de varianza que se quiere explicar
- iv. A priori: no existe un número de factores óptimo sino que es el observador el que fija el número de factores, independientemente del número de datos que se introduzcan.

6.2.1. Rotación de los factores.

La técnica de la rotación se desarrolló para simplificar la interpretación de los factores. Rota el sistema de referencia p -dimensional (siendo p el número de factores) obteniéndose otro sistema de referencia de igual dimensión, con propiedades comunes al primero, esto es, explica la misma cantidad de varianza, pero los pesos son distintos y la varianza explicada de cada factor también, con lo cual en algunos casos se obtienen factores que son más fácilmente interpretables. Las rotaciones pueden ser ortogonales, con lo cual los ángulos entre los p ejes del sistema de referencia se mantienen a 90° , u oblicua donde los ángulos entre los ejes pueden variar.

La elección del tipo de rotación depende del tipo de problema que se estudie. Si interesa que la correlación entre los factores obtenidos sea nula se buscará una rotación ortogonal, en cambio si se buscan unos factores fácilmente interpretables donde la correlación entre los mismos no sea determinante, es mejor optar por una rotación oblicua.

1. Rotación ortogonal

- Quartimax: busca la mejor interpretación de las variables, tratando de minimizar el número de factores necesarios para explicar cada una de ellas. Así busca que los pesos para una variable sean altos sólo en un factor y bajos en el resto.
- Varimax: busca la mejor interpretación de los factores, luego los pesos son altos para un factor y bajos para el resto.
- Equamax: es combinación de los dos métodos anteriores y busca una solución intermedia entre ambos.

2. Rotación oblicua: los algoritmos son mucho más variados y se elige uno u otro en función del paquete estadístico con el que se trabaje.

Una vez obtenidos los factores hay que comprobar si se adecuan a los objetivos buscados, para lo cual es conveniente tener en cuenta que si los pesos son menores que 0.3 en valor absoluto, las relaciones son poco significativas y sólo si son mayores que 0.5 en valor absoluto se puede considerar que las relaciones entre las variables y los factores son importantes.

6.3. RESULTADOS EN LAS SERIES UTILIZADAS.

Los grupos o asociaciones de estaciones definidos en este trabajo (fig.6.1.) se han determinado mediante un análisis de EOF en el área completa de estudio de las series

residuales, seleccionando entonces las variables más explicativas y construyendo los diferentes grupos de estaciones a analizar. Los análisis de EOF posteriores se han llevado a cabo sobre los periodos temporales en los que existen datos comunes en todas estaciones implicadas en ese área y en cada caso se ha mantenido el criterio del 75% de la varianza explicada mediante los EOFs.

Para determinar las distintas zonas se ha realizado en análisis de EOFs previo sobre el periodo de datos común a todas las series temporales implicadas en este estudio (27 series). Los modos obtenidos se han correlacionado con las series residuales buscando los coeficientes de correlación más altos. Atendiendo a este criterio y considerando simultáneamente las distintas regiones geográficas comprendidas en este estudio se han definido los grupos.

Una vez agrupadas series de estaciones con comportamientos similares mediante la técnica de los EOF y determinados los modos principales de variabilidad para esa zona, se ha realizado un análisis espectral de dichos periodos comunes así como de los modos obtenidos mediante el análisis de EOFs explicativos de la zona con el fin de comprobar qué parte de la variabilidad conservan y a qué series se puede asociar principalmente esta variabilidad.

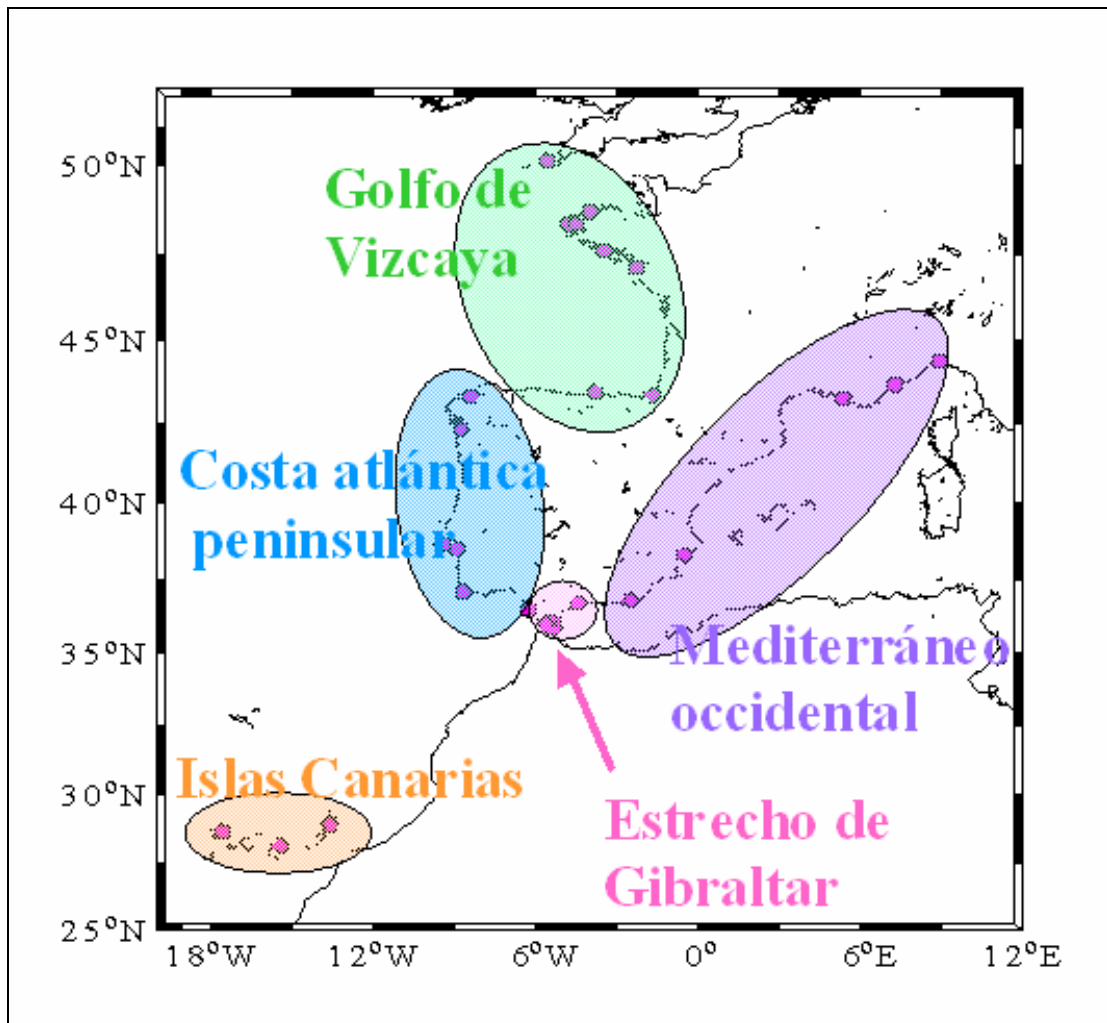


Fig. 6.1. Grupos determinados por el análisis de EOFs realizado sobre las series de residuos.

En el caso de no tener series totalmente fiables por diversas razones, se han efectuados dos análisis de EOFs, el primer escenario con todas las estaciones introducidas, y el segundo eliminando las series con algún tipo de problemática, lográndose de esta forma reducir el número de modos necesarios para explicar el 75% de la variabilidad total de las series, de acuerdo con el criterio anteriormente expuesto.

6.3.1. Cluster 1: Golfo de Vizcaya.

Escenario 1

Varianza total explicada:

	AUTOVALORES			Matriz Coef. Corr. EOFs	
	Autovalor	% Varianza	% Acumulada	Estaciones	EOF1
EOF1	5,239	87,314	87,314	Newlyn	0,954
EOF2	0,286	4,761	92,075	Roscoff	0,941
EOF3	0,159	2,650	94,726	Le Conquet	0,948
EOF4	0,143	2,385	97,111	Brest	0,932
EOF5	9,438E-02	1,573	98,684	P. Tudy	0,946
EOF6	7,896E-02	1,316	100,000	P. St. Gildas	0,883

Número de datos analizados: 160. Periodo con datos comunes: Sept 1975- Dic 1988. KMO=0.923

Escenario 2

La estación de P.St.Gildas ha sido eliminada debido a problemas de estabilidad al final del registro. La varianza explicada es ligeramente mayor, y el número de datos comunes utilizados se ha incrementado, lo cual favorece el poder encontrar ciclos comunes de periodo mayor y asegura que los resultados den una mejor representatividad de la variabilidad de la zona.

Varianza total explicada

	AUTOVALORES			Matriz Coef. Corr. EOFs	
	Autovalor	% Varianza	% Acumulada	Estaciones	EOF1
EOF1	4,549	90,980	90,980	Newlyn	0,960
EOF2	0,164	3,289	94,269	Roscoff	0,949
EOF3	0,129	2,577	96,846	Le Conquet	0,965
EOF4	8,418E-02	1,684	98,530	Brest	0,944
EOF5	7,350E-02	1,470	100,000	P. Tudy	0,951

Número de datos analizados: 304. Periodo: Sept 1975- Dic 2000. KMO=0.908

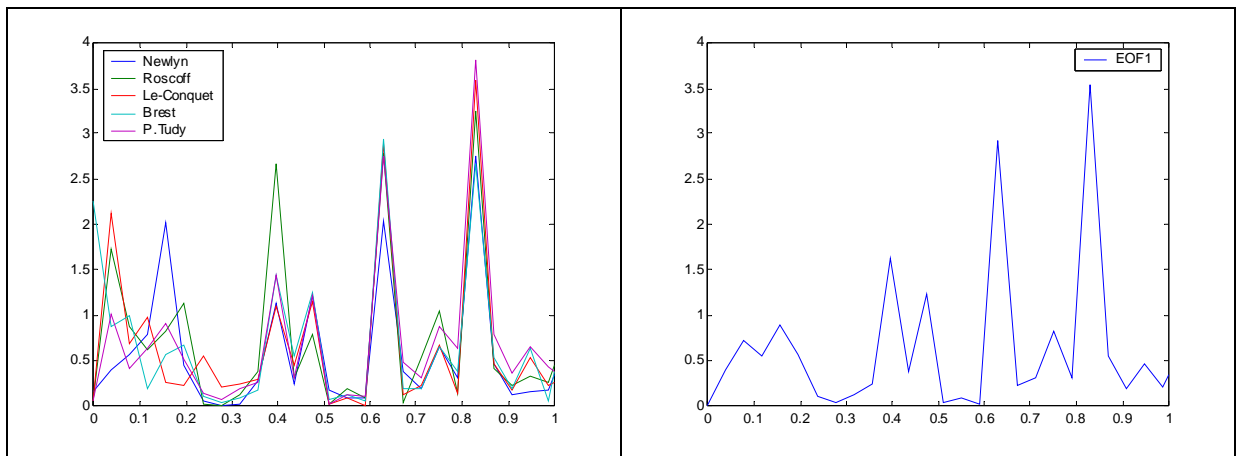


Fig 6.2a. Análisis espectral de las series residuales en el periodo común sobre el que se ha realizado el análisis de EOFs (derecha) y análisis espectral del EOF obtenido (izquierda).

Los principales ciclos encontrados al hacer el análisis espectral del periodo común de datos son 5,33, 2,67, 1,60 y 1,14 años, como muestra el EOF. Algunas estaciones tienen ciclos significativos de 16,00 o 8,00 años. El EOF muestra un coeficiente de correlación muy alto (mayor que 0,900) con Newlyn, Roscoff, Le Conquet, Brest y P. Tudy, y ligeramente menor con Santander (0,889) y Socoa (0,789). Esto se puede apreciar en la fig. 6.2. donde hay una gran coherencia entre los resultados del análisis espectral del EOF y de los periodos comunes de las series.

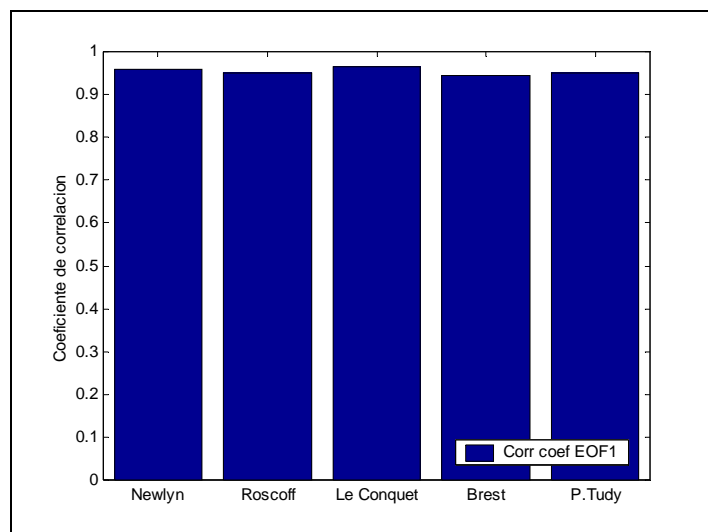


Fig 6.2b. Coeficiente de correlación entre el EOF y las series residuales

6.3.2. Cluster 2: Costa atlántica peninsular.

Escenario 1

Varianza total explicada.

	AUTOVALORES			Matriz Coef. Corr. EOFs		
	Autovalor	% Varianza	% Acumulada	Estaciones	EOF1	EOF2
EOF1	4,719	58,990	58,990	Socoa	0,645	-0,571
EOF2	1,416	17,696	76,686	Santander	0,756	-0,518
EOF3	0,513	6,409	83,095	La Coruña	0,873	-0,258
EOF4	0,466	5,827	88,922	Vigo	0,817	-0,237
EOF5	0,327	4,085	93,006	Cascáis	0,861	0,344
EOF6	0,288	3,606	96,612	Setroia	0,843	0,328
EOF7	0,183	2,293	98,905	Lagos	0,608	0,586
EOF8	8,757E-02	1,095	100,000	Cádiz	0,692	0,360

Número de datos analizados: 184. Periodo: Abr 1976- Ago 1991. KMO=0.854

Escenario 2

La estación de Socoa ha sido eliminada por problemas de estabilidad. El porcentaje de varianza explicada de este modo con los dos primeros EOFs es mayor que en el escenario 1, aunque el KMO es algo inferior. También aumenta el número de datos utilizados.

Varianza total explicada

	AUTOVALORES			Matriz Coef. EOFs		
	Autovalor	% Varianza	% Acumulada	Estaciones	EOF1	EOF2
EOF1	4,373	62,475	62,475	Santander	0,715	-0,575
EOF2	1,118	15,968	78,443	Coruña	0,857	-0,346
EOF3	0,491	7,018	85,461	Vigo	0,802	-0,332
EOF4	0,430	6,145	91,606	Cascáis	0,891	0,255
EOF5	0,312	4,451	96,056	Setroia	0,879	0,189
EOF6	0,189	2,695	98,752	Lagos	0,610	0,614
EOF7	8,739E-02	1,248	100,000	Cádiz	0,739	0,279

Número de datos analizados: 213. Periodo con datos comunes: Abr 1976- Dic 1993.
KMO=0,834

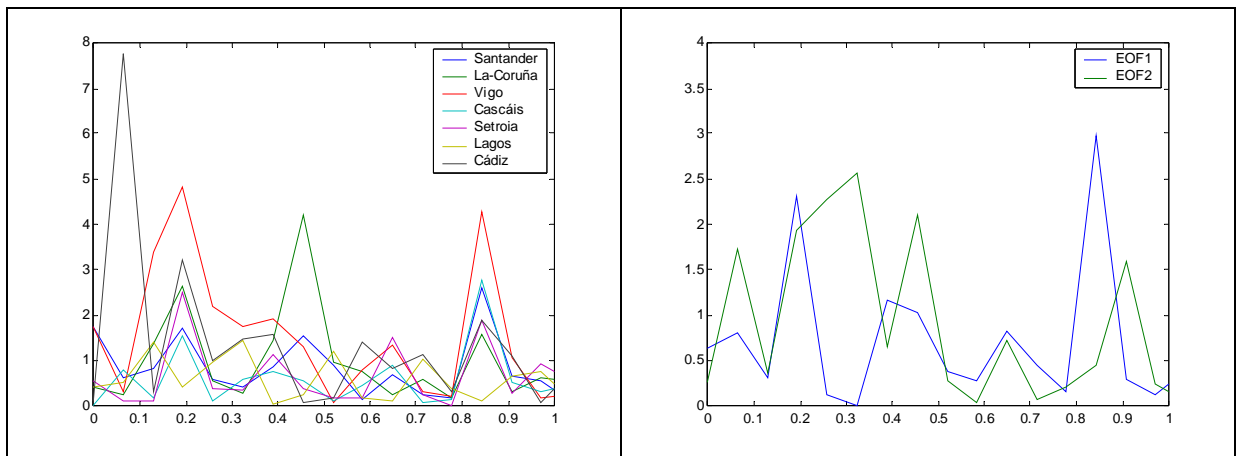


Fig 6.3. Análisis espectral de las series residuales en el periodo común sobre el que se ha realizado el análisis de EOFs (derecha) y análisis espectral de los EOFs obtenido (izquierda).

Aunque las estaciones muestran ciclos de 1 ó 2 años, el EOF sólo muestra ciclos importantes de 8,87 y 5,62. El coeficiente de correlación entre los EOFs y las series residuales de las estaciones son los siguientes: Coruña (EOF1, 0,883 y EOF2 -0,381), Vigo (0,780, -0,464) Cascaís (0,927, 0,164), Setroia (0,905, 0,110) y Lagos (0,657, 0,651). Así el EOF2 explica mayormente la variabilidad asociada a La Coruña y Vigo (inversamente correlacionados), y Lagos (directamente correlacionado) mientras que el EOF1 mantiene la varianza asociada a todas las series.

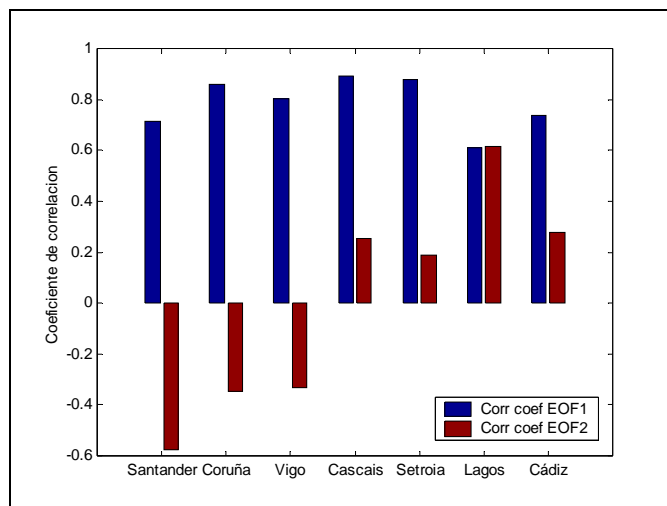


Fig 6.3b. Coeficiente de correlación entre los EOFs y las series residuales

6.3.3. Cluster 3: Estrecho de Gibraltar.

Escenario 1

Varianza total explicada

	AUTOVALORES			Matriz Coef. Corr EOFs			
	Autovalor	% Varianza	% Acumulada	Estaciones	EOF1	EOF2	EOF3
EOF1	2,887	57,736	57,736	Algeciras	0,812	0,078	-0,152
EOF2	0,679	13,587	71,323	Tarifa	0,725	-0,477	-0,366
EOF3	0,644	12,882	84,205	Málaga	0,851	-0,167	0,069
EOF4	0,444	8,889	93,095	Gibraltar	0,686	0,646	-0,207
EOF5	0,345	6,905	100,000	Ceuta	0,713	-0,026	0,663

Número de datos analizados: 347. Periodo: Jul 1961- May 1990. KMO=0,820

Escenario 2

La estación de Gibraltar fue eliminada debido a problemas de homogeneidad del registro. La varianza explicada con los EOF1 y EOF2 es mayor que en el escenario 1. La cantidad de datos comunes utilizados para realizar el análisis es también mucho mayor.

Varianza total explicada

	AUTOVALORES			Matriz Coef. Corr EOFs		
	Autovalor	% Varianza	% Acumulada	Estaciones	EOF1	EOF2
EOF1	2,429	60,720	60,720	Algeciras	0,848	-0,073
EOF2	0,689	17,231	77,951	Tarifa	0,700	0,627
EOF3	0,510	12,759	90,710	Málaga	0,832	0,017
EOF4	0,372	9,290	100,000	Ceuta	0,727	-0,539

Número de datos analizados: 684. Periodo: Ene 1945- Dic 2001. KMO=0,767

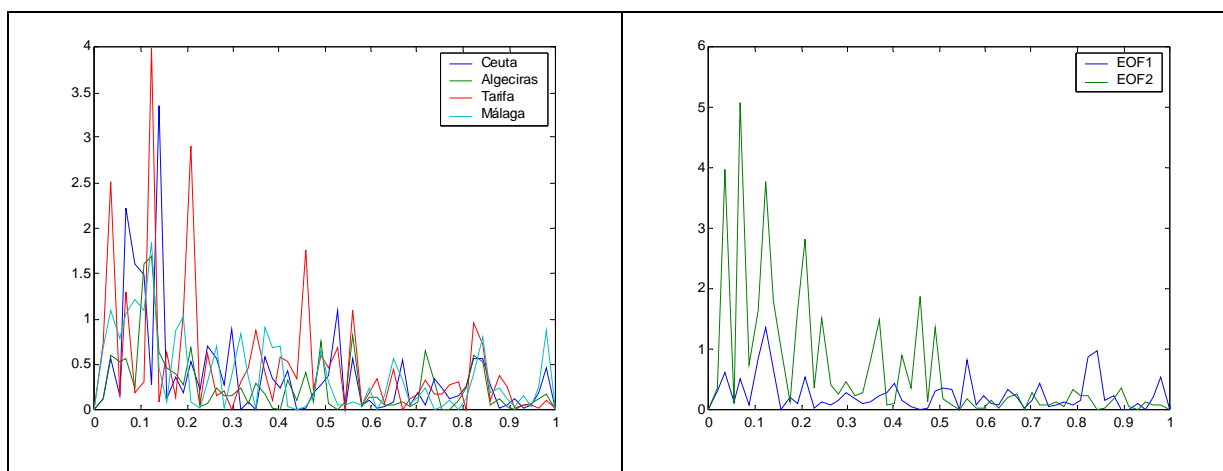


Fig 6.4. Análisis espectral de las series residuales en el periodo común sobre el que se ha realizado el análisis de EOFs (derecha) y análisis espectral de los EOFs obtenido (izquierda).

El que las longitudes de datos comunes sea mucho mayor que en las otras zonas permite una mayor definición en el análisis espectral y determina poder encontrar ciclos de periodos mayores que en los otros casos. Los ciclos principales son de 8,14, 9,50, 11,40, 14.25, 28,50 años. Además, Tarifa muestra ciclos con varianza superior a 1,00 de 5,18 y 4,75 años y también Málaga presenta un ciclo de 5,18 años. El EOF1 mantiene la varianza asociada al ciclo de 8,14 años principalmente y está bien correlacionado con todas las series (coeficiente de correlación mayor que 0,700) mientras que el EOF2 aporta la variabilidad asociada al resto de los ciclos y presenta aceptablemente buenos coeficientes de correlación con Tarifa (0,627) y Ceuta (-0,539).

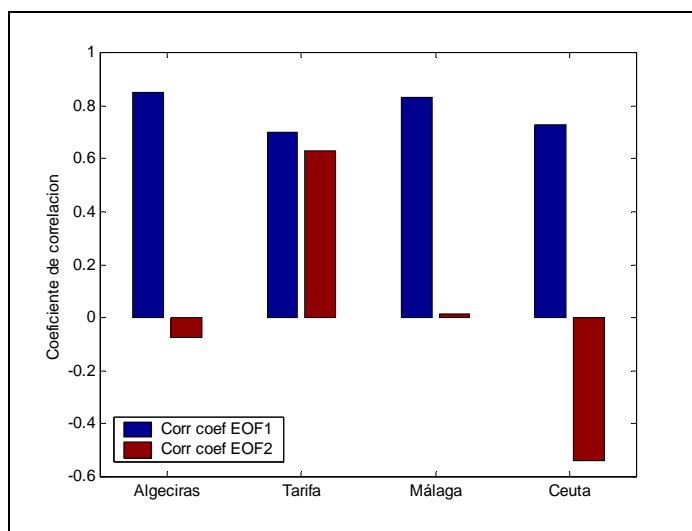


Fig 6.3b. Coeficiente de correlación entre los EOFs y las series residuales

6.3.4. Cluster 4: Mediterráneo occidental.

Los ciclos más significativos se encuentran a los 10,00; 6,67 y entre los 1,18-1,67 año. El EOF1 está bien correlacionado (coeficiente correlación mayor que 0,750) con todas las series presentando valores especialmente altos (mayores que 0,900) con Alicante y Marsella. El EOF2 presenta correlación inversa con Almería (-0,480) y Alicante (-0,301), y correlación directa con Niza (0,586) y Genova (0,329); Marsella, que está situada en medio de este dipolo, no presenta correlación con el EOF2. Este hecho puede indicar algún tipo de comportamiento opuesto entre el eje Niza-Genova y Almería-Alicante.

Varianza total explicada

	AUTOVALORES			Matriz Coef. Corr EOFs		
	Autovalor	% Varianza	% Acumulada	Estaciones	EOF1	EOF2
EOF1	3,424	68,481	68,481	Almería	0,820	-0,480
EOF2	0,772	15,449	83,930	Alicante	0,912	-0,301
EOF3	0,460	9,210	93,140	Marsella	0,922	0,011
EOF4	0,231	4,613	97,753	Niza	0,692	0,586
EOF5	0,112	2,247	100,000	Génova	0,769	0,329

Número de datos analizados: 242. Periodo: Ene 1978-Dic 1997. KMO=0,793.

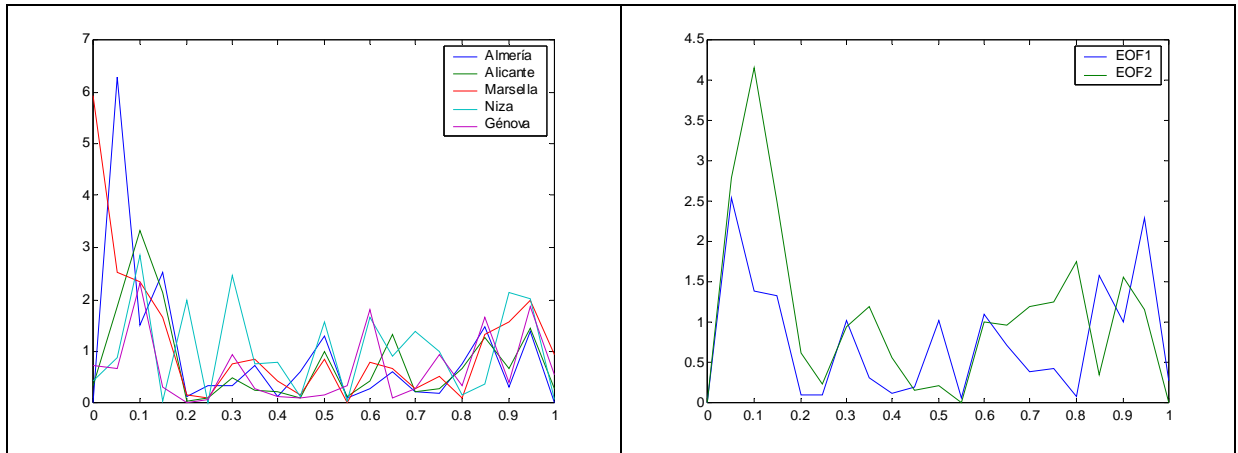


Fig 6.5. Análisis espectral de las series residuales en el periodo común sobre el que se ha realizado el análisis de EOFs (derecha) y análisis espectral de los EOFs obtenido (izquierda).

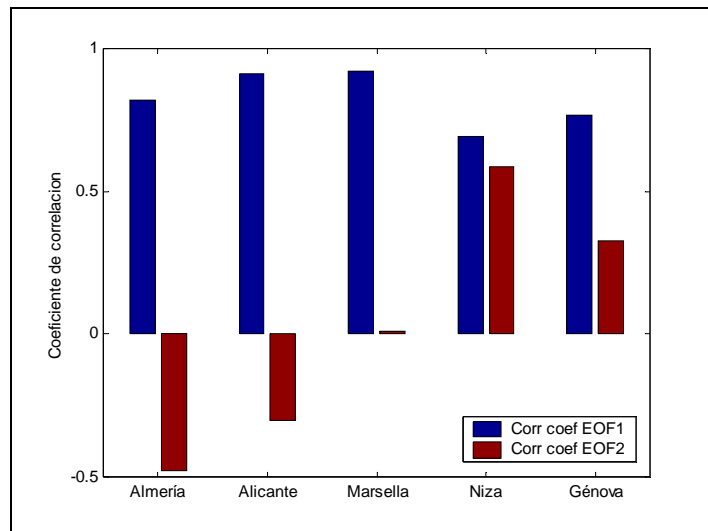


Fig 6.5b. Coeficiente de correlación entre los EOFs y las series residuales

6.3.5. Cluster 5: Islas Canarias.

Para las islas Canarias encontramos los resultados menos favorables al realizar un análisis de EOFs, con un KMO poco significativo. Sin embargo el primer EOF obtenido es capaz de explicar el 77% de la varianza total. La gran cantidad de saltos en el registro y los distintos problemas de estabilidad de la zona hace que estos resultados tengan que ser tomados con precaución.

Varianza total explicada

	AUTOVALORES			Matriz Coef. Corr EOFs	
	Autovalor	% of Varianza	% Acumulada	Estaciones	EOF1
EOF1	1,543	77,157	77,157	Arrecife	0,878
EOF2	0,457	22,843	100,000	Sta. Cruz	0,878

Número de datos analizados: 443. Periodo: Ene 1950-Dic 1986. KMO=0,500

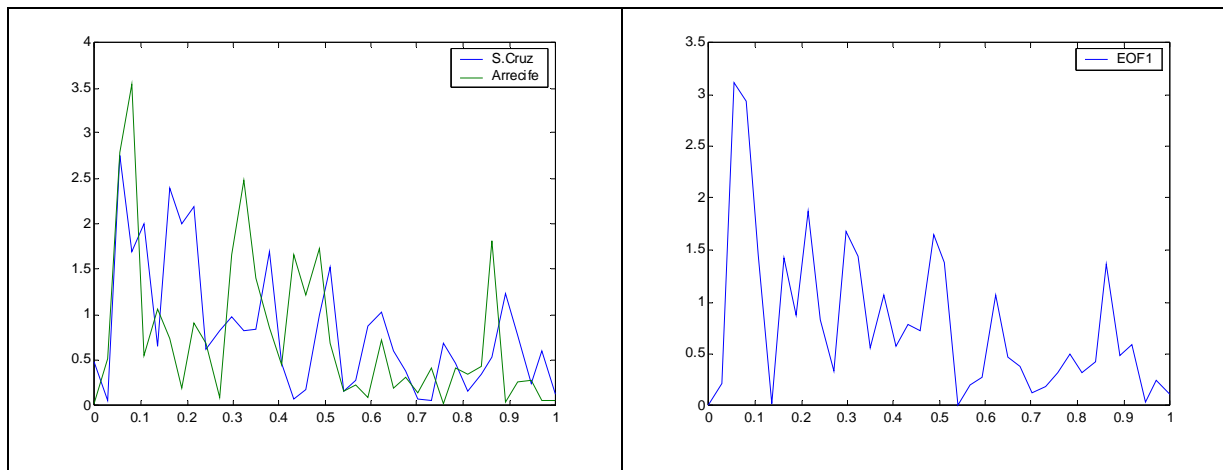


Fig 6.6. Análisis espectral de las series residuales en el periodo común sobre el que se ha realizado el análisis de EOFs (derecha) y análisis espectral de los EOFs obtenido (izquierda).

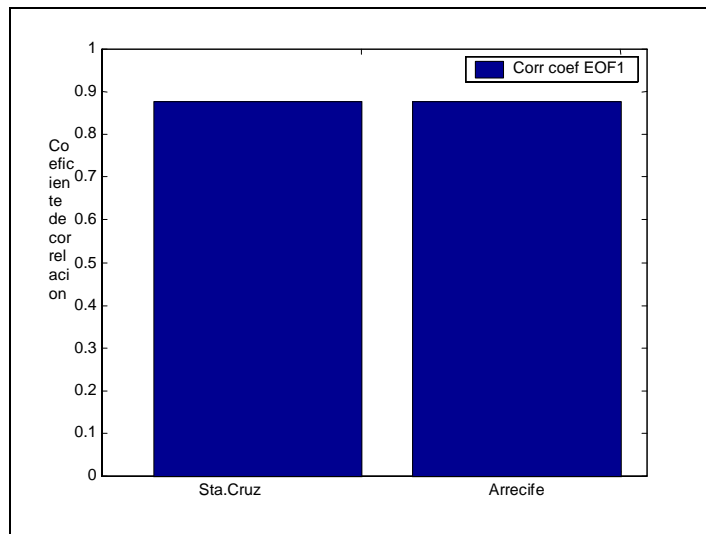


Fig 6.6b. Coeficiente de correlación entre el EOF y las series residuales

7. COHERENCIA DE SEÑALES ENTRE EL OCÉANO, LA ATMÓSFERA Y EL NIVEL DEL MAR

7.1. MÉTODO DE ESTUDIO.

Las funciones de correlación cruzada pueden ser utilizadas para determinar cuál es el grado de relación entre dos registros en el dominio del tiempo, mientras que la correlación espectral cruzada muestra la relación entre las oscilaciones de ambas series para un rango específico en el dominio de frecuencias.

7.1.1. Correlación cruzada.

La función de covarianza cruzada entre dos series temporales $X_1(t)$ y $X_2(t)$ se define como:

$$C_{12}(\tau) = \frac{1}{N-m} \sum X_1(m\Delta t) \cdot X_2(m\Delta t + \tau)$$

donde $\tau = m\Delta t$ es el desfase temporal para $M=0,1,2,\dots,M$, siendo $M \ll N$. La división por el producto de las funciones de autocovarianza para cada serie considerando el desfase nulo permite obtener la función de coeficientes de correlación cruzada:

$$\rho_{12}(\tau) = \frac{C_{12}(\tau)}{\sqrt{C_{11}(0) \cdot C_{22}(0)}}$$

Se debe considerar cuidadosamente la interpretación de la correlación y tener en cuenta que muchos problemas aparecen al aumentar el desfase, ya que esto provoca una disminución del periodo común de muestreo, lo que lleva aparejado una disminución también de la fiabilidad estadística del resultado. En muchos casos las componentes de baja frecuencia en las series temporales geofísicas hacen inútil el alargar los desfases temporales más allá de un 10-20% de la longitud total de las series (Emery y Thomson, 2001).

7.1.2. Correlación espectral cruzada. (CEC)

La utilidad de este análisis radica en que permite relacionar el comportamiento de dos magnitudes completamente diferentes. La estimación de la función de densidad cruzada precisa de dos series que compartan el mismo periodo temporal y el mismo intervalo de muestreo. El espectro cruzado considera términos que generalmente pertenecen al campo complejo donde tanto la parte real como la imaginaria aportan información acerca del comportamiento conjunto de ambas variables.

Hay dos formas de cuantificar la contribución de las partes real e imaginaria. La primera consiste en considerar el espectro cruzado como el producto de funciones de amplitud y se conoce como espectro de amplitud cruzada, que da información de la distribución de co-amplitudes con la frecuencia, y una función de fase denominada espectro de fase que indica el ángulo (tiempo) de desfase entre una serie y la otra. Alternativamente se pueden considerar una función de densidad común (co-espectro) que define el grado de co-oscilación para el que los constituyentes de la frecuencia de ambas series oscilan en fase y una función de densidad espectral de cuadratura que define el grado de co-oscilación para las constituyentes de la frecuencia que están desfasados en $\pm 90^\circ$.

Considerando las series temporales $x_1(t)$ y $x_2(t)$, para un periodo de muestreo común. A partir de sus transformadas de Fourier, $X_1(f_n)$ y $X_2(f_n)$, se pueden calcular las densidades espectrales:

$$G_{11}(f_n) = \frac{2}{N \cdot \Delta t} [X_1^*(f_n) \cdot X_1(f_n)]$$

$$G_{22}(f_n) = \frac{2}{N \cdot \Delta t} [X_2^*(f_n) \cdot X_2(f_n)]$$

$$G_{12}(f_n) = \frac{2}{N \cdot \Delta t} [X_1^*(f_n) \cdot X_2(f_n)]$$

y a partir de aquí el valor de la coherencia cuadrática es definida como la razón:

$$\gamma_{12}^2(f_n) = \frac{|G_{12}(f_n)|^2}{G_{11}(f_n) \cdot G_{22}(f_n)}$$

que está definida dentro del intervalo [0, 1].

El desfase entre las dos señales para una frecuencia f_n , se calcula como:

$$\phi_{12}(f_n) = \arctan\left(\frac{B_{12}(f_n)}{A_{12}(f_n)}\right)$$

donde A_{12} y B_{12} son la parte real y la parte imaginaria respectivamente de $G_{12}(f_n)$.

Dos señales de frecuencia f_k son consideradas altamente coherentes si $\gamma_{12}^2(f_n) \approx 1$ y $\phi_{12}(f_n) \approx 0$. La estimación de $\gamma_{12}^2(f_n)$ es uno de los problemas más complicados del análisis de series temporales ya que presenta una fuerte dependencia con el ruido de la serie. Además conviene tener en cuenta que el valor de la fase no es fiable si la amplitud de la coherencia cuadrática cae por debajo del nivel de confianza del 90-95% para una frecuencia f_k dada.

7.2. RELACIÓN ENTRE LA NAO Y EL NIVEL DEL MAR.

La NAO (Oscilación del Atlántico Norte) es uno de los patrones recurrentes más importantes en la variabilidad de la circulación atmosférica, regulando la variabilidad del clima desde la costa Este de los EEUU hasta Siberia, y desde el Ártico hasta el Atlántico subtropical, especialmente durante los meses de invierno. Influye en la temperatura y precipitación que se registran en toda Europa y por lo tanto su análisis de correlación puede indicar la interrelación entre las variables atmosféricas y oceánicas.

La NAO está relacionada con la redistribución de la masa atmosférica entre el Ártico y el Atlántico subtropical, oscilando de una fase a otra y produciendo grandes cambios en la

velocidad media y dirección del viento que sopla sobre el Atlántico, el transporte de calor y vapor de agua entre el Atlántico y los continentes que lo limitan, y la intensidad y número de tormentas. La relación entre la NAO y las variaciones de temperatura superficial, régimen de tormentas y precipitación, así como la respuesta de los ecosistemas a las variaciones de la NAO son importantes para el estudio del cambio climático global. Además, la bondad de las cosechas, la gestión del agua, la demanda energética, y el comportamiento de los bancos de peces, entre otras muchas cosas, están directamente afectados por la NAO. Así las variaciones de la NAO son importantes no sólo desde un punto de vista académico, sino también para la sociedad, la economía y el medio ambiente.

7.2.1. Conceptos sobre la NAO.

La NAO se puede considerar como un fenómeno que recoge las variaciones de la presión atmosférica a nivel del mar en el Hemisferio Norte. Así, la NAO es el único patrón de teleconexión evidente en el Hemisferio Norte a lo largo de todo el año (Barnston y Livezey, 1987). Diversos estudios mediante análisis de EOF han llevado a una caracterización espacial de la misma.

- En la estación invernal (Dic-Feb) la NAO recoge más de un tercio de la variabilidad total de la presión atmosférica a nivel del mar sobre el Atlántico Norte y aparece con una ligera orientación NO-SE. En la denominada fase positiva, presiones superiores a la media al sur de los 55°N se combinan con una amplia región de presiones anormalmente bajas a lo largo del Ártico que aumentan el gradiente de presión meridional. La mayor anomalía se da entre las cercanías de Islandia y la Península Ibérica. La fase positiva de la NAO se asocia a vientos más intensos del Oeste que cruzan desde las latitudes medias del Atlántico hasta Europa, y un flujo anómalo del Norte a través del Ártico canadiense y el Mediterráneo.
- Durante la primavera boreal (Mar-May) la NAO aparece como un dipolo N-S con un centro de acción septentrional cerca de las Azores. Tanto su extensión espacial como la amplitud de las anomalías son algo menores que durante el invierno.

- La amplitud, extensión espacial y variabilidad de la presión atmosférica en superficie de la NAO en los meses de verano (Jun-Ago) alcanza niveles mínimos y los centros de acción están desplazados al Norte y al Este de sus posiciones relativas durante el invierno.
- Durante el otoño (Sep-Nov) la NAO toma una orientación SO-NE con las anomalías de presión comparables a las que se obtiene en las primavera.

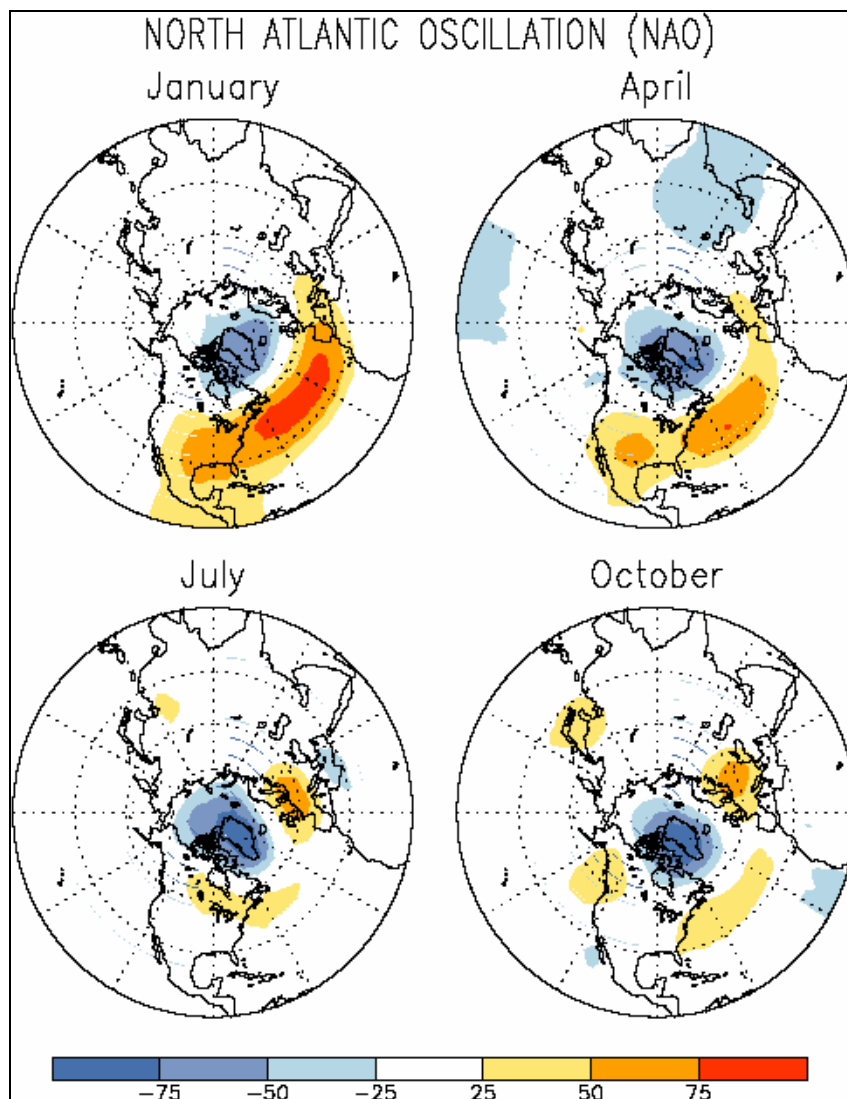


Fig 7.1. Variabilidad estacional de la NAO.
 (Fuente <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/naomap.gif>)

El índice NAO se define en 1984 (Rogers) a partir de las diferencias entre las anomalías de series temporales de presión entre Azores e Islandia. La normalización de las series se utiliza para evitar que las series aparezcan dominadas por la mayor variabilidad que presenta la estación de Islandia.

Hurrell (1995) analizó los modos acoplados entre las variaciones de la presión y la temperatura superficial en el Atlántico Norte, concluyendo que la estación de Lisboa (Portugal) recogía mejor la variabilidad asociada a la NAO. Posteriormente, Jones et al (1997) mostraron que se podía obtener un índice adecuado considerando el registro de Gibraltar lo que permitiría extender aún más el registro hacia atrás debido a la mayor longitud de la serie de presión atmosférica de esa localización. Sin embargo también se demuestra (Jones et al, 2003) que la elección de la estación septentrional establece algunas diferencias en los resultados al correlacionar la NAO a gran escala.

7.2.2. La influencia de la NAO en la Península Ibérica.

El índice NAO caracteriza un comportamiento climático diferente en la Península Ibérica que en el resto de Europa. Así, cuando la NAO se encuentra en una fase positiva los vientos del oeste aumentan su intensidad, cruzando el Atlántico hacia el sur de Irlanda y atravesando con fuerza sobre Europa, y forzando un periodo caracterizado por temperaturas suaves y precipitaciones. Mientras, la península queda aislada de este régimen de vientos y lluvias, bajo la acción de un fuerte anticiclón que provoca anomalías negativas en el régimen de precipitaciones y altas temperaturas (Rodríguez-Fonseca et al, 2003).

En la fase negativa, los vientos del Oeste disminuyen su intensidad, pero soplan atravesando la Península Ibérica. Esta fase se corresponde con periodos húmedos en la Península, incidiendo en el régimen de descarga de los ríos en el Norte de España y Sur de Francia (Pérez et al., 2000). En esta fase el Norte de Europa sufre bajas temperaturas y baja su registro de precipitación.

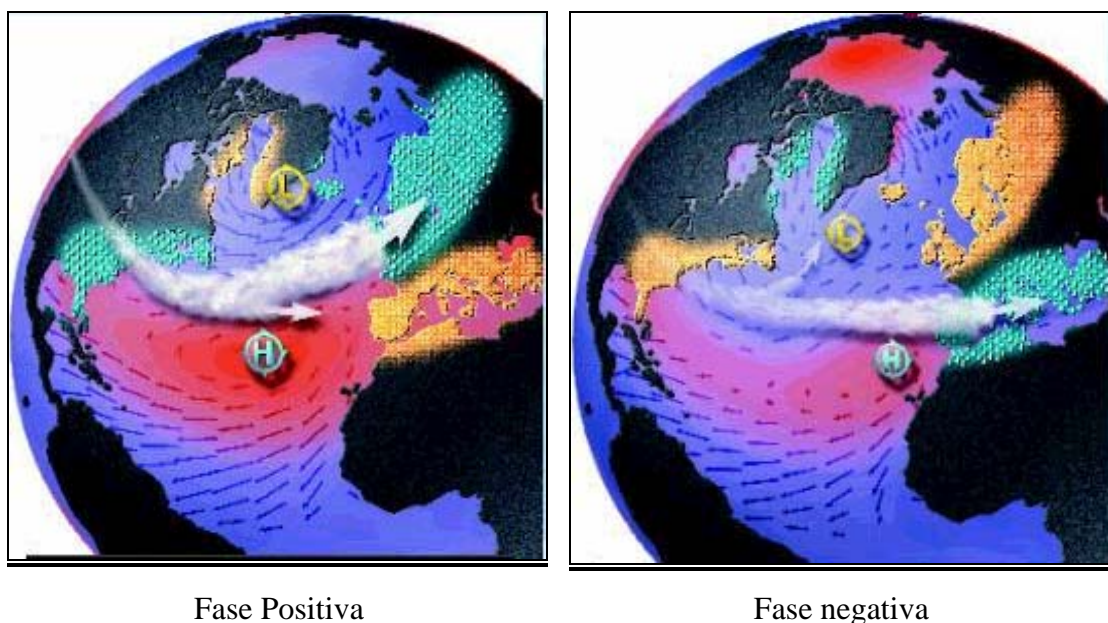


Fig 7.2 Fases de la NAO (Fuente <http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/NAO/>)

7.2.3. La NAO y el nivel del mar.

En un estudio realizado para caracterizar la variabilidad del nivel del mar registrada mediante los mareógrafos del IEO, las correlaciones entre las series mensuales de nivel del mar y el índice NAO muestran valores significativos $\sim(-0,3)$ para orden cero, lo que indica que el nivel del mar en la costa responde a las variaciones barométricas en el Hemisferio Norte (Tel y García, 2002b).

Los datos del nivel del mar en la costa son imprescindibles por el impacto que el nivel del mar causa en la misma y consecuentemente afecta a sus habitantes. Si bien, los efectos locales (batimetría, orientación de la estación, orografía de la zona, etc.) afectan a la señal del nivel del mar registrado, los resultados encontrados para la correlación con la NAO nos muestran que el registro del nivel del mar en la costa puede ser un buen indicador del comportamiento oceánico. La NAO puede afectar al nivel del mar tanto por efecto barométrico como por anomalías en el ciclo y cantidad de agua evaporada/precipitada (Gill, 1982). Así también, los resultados encontrados por Cabanas et al (2003) sobre la variabilidad

en la cornisa Cantábrico y Vargas et al. (2001) para el mar de Alborán, en variables oceanográficas presentan un comportamiento coherente con estos resultados durante la última década. Los estudios de Tsimplis y Josey (2001) para el Mar Mediterráneo señalan que los efectos combinados de los cambios en la presión atmosférica y en los procesos de evaporación y precipitación influyen en los niveles registrados; así los fuertes valores positivos de la NAO en el periodo 1960-2000 se corresponden con un descenso global del nivel del mar de 3-5 mm en ese periodo (Tsimplis y Baker, 2000)

Un reciente estudio sobre la influencia de la NAO en la variabilidad del nivel del mar en el Atlántico Norte realizado fundamentalmente con datos altimétricos (Woolf et al, 2003) encuentra un dipolo Norte-Sur en las anomalías del nivel del mar consistente con la respuesta hidrostática al dipolo de presión de la NAO, pero también pone de manifiesto la existencia de otros efectos además de los puramente hidrostáticos. Encuentra que la respuesta más fuerte a la NAO se encuentra al SE del Mar del Norte (correlación positiva), y en los mares semicerrados del Báltico (corr. positiva) y Mediterráneo (corr. negativa). Además encuentra una fuerte variabilidad interanual asociada a las fluctuaciones de la NAO y en general mayor que la asociada a las tendencias seculares.

En este estudio, la correlaciones cruzadas de las distintas series y de los EOFs definidos en el capítulo anterior, (fig. 6.3.), muestran correlación inversa y significativa a orden cero tanto en las estaciones de referencia como en el EOF1, que reproduce de forma bastante ajustada el comportamiento de las estaciones. Los coeficientes de correlación son prácticamente los mismos para las estaciones de referencia como para los EOF1 de cada área. Este coeficiente de correlación es mayor en el Mediterráneo Occidental que en las costas atlánticas (-0,7 frente a valores alrededor de -0,5 para la Costa Atlántica Peninsular y el Estrecho de Gibraltar), y mayor en éstas que en las Islas Canarias o el Golfo de Vizcaya, de acuerdo con los resultados encontrados anteriormente por diversos autores que se mencionan anteriormente. Los EOF2 presentan un coeficiente de correlación mucho menor que los EOF1

(entre 0.15-0.25) pero en este caso la correlación es directa. Así podemos asegurar que existe un forzamiento importante en el nivel del mar por efecto de las variaciones atmosféricas monitorizadas mediante el índice NAO.

La correlación cruzada es útil para comprobar si existe correlación a orden cero o próximos a cero, pero para estudiar relaciones a gran escala es más adecuado considerar la correlación espectral cruzada. Si se estudian éstas, pueden observarse comportamientos diferenciados para las distintas áreas.

- *Golfo de Vizcaya*. Las CEC muestran relaciones significativas importantes para las series en ciclos de 1,2 y 2,6 años, y otras correlaciones más bajas para oscilaciones de periodo entre 6-20 años; sin embargo el EOF1 definido para la zona retiene prácticamente sólo la correlación relativa a la variabilidad asociada al periodo de 1,2 años. (Fig. 7.3.)
- *Costa Atlántica Peninsular*. Se encuentra correlación entre la variabilidad de la NAO y la del EOF1 para ciclos alrededor de 1 y 10 años, mientras el EOF2 retiene valores inferiores de coherencia cuadrática pero estadísticamente significativos para ciclos de 2,8 y 10 años. (Fig. 7.4.)
- *Estrecho de Gibraltar*. Se encuentran valores de coherencia cuadrática significativa en torno a los 8-9 años para ambos EOFs, mientras que el primero responde también a las frecuencias asociadas al ciclo de 1,2 años que se puede observar en las estaciones de Málaga y Algeciras, y el segundo, aunque en menor medida, a un ciclo de ~3,5 años. (Fig. 7.5.)
- *Mediterráneo Occidental*. Las relaciones que aparecen en los ciclos en torno a 10 y 1-1,2 años en los análisis espectrales cruzados de las series con la NAO se mantienen también para los EOFs; mientras el primero presenta correlación con la NAO para ciclos próximos a 1 año, y a 10 años principalmente, el EOF2 sólo presenta correlación relacionada con la variabilidad decadal. (Fig. 7.6.)
- *Islas Canarias*. Aparecen gran cantidad de picos significativos aunque el más importante está relacionado con la variabilidad en torno a los 10 años. Es preciso recordar que tanto

las series como el EOF1 obtenido han de ser considerados con precaución y este cuidado a la hora de evaluar los resultados ha de extenderse al análisis espectral cruzado (Fig. 7.7.).

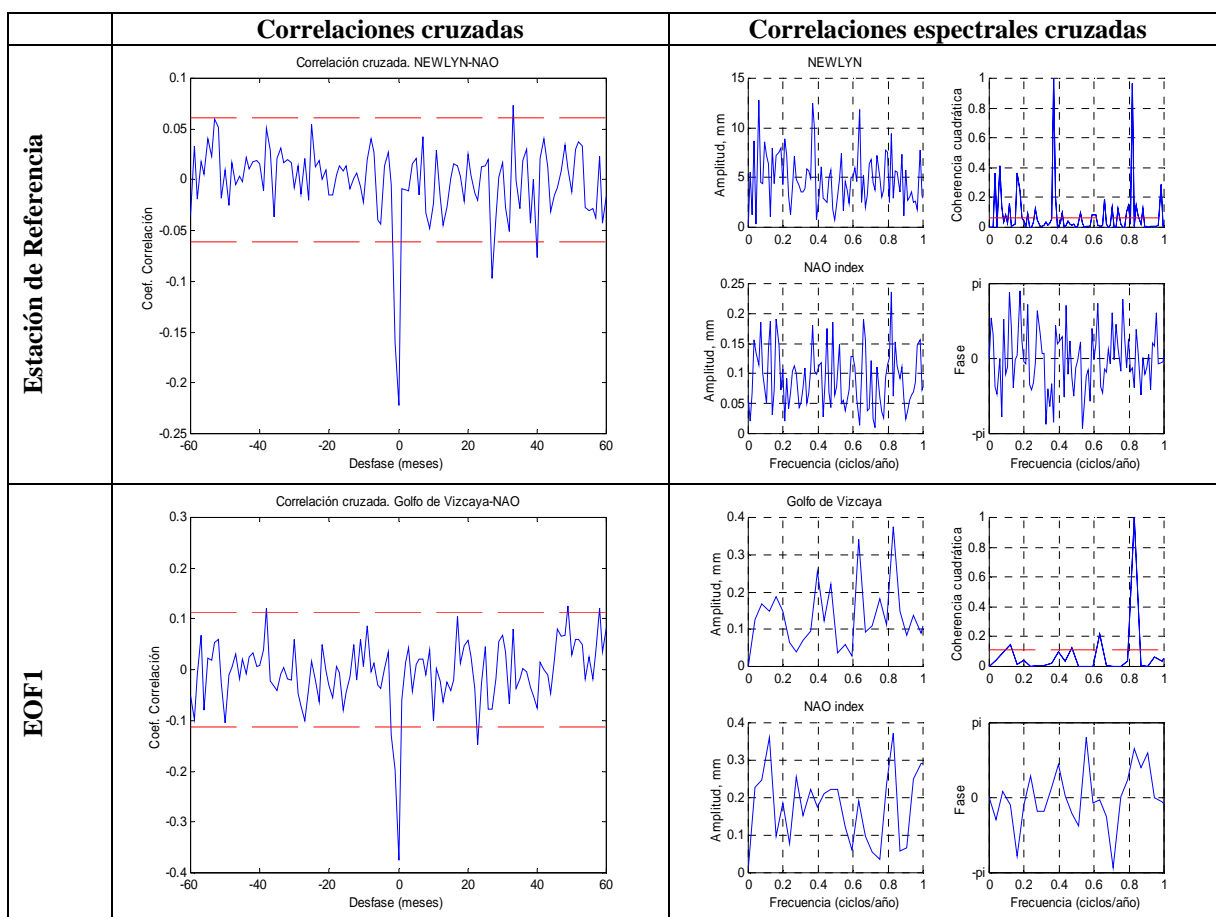


Fig 7.3. Correlaciones cruzadas y correlaciones espectrales cruzadas entre las estaciones de referencia, los EOF y la NAO.

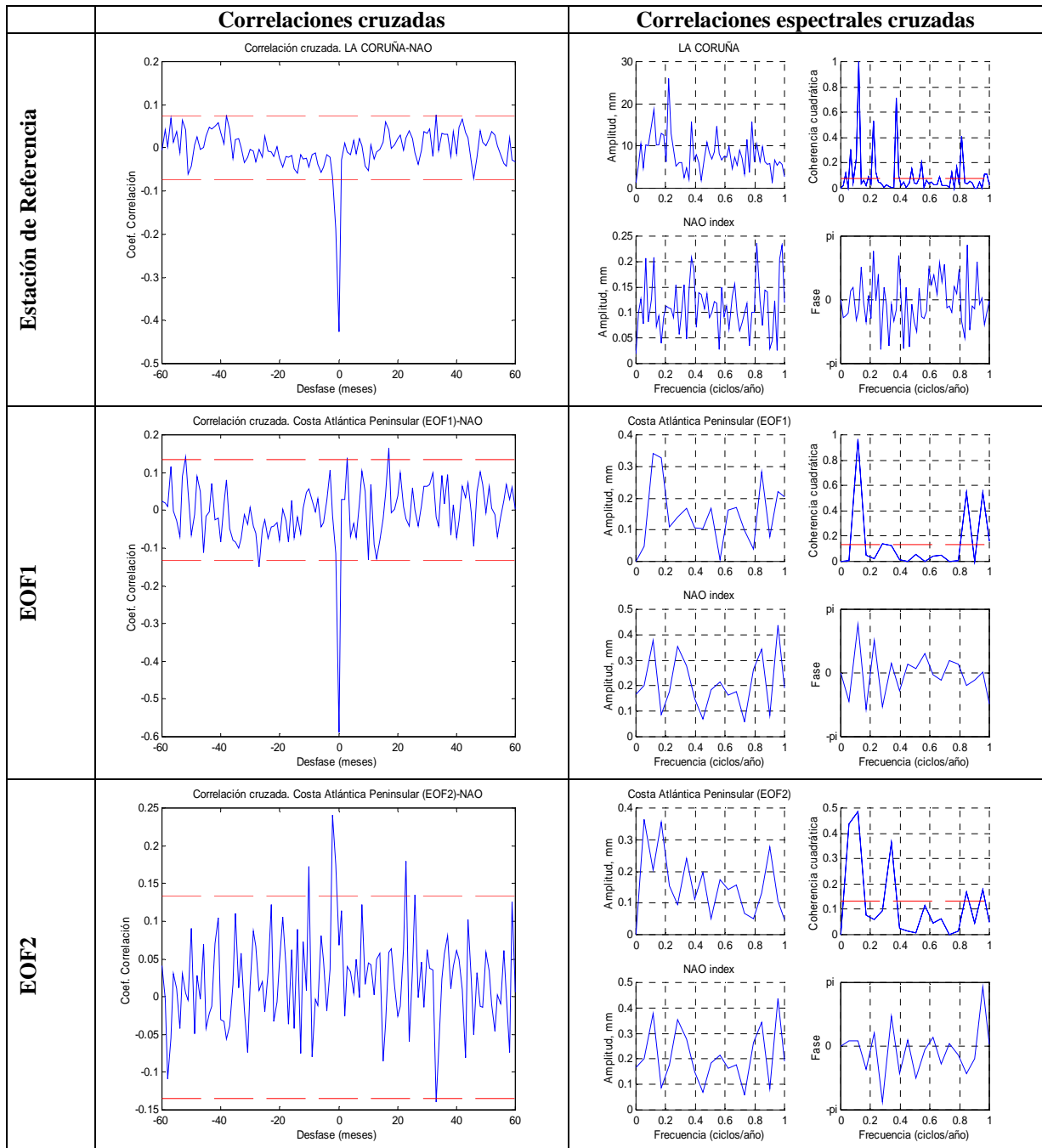


Fig 7.4. Correlaciones cruzadas y correlaciones espectrales cruzadas entre las estaciones de referencia, los EOF y la NAO.

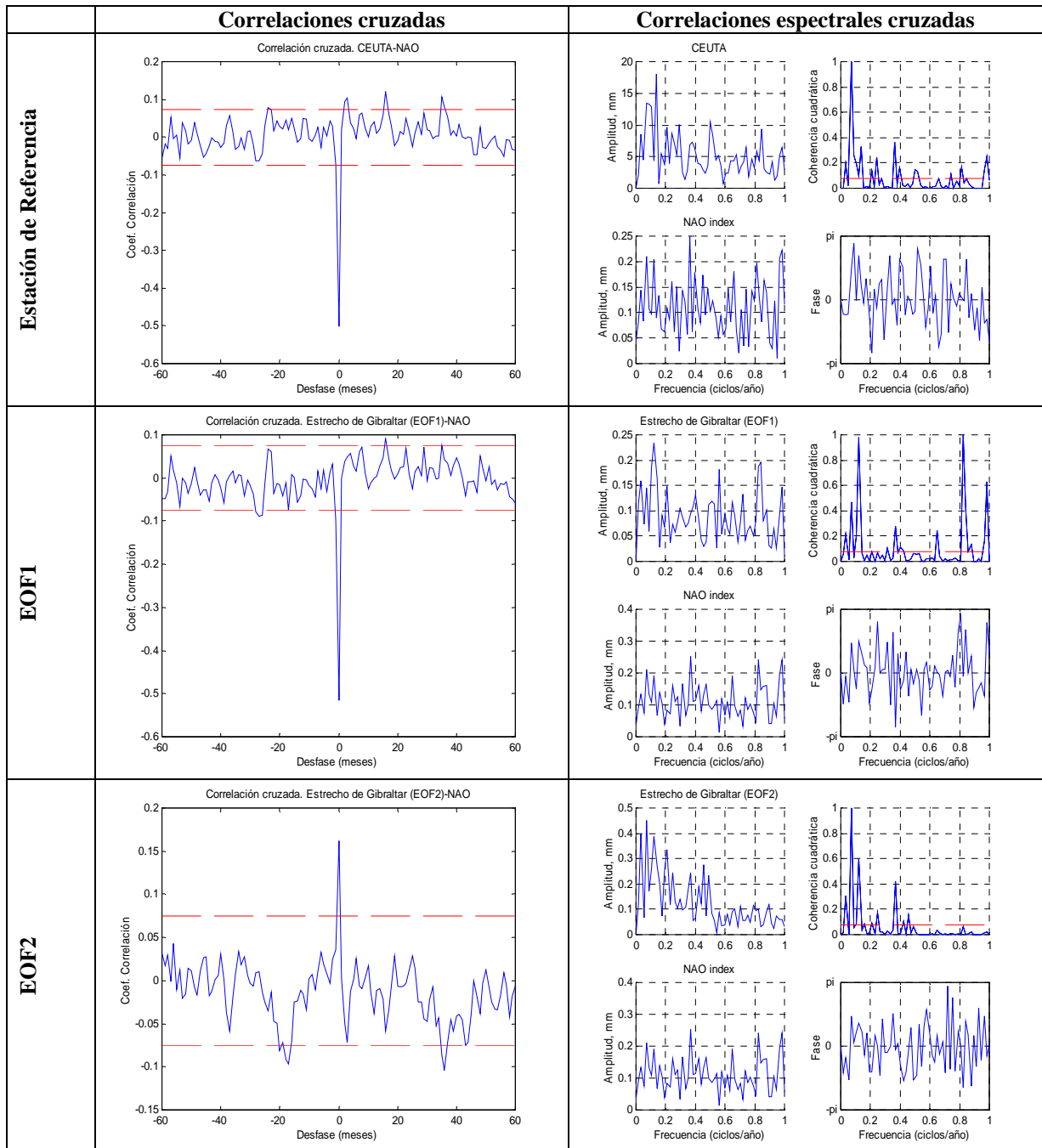


Fig 7.5. Correlaciones cruzadas y correlaciones espectrales cruzadas entre las estaciones de referencia, los EOF y la NAO.

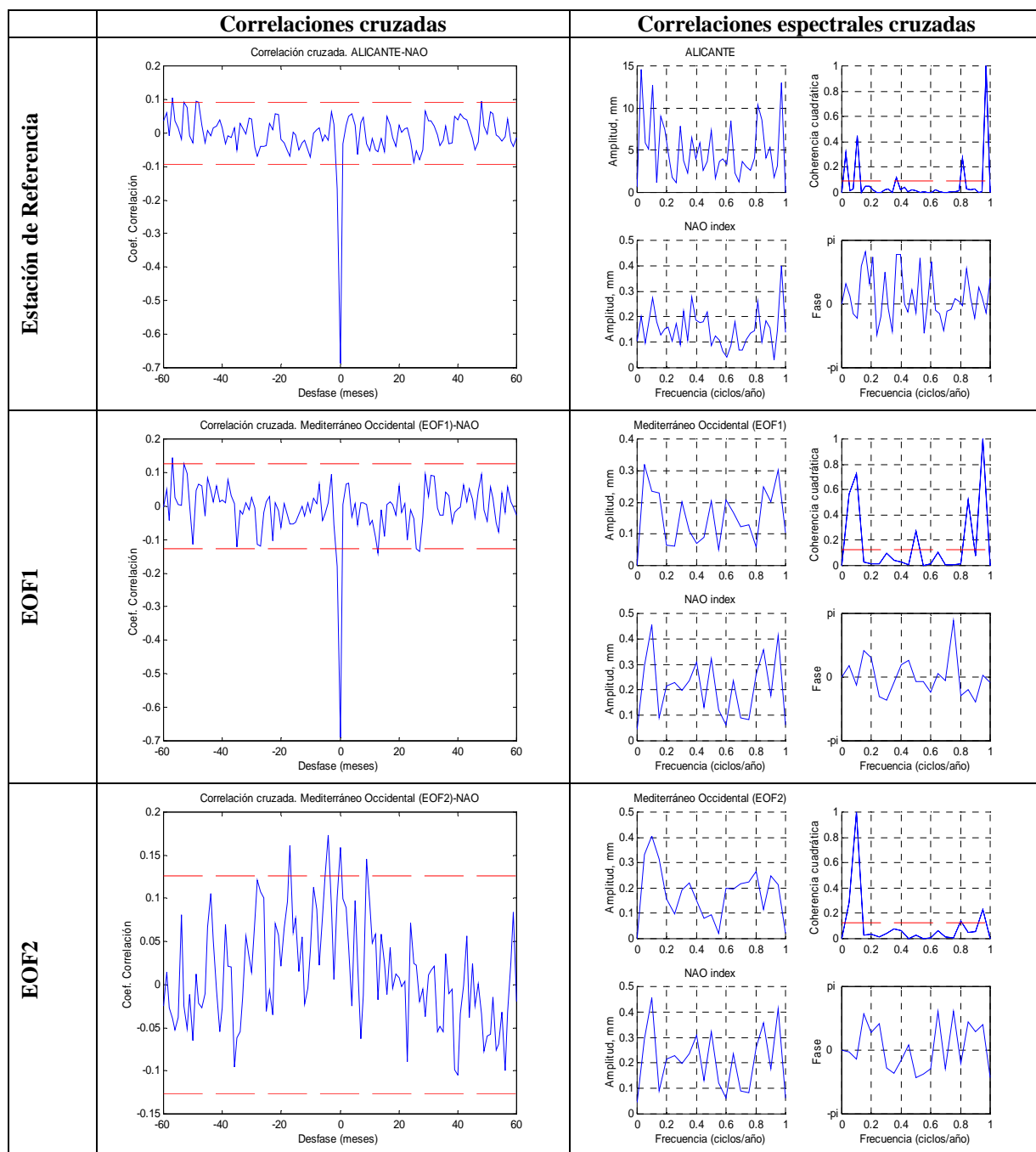


Fig 7.6. Correlaciones cruzadas y correlaciones espectrales cruzadas entre las estaciones de referencia, los EOF y la NAO.

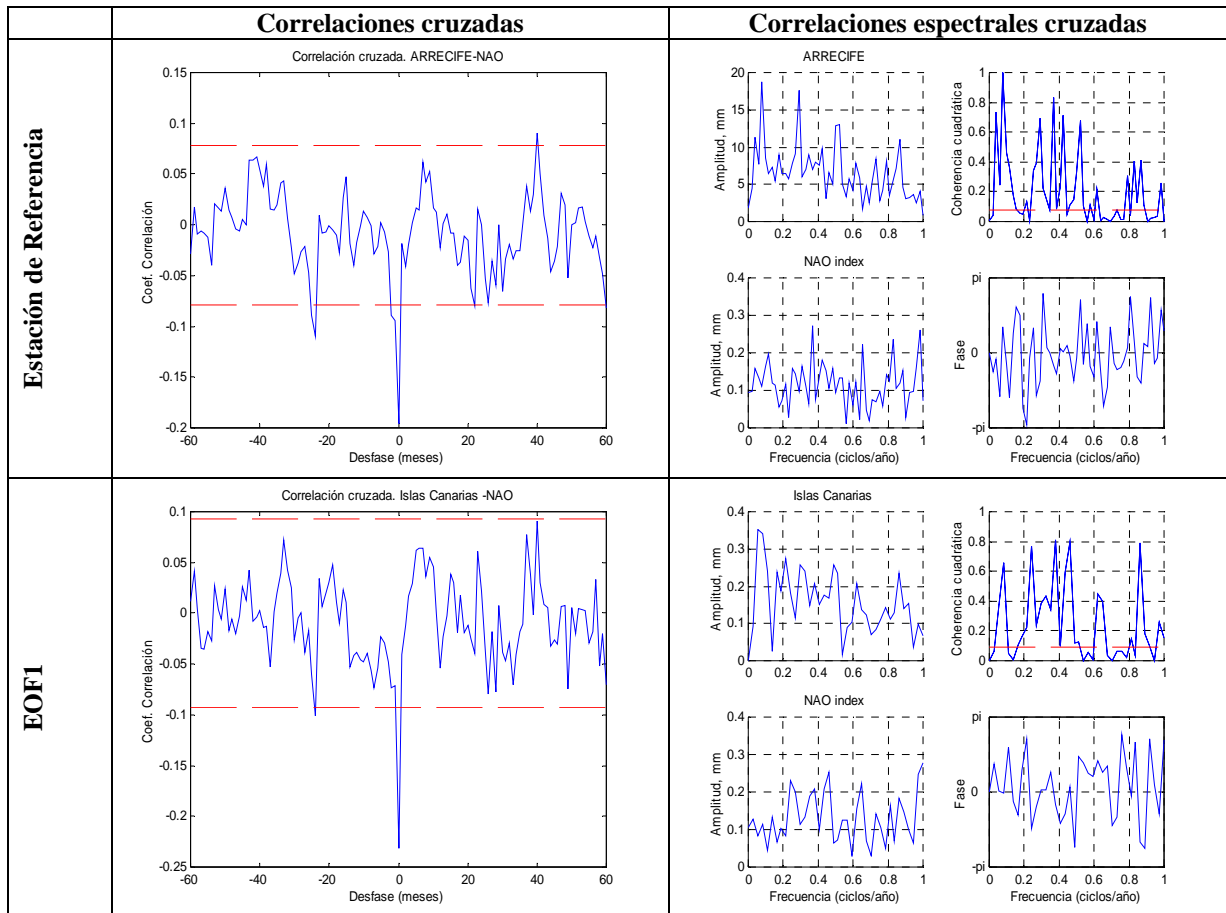


Fig 7.7. Correlaciones cruzadas y correlaciones espectrales cruzadas entre las estaciones de referencia, los EOF y la NAO.

7.3. RELACIÓN ENTRE EL ÍNDICE WeMO Y NIVEL DEL MAR.

7.3.1. Definición del índice WeMO.

La Oscilación del Mediterráneo es un patrón de variabilidad de baja frecuencia que conecta las cuencas occidental y oriental del Mar Mediterráneo entre los 10°W y 35°E y presenta correlaciones con los regímenes de precipitación y temperatura en ambas cuencas y su régimen térmico. Como se ha visto anteriormente, la NAO también afecta al comportamiento de la zona mediterránea. Sin embargo el Mediterráneo Occidental presenta comportamientos climáticos particulares (Martín-Vide, 2002) que propicia la búsqueda de patrones de variabilidad de baja frecuencia que mejor respondan a estos fenómenos.

La existencia de un dipolo barométrico entre un centro de acción atlántico próximo a la Península Ibérica y otro localizado en el área de Centroeuropa y Norte de la Península Itálica, permite la definición de una línea imaginaria que barre toda la cuenca del Mediterráneo Occidental.

La fase positiva del dipolo se forma cuando un anticiclón se sitúa al Oeste de la Península Ibérica junto con una depresión en el Norte de la Península Itálica. Esta situación provoca la llegada de vientos de componente Norte hacia el interior de la cuenca del Mediterráneo occidental, como muestra la figura 7.8. La fase negativa se corresponde a la situación contraria: con bajas presiones en el Golfo de Cádiz o en el área delimitada por Azores-Madeira-SO ibérico, junto con altas presiones en Centroeuropa y el Norte de Italia que provocaría fuertes vientos de componente Este sobre gran parte de la cuenca.

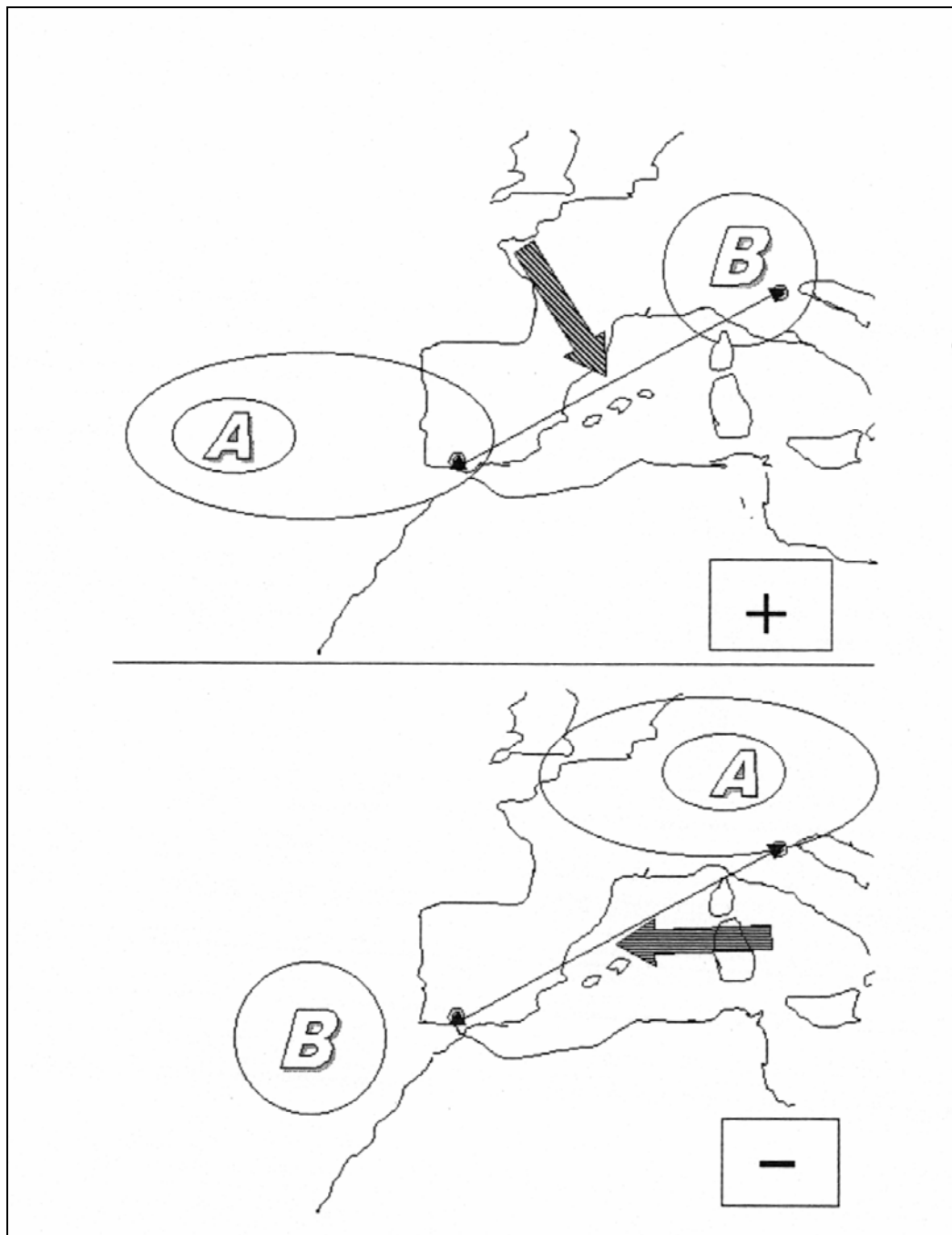


Fig 7.8. Dipolos de las fases positiva y negativa del WeMO. (Imagen: Martín-Vide, 2002)

7.3.2. El índice WeMO y el nivel del mar.

Dadas las características del comportamiento del nivel del mar en el Mediterráneo Occidental, también relacionado con las variaciones de la NAO, parece lógico considerar si este índice, también definido a partir de diferencias de presión pero en un área más restringida, influye en la variabilidad del nivel del mar en esta zona.

La comparación de las correlaciones entre las series residuales de las estaciones y las de los índices NAO y WeMO (fig. 7.10) pone de manifiesto que la NAO presenta valores mayores de correlación a orden cero que el índice WeMO. Así se debe considerar que la NAO es el patrón de variabilidad dominante en esta zona. Las correlaciones con el EOF1 anteriormente obtenido para el Mediterráneo Occidental, inversas y con un valor $\approx -0,70$, corroboran este resultado.

Sin embargo, mientras que la correlación entre la NAO y el EOF2 determinaban resultados poco significativos, la correlación del mismo frente al WeMO muestra un valor de correlación $\approx 0,46$, significativamente importante y positivo (frente a la correlación negativa con la NAO). Así, mientras el EOF1, responde de manera inversa al comportamiento de la NAO, el EOF2 responde de forma directa las variaciones del WeMO. Como el EOF1 retiene un 68% de la varianza total de la zona, frente al 15% que representa el EOF2, podemos asumir que este índice WeMO caracteriza un patrón de variabilidad secundario para la zona del Mediterráneo Occidental.

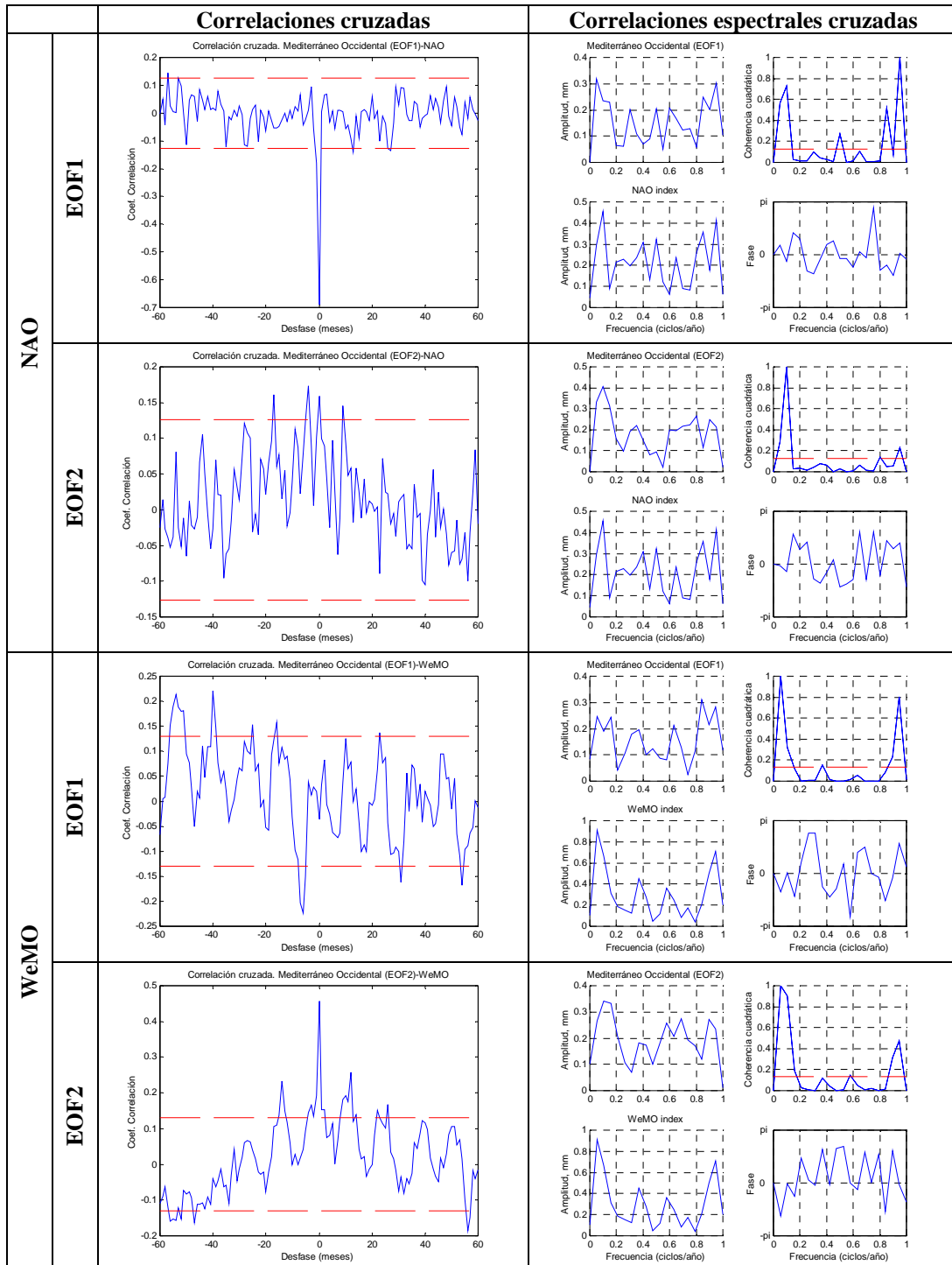


Fig.7.9. Correlaciones cruzadas y espectrales para los dos primeros EOFs del Mediterráneo Occidental.

7.4. RELACIÓN ENTRE LAS VARIACIONES DEL CO₂ Y EL NIVEL DEL MAR.

7.4.1. La concentración de CO₂ atmosférico.

La concentración atmosférica del CO₂ ha venido incrementándose considerablemente en el siglo XX, especialmente en sus últimas décadas. Antes de la revolución industrial (hacia 1750, cuando el escocés James Watt perfeccionó las máquinas de vapor) la concentración de CO₂ en la Atmósfera era de unas 280 partes por millón (0,028%). Ahora, a principios del siglo XXI alcanza casi las 370 ppmv (0,037%).

Desde 1958 se han llevado a cabo cuidadosas mediciones de las concentraciones de CO₂ atmosférico (fig. 7.10.) por parte de Charles D Keeling, primero en el Instituto Scripps de Oceanografía de La Jolla, en California, y desde 1974 en el observatorio del volcán Mauna Loa, en Hawai, lugar alejado de fuentes locales de contaminación, excepto las provenientes de propio volcán durante sus episodios eruptivos.

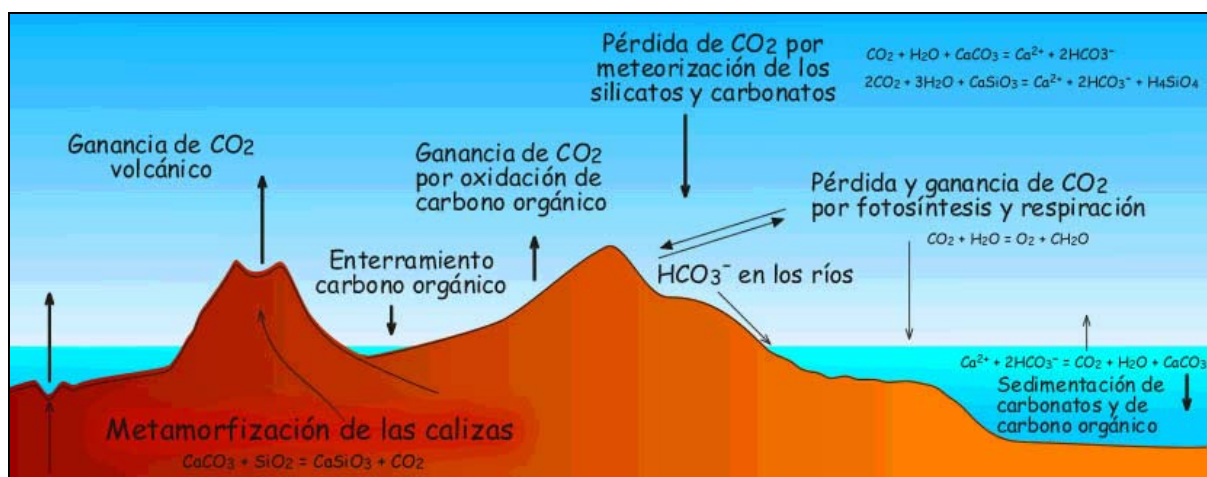


Fig. 7.10. Procesos naturales de ganancias y pérdidas de dióxido de carbono en la atmósfera (imagen: <http://homepage.mac.com/uriarte/cicloCO2.html>)

En las últimas décadas, el incremento anual de la concentración de CO₂ en el aire ha sido por término medio de 1,5 ppmv, es decir, un 0,5 % por año, lo que supone en cantidades

absolutas unos 3 Pg de carbono por año (2,12 Petagramos de carbono equivalen a 1 ppm en la concentración atmosférica de CO₂). Este incremento anual de CO₂ es muy variable. Puede duplicarse o reducirse a la mitad de un año para otro.

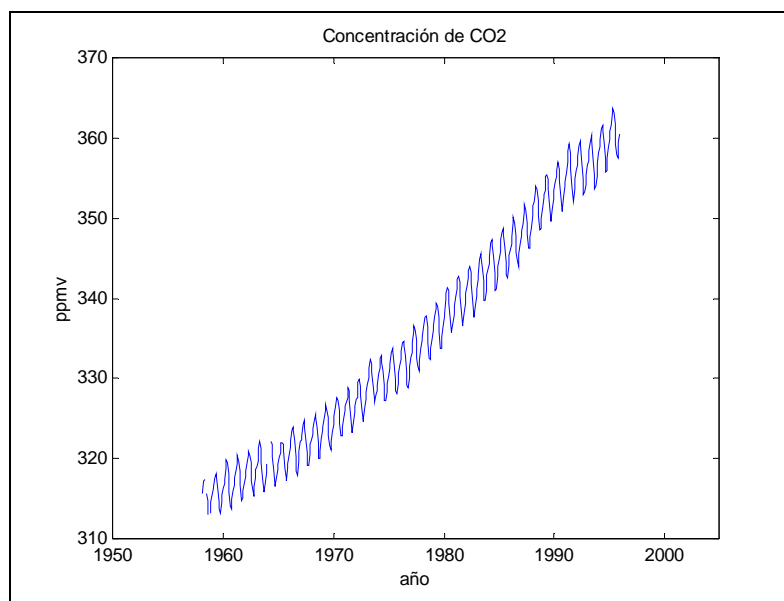


Fig. 7.11. Concentración de CO₂ medida en el observatorio de Mauna Loa.

El aumento antrópico del CO₂ atmosférico, supone aproximadamente el 50% del forzamiento radiativo provocado por el incremento antrópico del total de los gases invernadero (Myhre et al, 1998; Hansen y Sato 2001), y se calcula que ha supuesto un incremento directo de la temperatura media global de unos 0,5 °C.

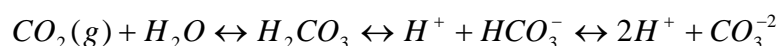
A largo plazo, los modelos utilizados por el IPCC (2001) predicen que la concentración de CO₂ en el 2100 estará comprendida entre 500-1000 ppm. Cuando se duplique el CO₂ se habrá producido teóricamente un forzamiento radiativo de entre 4-9 W/m², con una subida directa de la temperatura media de 1,2°C. Pero, en los diversos escenarios calculados mediante distintos modelos climáticos, se estima que la subida térmica entre 1990

y el 2100 será entre 1,4°C y 5,8°C. La incertidumbre sobre sus implicaciones es aún muy grande.

7.4.2. El océano como fuente y sumidero de CO₂.

El océano, considerando escalas temporales menores de 1000 años actúa como depósito de H₂O(v) y CO₂, los dos gases más influyentes en el fenómeno conocido como “efecto invernadero” por su efectividad en apantallar las radiaciones infrarrojas (onda larga) emitidas por la superficie terrestre.

La solubilidad del CO₂ en el agua del mar es varias veces mayor que la del N₂ y O₂, y esta diferencia es fundamentalmente debida a la reactividad del CO₂ en el agua marina y a los procesos de equilibrio de carbonatos y bicarbonatos que vienen gobernados por la ecuación:



En general, la solubilidad de los gases disminuye al aumentar la temperatura y la salinidad, y aumenta de manera directa con la presión. Si se asume que la interfase atmósfera-océano se encuentra en una situación de equilibrio dinámico, las proporciones de difusión gaseosa serán los mismos en ambas direcciones. Esto es válido como primera aproximación para los gases más abundantes, pero no para otros muchos que se encuentran en proporciones mucho menores. Si consideramos que la concentración de CO₂ atmosférico está aumentado, es lógico pensar que la concentración del mismo en la capa superficial del océano también está aumentando para que el equilibrio se mantenga.

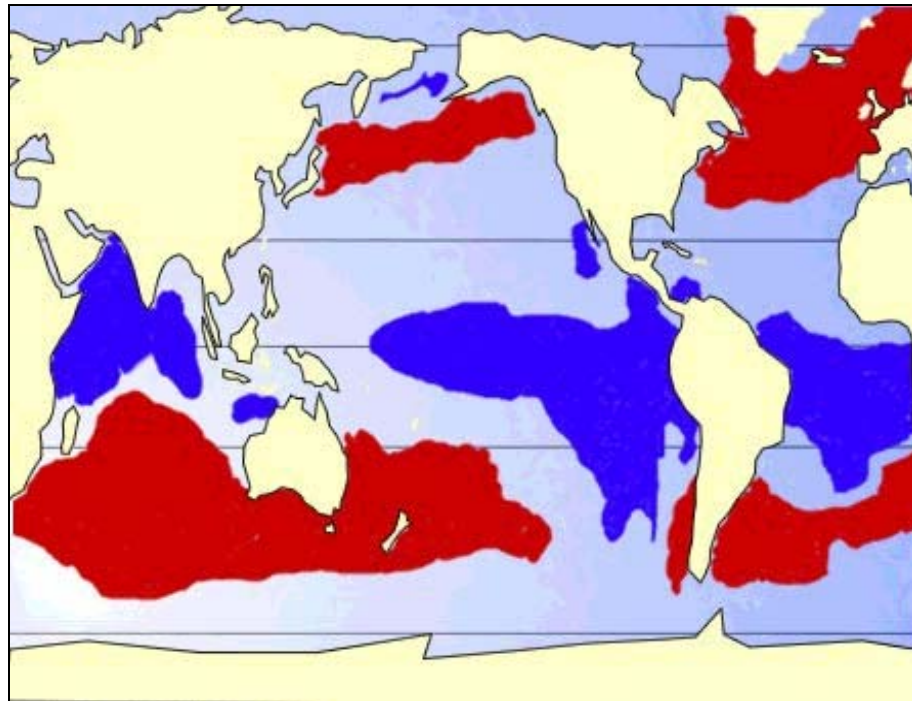


Fig 7.12. Regiones oceánicas que son fuente de CO₂ hacia la atmósfera (en azul) y sumideros (en rojo). (imagen: Takahashi T et al. 2002)

Las concentraciones tanto de CO₂ como de O₂ se encuentran fuertemente afectadas por la actividad biológica. Así, la capa superficial del océano contiene grandes concentraciones de fitoplancton que durante la fotosíntesis transforman el CO₂ en compuestos orgánicos. Los detritus de los organismos que se alimentan del fitoplancton caen a aguas más profundas donde la acción de las bacterias descomponen parte del material produciendo CO₂ y consumiendo O₂. Otra forma de transportar CO₂ a aguas más profundas es a través de los procesos de convección que rigen la circulación oceánica.

El CO₂ de las capas profundas aflora en los márgenes continentales de los océanos en los fenómenos conocidos como surgencias o afloramientos, y que pueden ser tanto permanentes como estacionales. Parte del exceso de CO₂ proveniente de estas aguas afloradas, ricas en nutrientes y CO₂, es absorbido por el fitoplancton como parte de su proceso de respiración y la otra parte es cedida a la atmósfera a miles de kilómetros de la región donde

fue absorbido por los océanos y centenares de años después. En el conjunto de las reacciones químicas y de los intercambios, el mar en su conjunto resulta ser a la larga un absorbente de CO_2 atmosférico y un emisor de oxígeno, pero existen regiones de fuerte afloramiento en el que el mar se degasifica y emite más CO_2 del que absorbe.

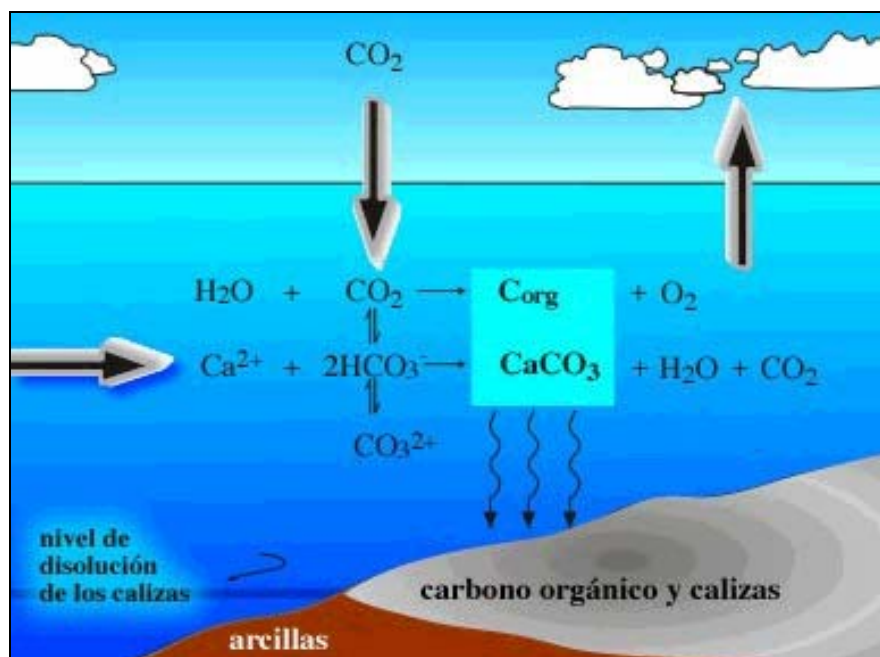


Fig 7.13. El carbono se encuentra disuelto en el agua marina en forma de dióxido de carbono, bicarbonatos y carbonatos. De la atmósfera se absorbe CO_2 y los ríos aportan iones de calcio y bicarbonatos. Al final, parte del carbono precipita en el fondo (imagen: <http://homepage.mac.com/uriarte/cicloCO2.html>)

Por otra parte, el calentamiento global provocado por la mayor concentración atmosférica de gases de “efecto invernadero” provoca también un aumento de la temperatura del agua del mar que por efecto de la expansión termal se traduce en un aumento del nivel del mismo, así como un mayor aporte de aguas provenientes del deshielo de glaciares continentales.

Además, investigadores como Clark y Mix (2002) hacen hincapié en que el aumento del nivel del mar debido al deshielo de los glaciares continentales comenzó hace unos 19000

años y precedió al aumento post-glaciar de la concentración de CO₂ atmosférico en unos 3000 años. Cuando finalmente la concentración de CO₂ comenzó a aumentar tuvo que hacerlo a mayor velocidad para acortar la diferencia debida al desfase temporal, y las estimaciones sugieren que aún tardará unos 2000 años en ir a la par con el aumento del nivel del mar. Así algunos estudios sugieren que fue el calentamiento el que condujo a un cambio en las concentraciones de CO₂ atmosférico y no al contrario.

Las correlaciones cruzadas entre concentración de CO₂ atmosférico y el nivel del mar registrado en las estaciones utilizadas en este trabajo no arrojan resultados claros y las correlaciones espectrales cruzadas dan altos valores de correlación para muy bajas frecuencias que parecen poco fiables por encontrarse en el límite de resolución de los análisis espectrales en función de la longitud de las series. Dado los largos tiempos de residencia de las aguas oceánicas es probable que aún sea pronto para poder establecer una correlación directa y cuantificable entre ambas variables, y que cuando la longitud de las series aumente se puedan obtener resultados evaluables.

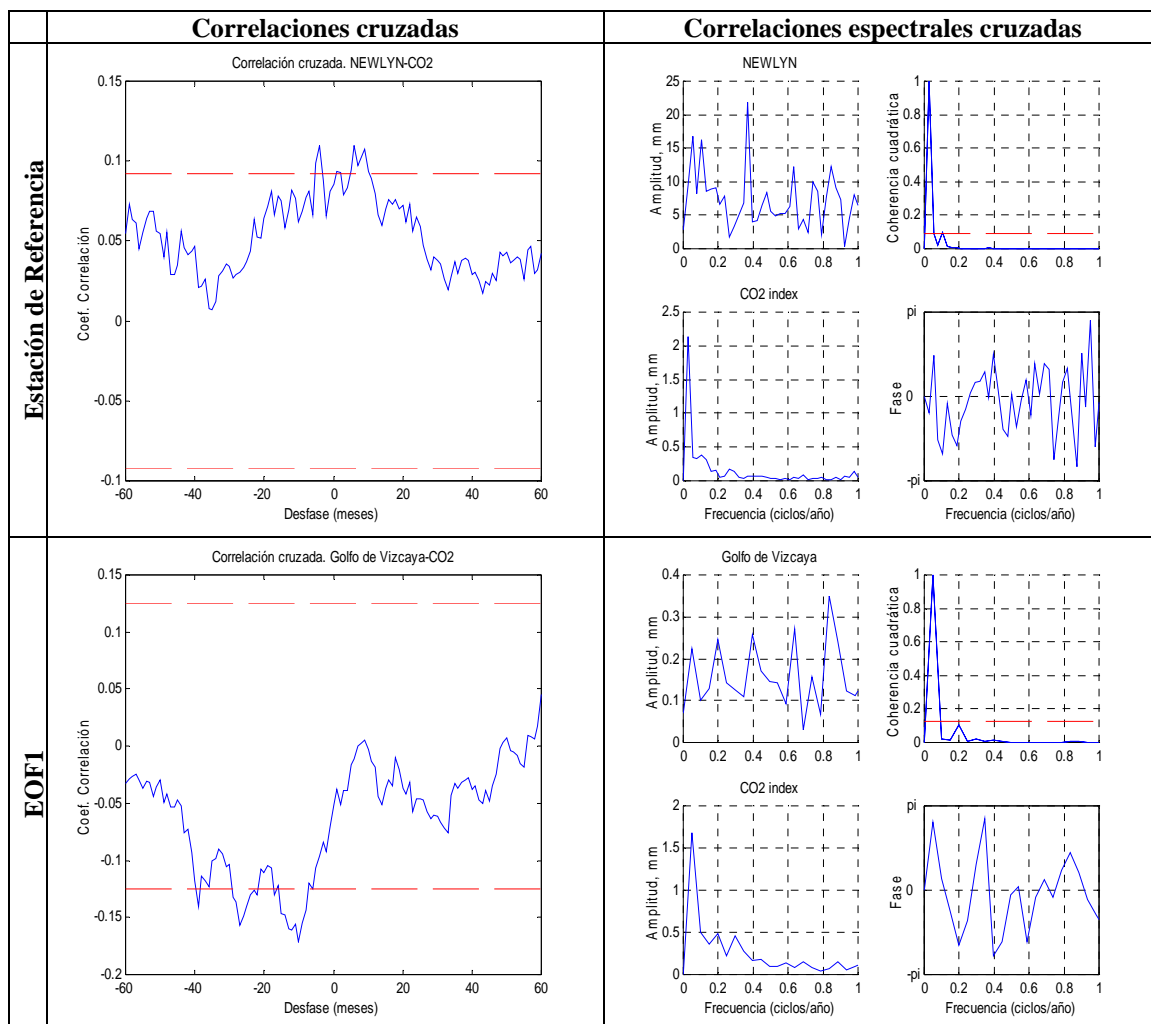


Fig 7.14. Correlaciones cruzadas y correlaciones espectrales cruzadas entre las estaciones de referencia, los EOF y la concentración de CO₂ atmosférico.

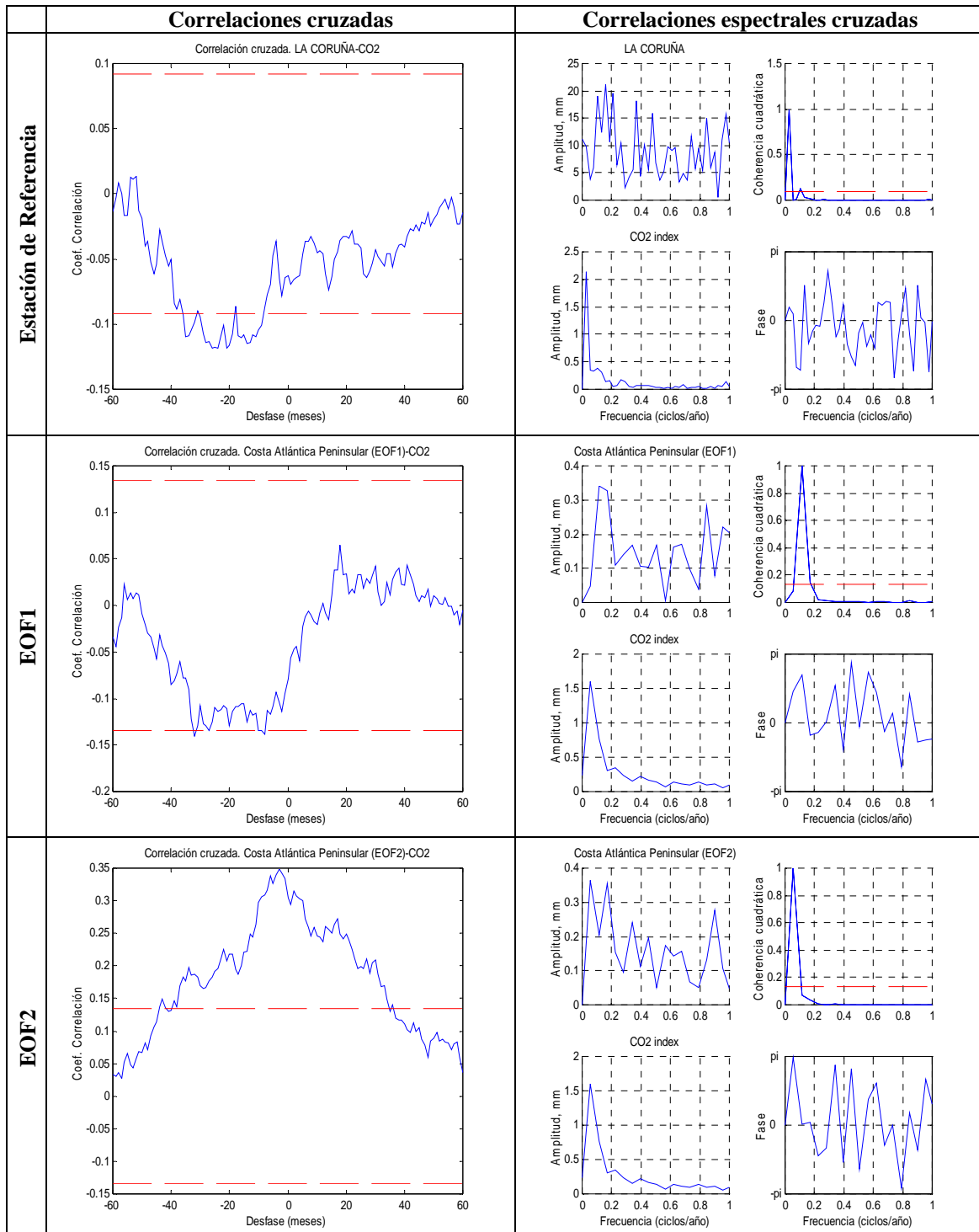


Fig 7.15. Correlaciones cruzadas y correlaciones espectrales cruzadas entre las estaciones de referencia, los EOF y la concentración de CO₂ atmosférico.

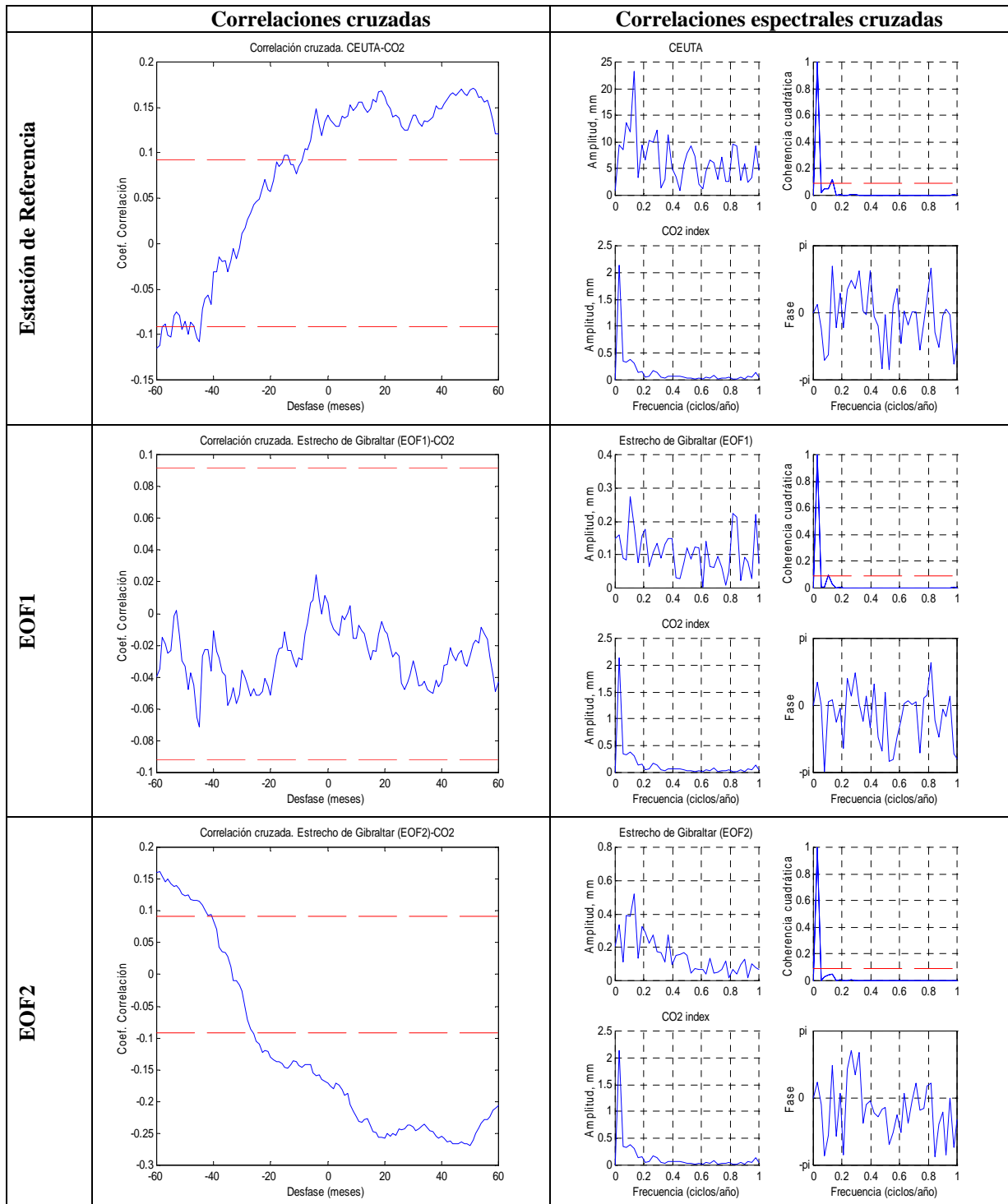


Fig 7.16. Correlaciones cruzadas y correlaciones espectrales cruzadas entre las estaciones de referencia, los EOF y la concentración de CO₂ atmosférico.

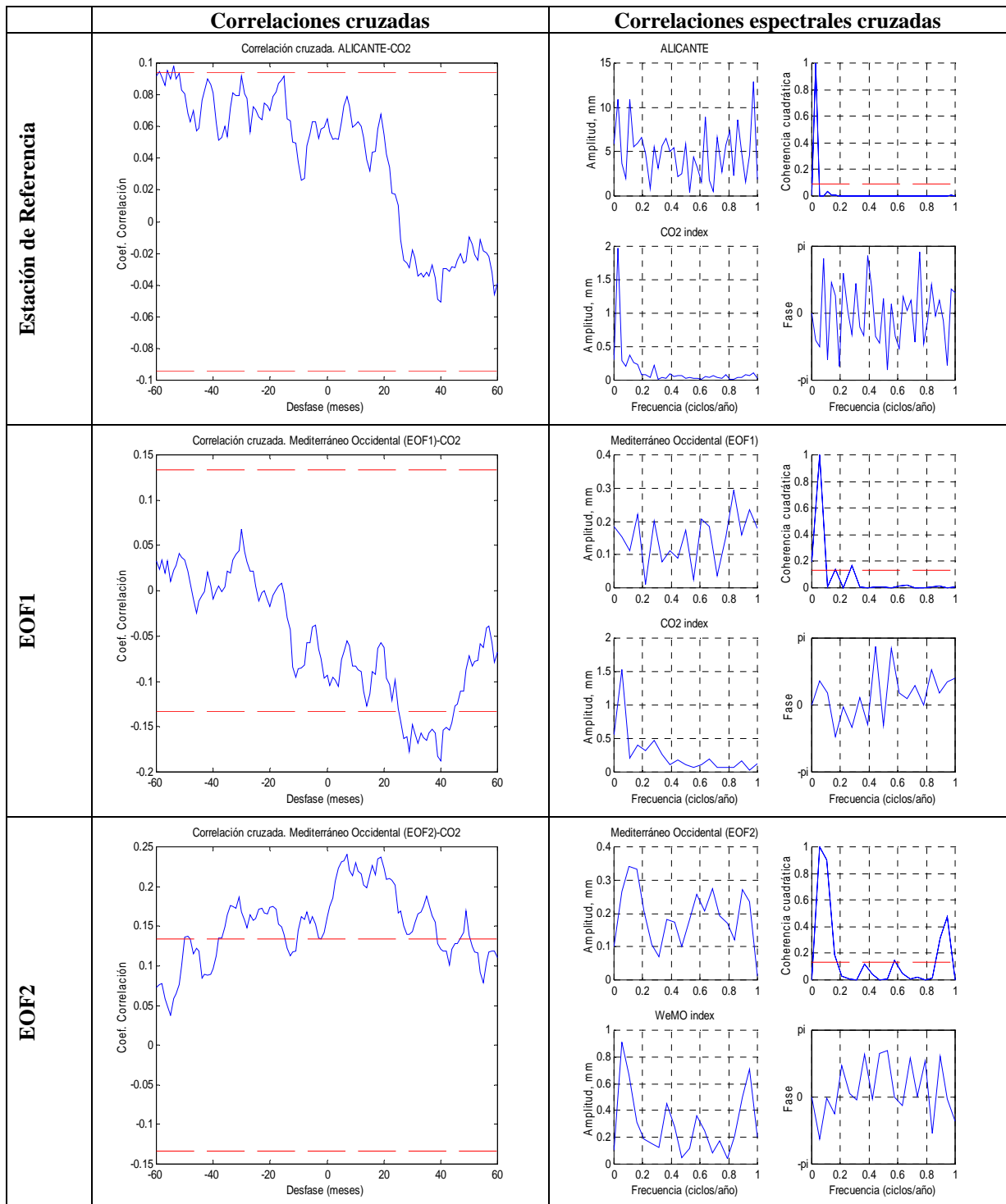


Fig 7.17. Correlaciones cruzadas y correlaciones espectrales cruzadas entre las estaciones de referencia, los EOF y la concentración de CO₂ atmosférico.

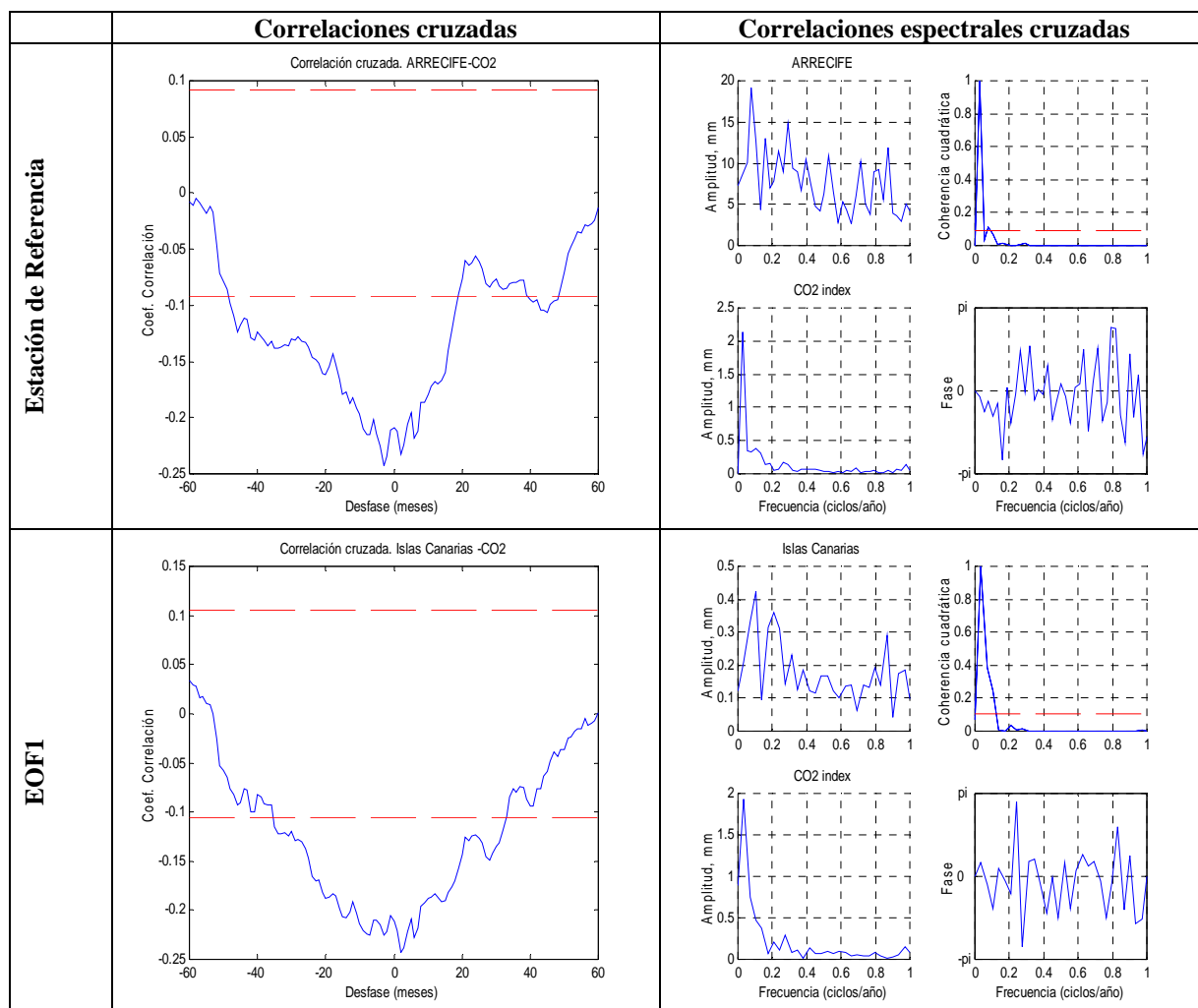


Fig 7.19. Correlaciones cruzadas y correlaciones espectrales cruzadas entre las estaciones de referencia, los EOF y la concentración de CO₂ atmosférico.

7.5. INFLUENCIAS ESTÉRICAS EN LAS VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR.

7.5.1. El efecto estérico.

Las variaciones de la densidad del agua del mar debidas a las variaciones de temperatura, salinidad y presión, tanto espacialmente como consideradas en función de la profundidad, provocan cambios en el volumen de los océanos que contribuyen a las variaciones del nivel del mar que son el objeto de este trabajo. Así cuando la temperatura decrece y/o la salinidad aumenta la masa de agua se contrae; análogamente, cuando la temperatura aumenta y/o la salinidad disminuye, se produce una expansión. En general la influencia de la temperatura es mucho más determinante que la contribución debida a la salinidad, salvo en casos con elevadas concentraciones.

Los cambios estéricos contribuyen a las variaciones estacionales del nivel del mar tanto a nivel global como en el ámbito regional. Se sabe que los cambios de la temperatura superficial del nivel del mar (SST) están relacionados con las fluctuaciones de la NAO (Bjerkness, 1964), pero, en general, los efectos estéricos son difíciles de evaluar debido a la falta de datos históricos continuos que permitan hacer una comparación entre los valores de nivel reflejados en los mareógrafos y las alturas estéricas.

Para el Atlántico Norte en el periodo 1950-1980 se ha determinado una expansión promedio de $0,7 \pm 0,03$ mm/año en la capa de 1000-2000 mb, que se reduce a sólo $0,3 \pm 0,2$ considerando toda la columna (Arbic y Owens, 2001) mientras que en la sección más próxima a la Península Ibérica (Atlántico Oriental, 36N) los valores encontrados han sido 0,8 y 1,6 mm/año respectivamente. En ambos casos son valores ligeramente menores que el valor medio de 1,8 mm/año estimado por Douglas (1991), a partir de datos de mareógrafos, para el aumento global del nivel del mar durante el siglo pasado.

En el Mar de Alborán se ha detectado una tendencia positiva de 0,02°C/año en la temperatura en la capa de 0-200 m de la plataforma continental de la bahía de Málaga durante el periodo 1992-2001, mientras los datos de la climatología del MEDATLAS mostraron una tendencia de 0,005°C/año durante la pasada centuria (Vargas et al, 2003). Los cambios en la temperatura y la salinidad de las series de MEDATLAS en esta zona son pequeños comparados con los que reflejan para la región del Mediterráneo Oriental (Painter y Tsimplis, 2003). Las aguas profundas del Mediterráneo Occidental (WMDW) presentan menos variabilidad que las de la cuenca oriental, con incrementos en temperatura y salinidad desde los años 60 (Tsimplis y Rixen, 2002) y unos valores de 0,0035 °C/año y 0,001psu/año respectivamente para el periodo 1957-1997 (Bethoux et al [1990,1998]; Bethoux y Gentili, 1996; Rholing y Bryden, 1992).

7.5.2. Cálculo de las alturas estéricas.

El cálculo de las alturas estéricas se efectúa a partir de los valores de los perfiles de temperatura (T) y salinidad (S), a través de la conocida ecuación de estado para el agua del mar EOS-80 definida por la UNESCO en 1983. La anomalía del volumen específico respecto el agua estándar se define como:

$$svan(S,T,p) = \frac{1}{\rho(S,T,p)} - \frac{1}{\rho(35,0,p)}$$

donde ρ es la función de densidad para el agua del mar y p la presión. La altura de la columna de agua comprendida entre dos superficies isobáricas se puede calcular sin más que integrar,

$$\Delta z = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} \frac{1}{\rho(S,T,p)} dp$$

otra opción es calcular la diferencia entre dicha columna de agua, y la que ocuparía la columna de agua estándar, con lo cual

$$\Delta z = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} svan(S,T,p) dp$$

Como en nuestro caso se tienen series discretas de temperatura, salinidad y presión, la integral se puede aproximar mediante un sumatorio que se extiende a todas las capas disponibles. De esta forma la altura estérica se define como:

$$\Delta z = \frac{\Delta p \cdot 10^4}{g} \sum_i svan_i(S, T, p)$$

donde 10^4 es el factor de conversión entre db y Pa, y g la conocida constante de aceleración gravitacional.

7.5.3. Los casos de Málaga y Santander.

Los perfiles de temperatura y salinidad de Málaga se muestrean trimestralmente en tres estaciones con diferentes profundidades. La serie utilizada en este estudio se ha construido promediando los resultados de los tres sondeos hasta una profundidad de 200 m. Las series de las estaciones 4 y 6 de Santander tienen una periodicidad mensual y para este estudio se han considerado las profundidades de 94 m y 565 m respectivamente. Estos dos perfiles han sido estudiados separadamente.

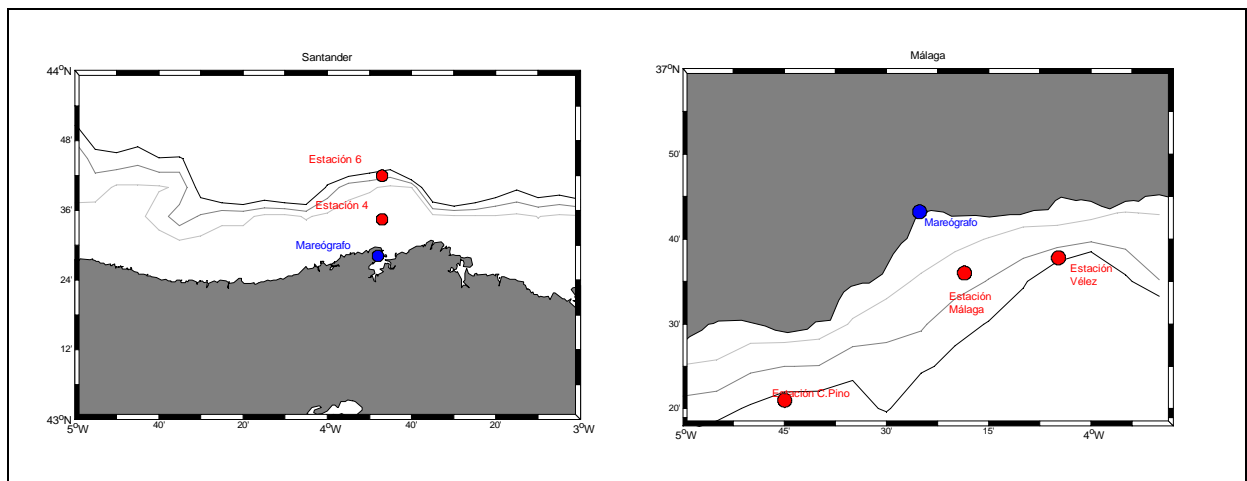


Fig. 7.20. Posición de los mareógrafos y estaciones hidrográficas en las áreas de Santander y Málaga.

En cada caso, los perfiles han sido interpolados cada 5 db para obtener las alturas estéricas y construir las series temporales. La diferencia en el periodo de muestreo ha propiciado un estudio ligeramente diferente en Málaga respecto al de Santander, sin embargo, y aunque las salidas gráficas y los resultados puedan estar condicionados por este factor, la metodología es común en ambos casos.

El ciclo anual de anomalías del volumen específico en Santander (Fig. 7.21.) permite apreciar una expansión bastante acusada en las capas superiores a partir de los meses de Abril-Mayo, que alcanza valores máximos en Agosto-Septiembre. La mayor profundidad de la estación 6 permite apreciar bien este hecho, mientras que la estación 4, al ser más superficial, permite observar que toda su columna está afectada por los cambios estacionales. Análogamente, en Málaga puede apreciarse una mayor dilatación estérica durante las estaciones de verano-otoño.

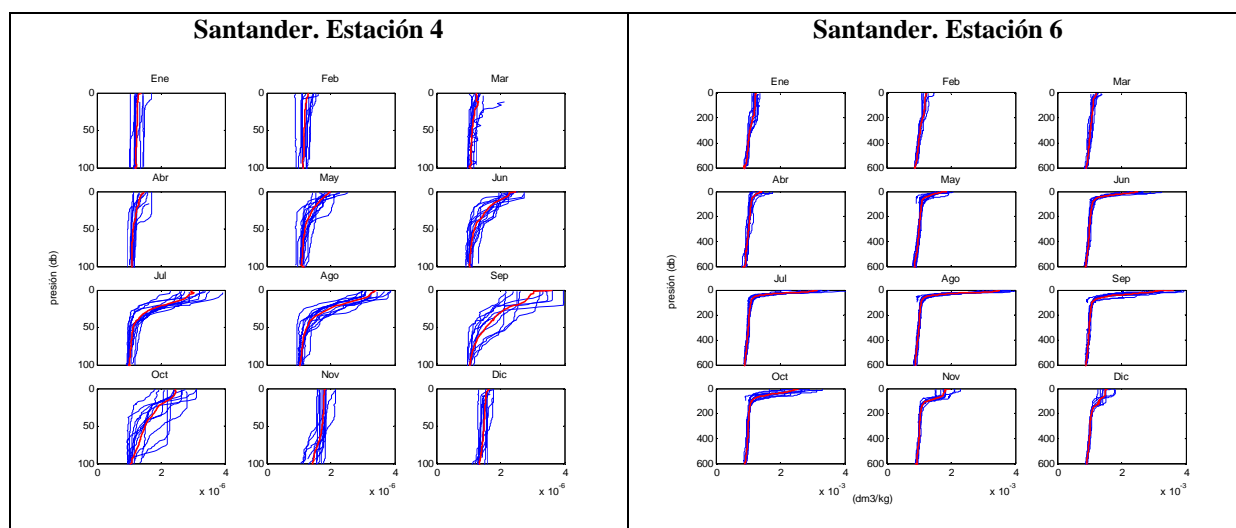


Fig 7.21. Anomalía de volumen específico (dm^3/kg) en función de la presión para las estaciones hidrográficas de Santander.

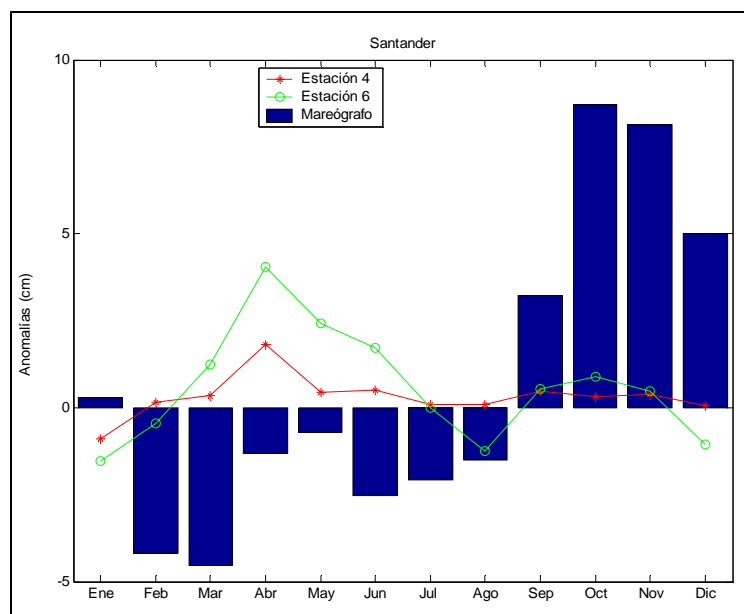


Fig. 7.22. Climogramas de Santander para el periodo 1992-2002.

Si se calculan los valores medios y se obtiene una climatología comparable a la calculada para el nivel del mar registrado en los mareógrafos durante el mismo periodo, se puede apreciar un ligero desfase en el ciclo entre las estaciones de Santander y su mareógrafo. Esto puede ser debido a diversos factores entre los que cabe considerar tanto el ciclo hidrológico y los aportes de las descargas de los ríos, afectados por el estiaje y cuyo ciclo es opuesto al debido al calentamiento térmico, como los cambios estacionales en la circulación oceánica del Golfo de Vizcaya, y el efecto de los vientos locales que también sufren variaciones estacionales.

En Málaga también puede apreciarse una dilatación estacional en capas superficiales que alcanza sus valores máximos en verano. Análogamente al caso de Santander, la comparación con los promedios estacionales de la altura recogida en el mareógrafo presenta un ligero desfase respecto la expansión de la columna de agua. En este caso es conveniente considerar no sólo las características estacionales de la zona, sino también las características

de los flujos de intercambio de agua a través del Estrecho de Gibraltar, y la frecuencia de muestreo (unos 3 meses) que pueden afectar a los resultados obtenidos.

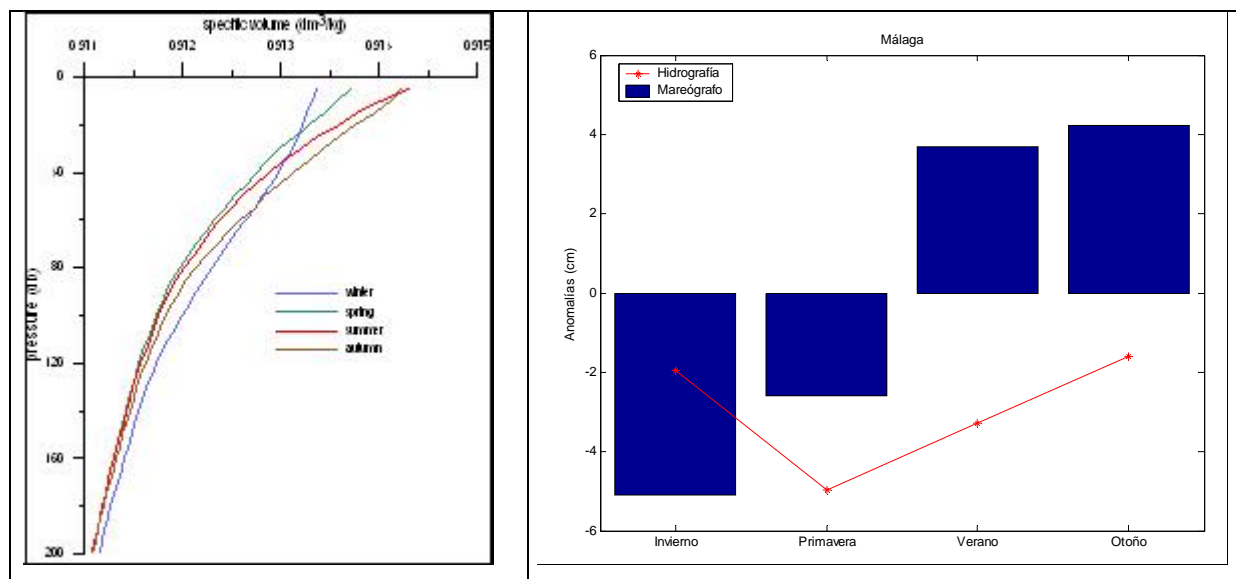


Fig.7.23. Promedios estacionales para las series de Málaga.

Los coeficientes de correlación entre las series procedentes de datos de hidrografía y las series de los mareógrafos hay que considerarlos en relación con la longitud de las series que estamos tratando. Dado que el mareógrafo registra también variaciones del nivel del mar debidas a apilamiento/vaciado por efecto del viento, efecto barométrico, el hecho de que sea un promedio mensual en vez de la medición puntual de los sondeos hidrográficos puede explicar en parte los bajos valores de correlación. Conviene notar que en la estación 6 los valores de correlación son mejores para la capa profunda, menos afectada por variaciones de carácter puntual que la capa superior. Sin embargo si se consideran valores medios anuales con el fin de filtrar posibles desfases los valores de correlación ascienden hasta 0.6 (significativo al 95%) para las capas más superficiales (Estación 4 y Estación 6sup). Análogamente, los valores de correlación para las series de Málaga ofrecen unos valores de 0,3 para las series mensuales que ascienden hasta 0,6 para las series de promedios anuales. Aunque series de 11 datos parecen un poco cortas a la hora de asegurar resultados, parece

intuirse que existe una relación entre las series de hidrografía, especialmente en las capas más superficiales y las de los mareógrafos a medio plazo y una relación a plazo más corto con la capa más profunda. (Fig. 7.24 y 7.25)

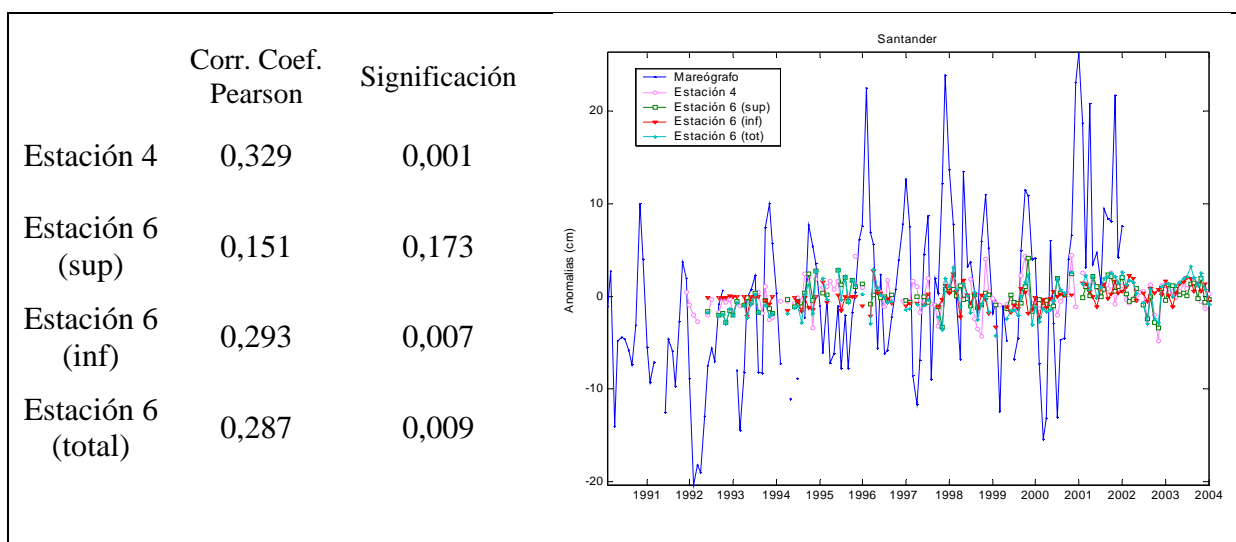


Fig 7.24. Coef. Correlación entre las series medias mensuales del mareógrafo de Santander y las procedentes de las estaciones hidrográficas próximas

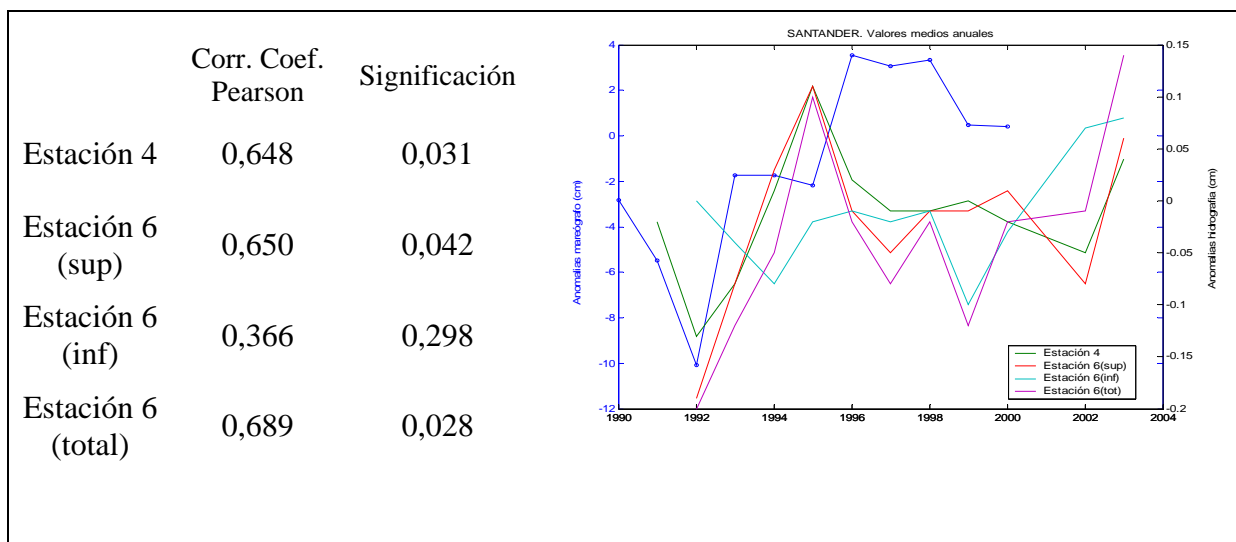


Fig 7.25. Coef. Correlación entre las series medias anuales del mareógrafo de Santander y las procedentes de las estaciones hidrográficas próximas

8. CONCLUSIONES

A continuación se exponen, de forma resumida, las conclusiones más importantes que pueden deducirse de este trabajo de Tesis.

Tendencias

- El aumento del nivel del mar a escala global presenta gran variabilidad, temporal y espacial, en función de las zonas costeras consideradas.
- El impacto socio-económico de este aumento del nivel del mar depende tanto de la altura de la costa como de la densidad de las poblaciones de la zona de análisis, teniendo en consideración tanto los asentamientos humanos existentes como los distintos ecosistemas que pueden encontrarse en las zonas mareales e intermareales. Considerando la morfología de las costas Ibéricas, puede asumirse que los posibles riesgos asociados a una tendencia creciente del nivel del mar, partiendo de los niveles actuales, son pequeños salvo en determinadas zonas bajas de alto valor ecológico donde las modificaciones del entorno pueden tener efectos significativos.
- En la zona de estudio considerada, los valores de tendencias obtenidos, entre 0,5 y 0,8 mm/año, indican que nos encontramos en el intervalo del nivel del mar previsto para el s. XX, (1,0-2,4 mm/año), con valores anormalmente más altos/bajos asociados a problemas achacables al tipo de asentamiento de las estaciones mareográficas, traslados de las mismas u otros efectos antropogénicos.
- La longitud temporal de los registros influye en gran manera en las tendencias deducidas. El análisis de tendencias precisa de series de datos continuas, de gran longitud temporal y de gran calidad en los mismos, por lo que es importante realizar adecuadas monitorizaciones del terreno donde se asienta la estación mareográfica, así como un mantenimiento periódico de las mismas en donde se incluya una documentación detallada de las incidencias habidas, con le fin de facilitar los trabajos de reconstrucción de las series.

- El tamaño temporal de las series utilizadas no permite asegurar la existencia de una aceleración en la tendencia creciente del nivel del mar (Douglas,1995), aunque si bien, en las últimas décadas el crecimiento del nivel haya sido especialmente intenso.

Variabilidad estacional.

- La variabilidad estacional del nivel del mar presenta un intenso ciclo anual, mientras que el semianual de carácter más débil, puede quedar enmascarado en algunas zonas y sólo es apreciable en las estaciones del Golfo de Vizcaya y Costa Atlántica Peninsular, suavizándose al ir disminuyendo la latitud de las estaciones.
- El rango de variación anual es más intenso en las estaciones del Mediterráneo Occidental y del Estrecho de Gibraltar que en otras áreas analizadas que, aunque sometidas a las variaciones del océano abierto, como Canarias, presentan una temperatura del agua del mar con menos fluctuaciones a lo largo del año, pudiendo estar motivado este hecho por el intenso calentamiento estival que provoca una expansión termal.
- En la costa atlántica las variaciones del rango anual son más acusadas en las localizaciones mas australes (127 mm en Newlyn), suavizándose a medida que decrecemos en latitud, hasta alcanzar un valor mínimo de 75 mm en Canarias. La posible explicación radica en que la zona subtropical presenta un rango de variación de temperatura menor a lo largo del año, que otras localizaciones situadas más al norte. La influencia de estos ciclos de calentamiento se traduce en dilataciones estéricas que se reflejan en los registros del nivel medio del mar. Análogamente, los ciclos estacionales de precipitación y descarga de los ríos se ven afectados por el estiaje.
- De forma general, los máximos anuales se presentan en Octubre y Noviembre, aunque en Canarias se adelantan ligeramente observándose en Septiembre-Octubre, posiblemente por influencia de los alisios; ocasionalmente puede detectarse un máximo secundario en el mes de Mayo registrándose los mínimos en Febrero-Marzo.

- Este ciclo estacional no se presenta constante a lo largo del tiempo, sino que muestra variaciones atribuibles a fenómenos de tipo atmosférico, tales como la NAO, precipitaciones intensas o sequías persistentes, variaciones en los aportes de los caudales en los ríos, etc.
- El ciclo anual es la señal más intensa que se detecta en la variabilidad del nivel del mar, llegando a enmascarar la variabilidad asociada a otros ciclos menos intensos.

Variabilidad decadal e interdecadal.

- El análisis de Fourier realizado permite detectar los ciclos de gran periodo temporal que afectan al nivel del mar. Este análisis estadístico se ha aplicado a series originales a las que previamente se las había sometido a un proceso de filtrado en donde se eliminaba la tendencia y el ciclo de carácter anual, todo ello con el fin de evitar que las señales de largo periodo se viesen afectadas o tuviesen una amplitud despreciable frente a la señal anual.
- Ha sido preciso completar las carencias de datos o “huecos temporales” existentes en las series iniciales con el fin de generar series susceptibles de poder ser tratadas bajo un análisis de Fourier. El método de rellenado de estas “lagunas” ha consistido en efectuar una regresión de tipo lineal entre residuos de series geográficamente próximas y que además presentaban alto coeficiente de correlación (mayor que 0,7). En ningún caso se ha completado una serie con más de un 25% del total de la serie no disponible.
- Para estudiar las variaciones de la amplitud de los ciclos de gran periodo temporal se han realizado análisis espectrales corridos sobre aquellas series que presentaban longitud temporal suficiente para permitir este tipo de tratamiento. Se han considerado grupos de 240 datos (equivalentes a un periodo de 20 años) con el fin de incluir la variabilidad asociada al ciclo nodal lunar (18,6 años) y se ha ido desplazando la ventana mensualmente.

- Análogamente a los resultados obtenidos para el ciclo anual, se encuentra que los ciclos de mayor periodo también muestran oscilaciones a lo largo del tiempo. Esta falta de estabilidad de los registros está presente en distintas estaciones, encontrándose señales coherentes entre las mismas, especialmente entre aquellas que disponen de registros temporales más largos. Esto nos lleva a considerar que la falta de estabilidad observada en otras estaciones, parece ser una característica inherente a la variabilidad del nivel del mar, independientemente de factores de tipo técnico o logístico.
- Las fluctuaciones y comportamiento del nivel medio del mar es altamente variable a bajas frecuencias, tanto en su componente espacial como en su componente temporal. La falta de coherencia temporal hace especialmente complicado el pronóstico fiable del comportamiento del nivel del mar a largo plazo con los datos disponibles actualmente.

Establecimiento de áreas de comportamiento homogéneo.

- Se han determinado 6 áreas o cluster de comportamiento diferenciado, mediante la utilización de un análisis de EOF sobre la matriz de series de residuos de todas las estaciones.
- En cada área se ha realizado un análisis de EOFs, seleccionándose el primero o los dos primeros factores explicativos del proceso, atendiendo al criterio de mantener al menos el 75% de la varianza total de la zona, lográndose así una importante reducción de la matriz de datos originales. Se ha pasado de 35 series originales a sólo 10 factores definidos mediante EOF. En los casos donde hay estaciones que presentan algún tipo de problemática, se han establecido dos posibles escenarios: el primero contempla todas las estaciones disponibles en la zona y el segundo se determina eliminando aquellas que presentan divergencias, lográndose en este segundo caso una reducción de los factores necesarios para explicar la variabilidad del fenómeno o bien un aumento de la variabilidad explicada con el mismo número de factores.

La influencia de las variables atmosféricas.

- Considerando el efecto del barómetro invertido, las estaciones analizadas de nuestras costas presentan valores diferentes al valor estándar calculado para el océano abierto. En general, es preciso considerar los efectos de apilamiento originados por la acción del viento o de las corrientes marítimas existentes en la ubicación del mareógrafo.
- Las correlaciones obtenidas entre las series residuales del nivel medio del mar y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) muestran que existe una alta dependencia entre ambas variables. En el interior del Golfo de Vizcaya los valores obtenidos son menores que en las estaciones situadas más al norte y más abiertas a la influencia del océano Atlántico como pueden ser las de Brest o Vigo, si bien esto puede ser debido a factores de carácter local. Análogamente, los coeficientes de correlación deducidos para el área del Estrecho de Gibraltar y del Mediterráneo Occidental, son menores que los registrados para la costa abierta al océano Atlántico.
- El índice Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO) presenta altos coeficientes de correlación con los EOF2 obtenidos para el Mediterráneo Occidental y el Estrecho de Gibraltar, mostrando así que puede ser utilizado como un buen indicador del comportamiento de carácter local.
- Aunque el océano es uno de los grandes sumideros de la concentración de CO₂ atmosférico, las relaciones entre las series disponibles, tanto de CO₂ atmosférico como de nivel del mar, no permiten asegurar que un incremento del nivel del mar vaya asociado al aumento de la concentración de CO₂ presente en la atmósfera. Si tenemos en consideración los tiempos de residencia o respuesta climática de las masas de agua oceánicas, es posible intuir que se precisará de un periodo mucho más mayor en la monitorización de dichas variables, para poder apreciar sus posibles efectos e influencias mutuas

Dilatación estérica. Variables oceanográficas.

- Aunque las series procedentes de perfiles hidrográficos son relativamente cortas permiten intuir la relación existente entre las variaciones de la densidad del agua del mar y los niveles recogidos en los mareógrafos. La metodología seguida permite aventurar mejores resultados cuando se disponga de series temporales más largas. La existencia de otros factores que influyen en los niveles recogidos en los mareógrafos son responsables de las diferencias del orden de magnitud entre unas y otras series de datos.

Hacia dónde se dirige la investigación en este campo.

Considerando la morfología de nuestras costas y los rangos de variación del nivel medio del mar previstos para las mismas, es poco probable que siguiendo los comportamientos anteriormente descritos y la probable evolución pronosticada (IPCC, 2001), el impacto en nuestras costas sea considerable, dejando fuera de esta afirmación los ecosistemas especialmente vulnerables.

Sin embargo, los fenómenos meteorológicos de carácter extremo tales como tormentas, temporales o galernas en la costa norte y DAM o gotas frías en la costa mediterránea, sí que pueden, puntualmente, provocar grandes sobre-elevaciones del nivel del mar debidos a los efectos combinados de las mareas, la bajas presiones, el apilamiento provocado por la acción de fuertes vientos y las precipitaciones que estas situaciones atmosféricas suelen llevar asociadas.

Así, es posible que puedan alcanzarse unos niveles locales del mar anormalmente altos que provocarían inundaciones y daños sociales-económicos en las áreas costeras. La tendencia creciente del nivel medio del mar puede favorecer estos eventos de inundación en condiciones atmosféricas adversas. Además, algunas investigaciones preveen una intensificación de la cantidad e intensidad de estos sucesos atmosféricos, por lo que una cuidadosa evaluación de estos comportamientos sería de gran interés, no sólo en el ámbito académico, sino también de cara al diseño técnico de puertos y defensas costeras.

Un estudio preliminar realizado con los datos históricos disponibles de las estaciones de Vigo, La Coruña y Santander ha mostrado que el aumento de los sucesos meteorológicos de carácter extremo están condicionado la tendencia creciente del nivel del mar, y no precisamente por un aumento significativo del número de eventos. (Tel et al., 2003)

Así mismo la influencia de las variaciones en la densidad del agua oceánica pudiera ser un factor a tener en cuenta en las fluctuaciones del nivel del mar, especialmente si éste viene sufriendo un calentamiento progresivo como parecen apuntar distintos estudios recientes. Tanto para el estudio de su influencia sobre el nivel del mar, como para otros estudios en el campo de la oceanografía física, es del todo imprescindible la correcta monitorización periódica de las variaciones en la columna de agua con el fin de obtener series adecuadas para estudios bajo aspectos climáticos. La carencia de datos en series históricas de la columna de agua puede ser parcialmente suplida por series de reanálisis (NCEP/NCAR) que son capaces de proporcionar valores interpolados de la temperatura superficial de nivel del mar y de otras variables oceanográficas.

Finalmente el desarrollo en las últimas décadas de las tecnologías de información satelitaria, permite analizar mediante radares altimétricos el comportamiento del nivel del mar en grandes superficies del océano abierto. En esta línea, el proyecto europeo ESEAS-RI en donde participamos, ha comenzado con una evaluación sistemática y una comparación de los datos procedentes de altimetría, frente la información aportada por los mareógrafos en el convencimiento de que ambas herramientas, sensores satelitarios y datos en superficie, aportarán valiosa información conjunta.

9. COMUNICACIONES Y TRABAJOS QUE TIENEN POR ORIGEN ESTA TESIS

- “The Development of a Quality Checked Tide Gauge Data Set”. 2004. **Shaw, A.G.P.**, Tsimplis, M.N., Bergant, K. Garcia, M.J., German, V., Kjaer, N., Pasaric, M., Plag, H.-P., Martinez-Benjamin, J.J., Martinez-Garcia, M., Sujsnik, M., Tel, E., Raicich, F., Yildiz, H. (Comunicación oral) Workshop on "Observing and Understanding Sea Level Variations" 1 - 5 November, 2004, St. Julians, Malta
- “Empirical determination of annual and interannual sea level variation in SW Europe from tide-gauge stations”. 2004. E. Tel y M. J. García. (poster). Workshop on "Observing and Understanding Sea Level Variations" 1 - 5 November, 2004, St. Julians, Malta
- “Large Inter-decadal sea level variations”. 2004. L.Fenoglio-Marc & E.Tel (poster). Workshop on "Observing and Understanding Sea Level Variations" 1 - 5 November, 2004, St. Julians, Malta
- “Large Inter-annual to decadal sea level variations in south-western Europe from satellite altimetry and in-situ measurements” 2004. L.Fenoglio-Marc, E.Tel, M.J. Garcia & N.Kjaer. (poster) Workshop on "Observing and Understanding Sea Level Variations" 1 - 5 November, 2004, St. Julians, Malta
- “Large Inter-annual sea level variations from satellite altimetry and tide gauge measurements”. 2004. L.Fenoglio-Marc, E. Tel, M.J. Garcia & N.Kjaer (poster) Workshop on "Observing and Understanding Sea Level Variations" 1 - 5 November, 2004, St. Julians, Malta
- “Interannual to decadal sea level change in southwestern Europe from satellite altimetry and in-situ measurements” 2004. **L. Fenoglio-Marc**, E. Tel, M.J. Garcia, y N. Kjaer. (Comunicación oral). IAG International Symposium, Gravity, Geoid and Space Missions - GGSM2004. Porto (Portugal), 30 agosto-3 septiembre 2004.
- “Annual to decadal sea level variation (35N-52N, 10W-13E)” 2004. **Tel, E.** y García, M.J. (Comunicación oral). 37th CIESM Congress Proceedings, pp 144.
- “Sea level data archaeology: Tsunamis, and Seiches and other phenomena”. 2004. **Tel, E.**, González, M.J., Ruiz, C., García, M.J. Resúmenes de la 4^a asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica, pp 711-712.

- “Valores extremos del nivel del mar en la costa norte peninsular”.2003. **Tel, E.**, García, M.J. y Molinero, J. 4º Simposio sobre el Margen Continental Ibérico-Atlántico. (poster). Vigo. Thalassas, 19 (2 a), pp 127-128. ISSN: 02012-5919.
- "Oceanographic variability in the Northern shelf of the Iberian Peninsula (Southern Bay of Biscay). 1990-1999." 2003. **Cabanas, J.M.**, Lavín, A., García, M.J., Gonzalez-Pola, C., Tel, E. ICES Marine Science Symposium. Hydrobiological Variability in the ICES area, 1990-1999. The Second ICES Decadal Symposium. (Comunicación Oral). ICES Marine Science Symposia, vol 219, Edimburgo, 2003.
- “Statistical study of extreme sea levels on the North Spanish Coast from 1943 to 2001”. 2003. Tel, E., **García, M.J.** y Molinero, J. EGS-AGU-EUG Join Assembly (poster). Niza (Francia). Geophysical Research Abstracts, vol. 5, 01209.
- “Nivel del mar en las costas españolas y su relación con el clima”. 2002. **Tel, E.** y García, M.J. 3er. Congreso de la AEC (Comunicación oral). Palma de Mallorca. El agua y el clima. Editores: Guijarro, Grimalt, Laita y Alonso. Publicaciones de la AEC, Serie A, nº 3, pp 101-110. ISBN: 84-7632-757-9. *Presentado también como comunicación oral en el Taller de Entrenamiento en Observación y Análisis del Nivel del Mar. 2003. Valparaíso (Chile).*
- “Variabilidad regional del nivel medio del mar en la zona del Estrecho de Gibraltar”.2002. **Tel, E.** y García, M.J. 3ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica (Comunicación oral).Valencia. Proceedings, vol. 3, pp 1569-1672. ISBN: 84-9705-297-8.
- "Sea level observing system in the West-Western Mediterranean. In the pursuit of the long-term changes in sea level. Contribution to MEDGLOSS" 2001. **García, M.J.**, Tel, E. y Molinero, J. The 36th CIESM Congress. (poster). Montecarlo. Rapp. Comm. Int. Mer Médit., 36, pp. 96.
- "Mean sea level changes along the Northern Iberian Peninsular coast."2001. Tel, E. y García, M.J. Final Workshop of COST Action 40: Sea level in Europe: Observation, Interpretation, and Exploitation. (poster). Dubrovnic (Croacia). Book of Abstracts. Editores: Vilibic, Plag y Orlic.-Hydrographic Institute of Republic of Croatia. pp. 110-113.

10. GUÍA DE ACRÓNIMOS

ACP	Análisis de Componentes Principales
CEC	Correlación Espectral Cruzada
CRM	Clavo de Referencia del Mareógrafo
EEUU	Estados Unidos
ENACW	Aguas Centrales del Atlántico Norte Oriental
ENSO	El Niño-Oscilación Sur
EOF	Funciones Empíricas Ortogonales
GIA	Ajuste de la Isostacia Post-Glaciario
GPS	Sistema de Posicionamiento Global
ICE 4G(VM2)	Modelo de Peltier para la Isostacia Post-Glaciario
IEO	Instituto Español de Oceanografía
IOC	Comisión Oceanográfica Internacional
IPCC	Panel Intergubernamental para el Cambio Climático
IRI/LDEO	International Research Institute for Climatic Research. Lamont-Doherty Earth Observatory.
KMO	Índice de Kaiser-Meyer-Olkin
LIW	Aguas Intermedias Levantinas
Ma	Mega-años
MEDATLAS	Mediterranean Hydrographic Atlas
MIT	Instituto Tecnológico de Massachusetts
MW	Agua Mediterránea
NACW	Agua Central Nortatlántica
NAO	Oscilación del Atlántico Norte
NE	Noreste
Pg	Petagramo
PGR	Isostacia Post-Glaciario
ppmv	partes por millón en volumen
PSMSL	Servicio Permanente para el Nivel del Mar
RIMA	Red Integrada de Mareógrafos
Sa	Ciclo astronómico anual
SO	Suroeste
Ssa	Ciclo astronómico semianual
SST	Temperatura Superficial del Mar
T/P	Topex/Poseidon
UNESCO	Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura
WeMO	Oscilación del Mediterráneo Occidental
WMDW	Aguas profundas del Mediterráneo Occidental

11. BIBLIOGRAFÍA

- Alexanderson, H. 1986. "A homogeneity test applied to precipitation data". J. Climatol., 6, 661-675.
- Alexanderson, H. And Moberg, A. 1997 "Homogenization of Swedish temperature data. Part I: homogeneity test for linear trends" Int. Jour. Climat., 17, 25-34.
- Ambar, I., Serra, N., Brogueira, M.J., Cabezadas, G., Abrantes, F., Freitas, P., Gonzalves, C., Gonzalez, N. 2002. "Physical, chemical and sedimentological aspects of the Mediterranean outflow off Iberia". Deep Sea Research II, 49, 4123-4177.
- Arbic, B.K., Owens, W.B. 2001. "Climatic Warming of Atlantic Intermediate Waters". Journal of Climate, 14, 4019-4108.
- Banda, E., Ranero, C.R., Dañobeitia, J.J., Rivero, A. 1992. "Seismic boundaries of eastern Central Mesozoic crust from multichannel seismic data" Geol. Soc. Am. Bull, 104, 1340-1349.
- Barbosa, S. M., Fernandes, M. J., Silva, M. E., 2004. "Estudo da variação do nível do mar a partir de medidas do marégrafo de Cascais", 4ª Assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica, Figueira da Foz.
- Barnett, T.P., Davies, R.E. 1975. "Eigenvector analysis and prediction of sea surface temperature fluctuation in the northern Pacific Ocean". Proc. WMO/IAMAP Symposium on long term climatic fluctuations, Norwich, England, 439-450.
- Barnett, T.P. 1984. "The estimation of "global" sea level change: a problem of uniqueness". J. Geophys. Res., 89, 7980-7988.
- Barnston A. G., and R. E. Livezey, 1987: *Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns*. Mon. Wea. Rev, 115, 1083-1126.
- Bartlett, M.S. 1954. "A note on the multiplying factors for the various χ^2 approximations" Jour. Rew. Stat. Soc. (B), 16, 296-298
- Bethoux, J.P. Gentili B. 1996. "The Mediterranean Sea, costal and deep sea signatures of climatic and enviromental changes". J. Mar. Systems, 7, 383-394.
- Bethoux J.P., Gentili B, Raunet J. and Tailliez D. 1990. "Warming trends in the Western Mediterranean Deep Water". Nature, 347, 660-662.

- Bethoux, J.P., Gentili, B., Tailliez, D. 1998. “*Warming and freshwater budget change in the Mediterranean since 1940’s, their possible relation to the greenhouse effect*”. *Geoph. Res. Let.*, 25, 1023-1026.
- Bevis, M. 1998. “*Continuous GPS positioning of tide gauges : some preliminary considerations*”. Report to the IGS. GLOSS Bulletin Nr. 6.
- Bijlsma, L. 1996. “*Coastal zones and small islands*” En Watson, R.T., Zinyowera, M.C. y Moss, R.H. (eds.) “*Climate change 1995: Impacts, adaptations and mitigation of climate change*”. Cambridge University Press, Cambridge, pp 289-324.
- Bjerkness, J., 1964: *Atlantic air-sea interaction*. *Adv. Geophys.*, 10, N° 1, 1-82.
- Blanton, J.O., Tenore, K.R., Castillejo, F., Atkinson, L.P., Schwing, K.B., Lavin, A. 1987. “*The relationship of upwelling to mussel production in the rias of western coast of Spain*”. *J. Mar. Res.*, 45, 497-511.
- Bonell, M, Sumner, G. 1992. “*Autumn and winter daily precipitation areas in Wales*”. *Int. Jour. Climat.*, 12, 77-102
- Bormans, M. and Garret, C., 1989. “*A simple criterion for gyre formation by the surface outflow from a strait, with application to the Alboran Sea*”. *J. Geophys. Research*, 94, 12637-12644.
- Bosshard, E., McFarlane, D.J., 1970. “*Crustal structure of the western Canary Islands from seismic refraction and gravity data*”. *J. Geoph. Res.* 75, 4901-4918.
- Box, G. E. P. and Pierce, D. A. 1970 “*Distribution of residual correlations in autoregressive-integrated moving average time series models*”. *Journal of the American Statistical Association* 65, 1509–1526.
- Brown, J., Colling, A., Park, D.K., Phillips, J., Rothery, D., and Wright, J. 1989. “*Waves, tides and shallow-water processes*”. The Open University (ed.)
- Cabanas, J.M., Lavín, A., García, M.J., Gonzalez-Pola, C., Tel, E. 2003. “*Oceanographic variability in the Northern shelf of the Iberian Peninsula (Southern Bay of Biscay), 1990-1999*”. ICES Marine Science Symposium. Hydrobiological Variability in the ICES area, 1990-1999. ICES Marine Science Symposia, vol 219, Edimburgo, 2003.

- Candela, J. 1991. “*The Gibraltar Strait and its role in the dynamics of the Mediterranean Sea*”. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **15**, 267-300.
- Carracedo, J.C., 1994, “*The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes*”. *J. Volcanology and Geothermal Research*, v. 60, p. 225-241.
- Castellote, M., Fleta, J., Giménez, J., Goula, X., Soro, M., Suriñach, E., Talaya, J., y Térmens, A. 2000. “*CuaTeNeo GPS Network to monitor crustal deformations in the SE of the Iberian Peninsula*”. The 10th General Assembly of the WEGENER Project. Boletín ROA 3/2000.
- Clark, J.A., Farrel, W.E. Peltier W.R. 1978. “*Global changes in post-glacial sea level: a numerical calculation*”. *Quat. Res.* **9**, 265-287.
- Clark, P.U., Mix, A.C., 2002, “*Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum*” *Quaternary Science Reviews*, v. 21, p. 1-7.
- Cleveland, R.B., Cleveland, W.S., McRae, J.E., Terpenning, P., 1990.”*STL: a seasonal-trend decomposition procedure based on Loess*” *Journal of Official Statistics* 6, 3–73
- Cohen, J.E., C. Small, A. Mellinger, J. Gallup, and J. Sachs, 1997. “*Estimates of coastal populations*”. *Science*, **278**, 1211-1212.
- Criado Aldeanueva, F., Garcia Lafuente, J., Vargas, J.M., del Rio, J., Delgado, J. 2004. “*Variabilidad de los transportes geostroficados y mezclas superficiales en el Golfo de Cadiz*”. 4. Asamblea de Geofísica y Geodesia, Figueira da Foz, Portugal. Libro de Resúmenes, 663-664.
- Dillon, W., Goldstein, M. 1984. “*Multivariate Analysis. Methods and applications*”. John Wiley and Sons.
- Ding, X., Zheng, D., Chen, Y., Huang, C. 2002. “*50 years of Sea Level Change in Hong Kong from Tide Gauge Records*”. IOC Workshop Report No. 180.
- Douglas, B.C. 1991. “*Sea level rise*” *Journal of Geophysical Research*, **96**, C4, 6981-6992.
- Douglas, B.C. 1992. “*Global sea level acceleration*” *Journal of Geophysical Research*, **97**, C8, 12699-12706.

- Douglas, B.C. 1995. "Global Sea Level Change: Determination and Interpretation", *Revs. Geophys., Suppl.*, pp. 1425-1432,
- Douglas, B.C. 1997. "Global Sea Rise: A Redetermination." *Surveys in Geophysics* **18**: 279-292.
- Douglas, B.C. 2001. "Sea Level Change in the Era of recording tide gauge." In Douglas et al (eds) "Sea Level Rise: History and Consequences". International Geoph. Series. No 75. Academic Press.
- Emery, W.J., Thomson, R.E. 1997. "Data analysis methods in physical oceanography". Elsevier Ed.
- Fairbridge, R.W. editor. 1966. "The Encyclopedia of Oceanography". Van Nostrand Reinhold Co.,
- Farrel, W.E. Clarke, J.A. 1976. "On postglacial sea level". *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, **46**, 647-667.
- Fiúza, A.F.G. 1983. "Upwelling patterns off Portugal". Coastal Upwelling, editado por E. Suess y J. Thiede, 85-98, Plenum, NY.
- Fiuza, A F. G., Hamann, M., Ambar, I, Diaz del Rio, G., Gonzalez, N, Cabanas, J.M. 1998. "Water masses and their circulation off western Iberia during May 1993", *Deep Sea Research I*, **45**, 1127-1160.
- Folkard, A.M., Davies, A.F., Fiñuza, A.F.G., Ambar, I. 1997. "Remotely sensed sea surface thermal patterns in the Gulf of Cadiz and the Strait of Gibraltar: Variability, correlations, and relationships with the surface wind field". *J. Geophys. Res.*, **102**, 5669-5683.
- Font Tullo, I. 2000. "Climatología de España y Portugal". Ed. Universidad de Salamanca.
- Fraga, F., Mouriño, C., Manriquez, M. 1982 "Las masas de agua en la costa de Galicia: junio-octubre". *Resultados Expediciones Científicas*, **10**, 51-77.
- Fraga, F. Pérez, F.F., 1990. "Transformaciones entre composición química del fitoplancton, composición elemental y relación de Redfield". *Scient. Mar.*, **54**(1): 69-76.

- Frouin, R., A. F. Fuiza, I. Ambar, T. J. Boyd, 1990: “*Observations of a Poleward Surface Current off the coasts of Portugal and Spain during the winter*”, Journal of Geophysical Research, 95, 679-691
- García, C.M., Prieto, L., Vargas, M., Echeverría, F., García-Lafuente, J., Ruiz, J., Rubin, J.P. 2002. “*Hydrodynamics and the spatial distribution of plancton ant TEP in the Gulf of Cadiz -(Sw Iberian Peninjsula)*”. J. Placton Res., 8, 24, 817-833.
- García, M.J. 1992. “*Red mareográfica. Niveles medios y mareas. Interección océano-atmósfera*”. Memoria de investigación, especialidad de oceanografía física. IEO
- García, M.J., Perez, B., Fraile, M.A., Millan, J.G. 2000. “*Sea level variability along the Spanish coast. 1990-1999*”. The 10th General Assembly of the WEGENER project (WEGENER 2000). Extended bstracts Book. Boletin ROA no. 3/2000-5
- García, M.J., Tel, E. y Molinero, J. 2001. “*Sea level observing system in the West-Western Mediterranean. In the pursuit of the long-term changes in sea level. Contribution to MEDGLOSS*”. The 36th CIESM Congress. Montecarlo. Rapp. Comm. Int. Mer Médit., 36, pp. 96.
- García-Lafuente, J., Admetlla, R. y García, M.J. 1981. “*Estudio de la variación del nivel del mar como función de la presión en el mar de Alborán*”. Bol. Inst. Esp. Oceanogr., **283**, 91-99
- García-Lafuente, J.M. 1986. “*Variabilidad del nivel del mar en el Estrecho de Gibraltar: mareas y oscilaciones residuales*”. Tesis doctoral. Fuengirola, Málaga.
- Garret, C. Thompson, K., and Blanchard, W. 1990. “*Sea-level Flips: at the Strait of Gibraltar.*” Nature Magazine. v. **348** (Nov. 22, '90) p.292
- Gaspar, P., Ponte, R.M. 1997. “*Relation between sea level and barotropic pressure determined from altimeter data and model simulations*”. Journal of Geophysical Research, **102**, 961-971.
- Gilbert, R.O. 1987. “*Statistical methods for environmental pollution monitoring*”. Van Nostrand Reinhold Company. New York
- Gill, A.E. 1982. “*Atmosphere- Ocean Dinamics*” Academic Press. San Diego, pp 162.

-
- Gornitz, V. and S. Lebedeff, 1987. “*Global Sea Level Changes During the Past Century*”, Sea Level Change and Coastal Evolution, D. Nummedal, O.H. Pilkey and J.D. Howard, Eds, SEPM, Spec. Publ., No. 41
 - Gornitz, V. Solov, A., 1991. “*Observations of long-term tide gauge records for indicators of accelerated sea level rise*”. En: Schlesinger, M.E. (ed). “*Greenhouse gas-induced climatic change: a critical appraisal of simulations and observations*”. Elsevier, Amsterdam, pp 347-367.
 - Gornitz, V. 1995. “*A comparison of differences between recent and late Holocene sea-level trends from Eastern North America and other selected regions*”. Jour. Coastal Res., Special paper no 17: Holocene cycles: climate, sea levels and sedimentation, pp 287-297.
 - Hamon, B. V. and Hannan, E. J. 1963. “*Estimating relations between time series*”. J. Geophys. Res., 68, 6033-6041.
 - Hansen, J.E., Sato, M. 2001. “*Trends of measured climate forcing agents*”. Proc. Natl. Acad. Sci. **98**, 14778-14783.
 - Hayes D. E. Rabinowitz, P.D. 1975. *Mesozoic magnetic lineations and the magnetic Quiet Zone off Northwest Africa*. Earth Planet. Sci. Lett., 28: 105-115.
 - Herdeshott, M., and Munk, W. 1970. “*Tides*”. Annual Review of Fluid Mechanics, **2**, 205-224.
 - Horel, J.D. 1984. “*Complex principal component analysis: Theory and examples*”. J.Clim.Appl.Met., 23, 1660-1673.
 - Hurrell, J.W., 1995. “*Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation*”. Science 269, 676-679.
 - IPCC 3rd Assessment Report. Climate Change 2001: The Scientific Basis. J. T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden and D. Xiaosu (Eds.) Cambridge University Press, UK.
 - Jansa Guardiola, J M. “*Curso de climatología*” 1969.: Instituto Nacional de Meteorología, Sección de Publicaciones, Madrid
 - Jollifé, I:T: 1986. “*Principal Component Analysis*”. Ed. Springer-Verlag, N.York.

-
- Jones, P. D., T. Jonsson and D. Wheeler, 1997. *Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland*, Int. J. Climatol., 17, 1433–1450.
 - Jones, P. D., T. J. Osborn and K. R. Briffa, 2003 *Pressure-Based Measures of the North Atlantic Oscillation (NAO): A Comparison and an Assessment of Changes in the Strength of the NAO and its Influence on Surface Climate Parameters*, Geophysical Monograph., 134, 51–62,
 - Kaiser, H.F. 1974. “An index of factorial simplicity” *Psychometrika*, **39**, 31-36.
 - Kay, S.M. 1988. “*Modern Spectral Estimation: theory and application*”. Prentice Hall.
 - Kendall, M.G. 1975. “*Rank correlation methods*”, 4th Ed., Charles Griffin, London.
 - Larnicol, G., Le Traon, P.Y., Ayoub, N. and De Mey, P. 1995. “*Mean sea level and surface circulation of the Mediterranean sea from two years of Topex/Poseidon data*”. *Journal of Geophysical Research*, 100, 25163-25177.
 - Lavín, A., y García, M.J. 1992. “*Mean Sea Level along the North Atlantic coast 1980-1989*”. *ICES mar. Sci. Sym*, **195**, 187-192.
 - Lacombe, H., Tchernia C., 1972. “*Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. The Mediterranean Sea*”, D. J. Stanley, Ed., Dowden, Hutchinson & Ross, 26 36.
 - Le Traon, P.Y., Gauzelin, P. 1997. “*Response of the Mediterranean sea level to atmospheric pressure forcing*”. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 973-984.
 - Ljung, G. M. and Box, G. E. P. 1978. “*On a measure of lack of fit in time series models*”. *Biometrika* **65**, 553–564.
 - Lorentz, E.N. 1956. “*Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction*”. *Sci. Rept. No 1. Statistical Forecasting Project, Mass. Inst. Tech. Dept of Meteorology, Cambridge, Mass., pp 49.*
 - Ljung, G. and Box, G. 1978. “*On a Measure of Lack of Fit in Time Series Models*”, *Biometrika*, 67, 297-303.
 - Mann, H.B. 1945 *Non parametric test against trend*. *Econometrika*, 13: 245-259.

- Martín-Vide, J. 2002 “*Ensayo sobre la oscilación del mediterráneo occidental y su influencia en la pluviometría del este de España*”. 3er. Congreso de la AEC “El agua y el clima”. Editores: Guijarro, Grimalt, Laita y Alonso. Publicaciones de la AEC, Serie A, nº 3
- Mitchell, W., Chinteborough, J., Ronai, B., Lennon, G.W. 2000. “*Sea Level Rise in Australia and the Pacific*” The South Pacific Sea Level And Climate Change Newsletter, 5 (1), 10-19
- Mitchell, J.M. et al., 1966, *Climate Change*. World Meteorological Organisation. Technical Note No. 79.
- Mitchell, W., Chittleborough, J., Ronai, B. Lennon, G.W., 2000. “*Sea level rise in Australia and the Pacific*”. Quarterly Newsletter of the South Pacific Sea Level and Climate Monitoring Project, National Tidal Facility, Australia
- Myhre, G., Highwood, J., Shine, P., Stordal, F. 1998. “*New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases*” Geophys. Res. Letters, 25,14, 2715-2718.
- Nakiboglu, S. M., Lambeck, K. 1991. “*Secular sea level change, in Glacial Isostasy, Sea Level, and Mantle Rheology*”, Editores: R. Sabatini, K. Lambeck, and E. Boschi, pp. 237-258, Kluwer Academic Publ., Dordrecht.
- Navarro-Pérez, E. Barton, E.D. 2001. “*Seasonal and interannual variability of the Canary Current*”. Sci. Mar., 65 (suppl. 1), 205-213.
- Nicholls, R. J., Leatherman S. P., 1994 “*Global sea-level rise*”, en “*As Climate Changes: Potential Impacts and Implications*”, K. Strzepek and J. B. Smith (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge.
- Nicholls, R.J. and Leatherman, S.P., (eds.) 1995. “*Potential Impacts of Accelerated Sea-Level Rise on Developing Countries*”. Journal of Coastal Research, Special Issue No. 14.
- Painter S. C., Tsimplis M. N.. 2003 *Temperature and salinity trends in the upper waters of the Mediterranean Sea as determined from the MEDATLAS dataset*. Cont. Shelf. Res. ,23, 1507-1522
- Palov, V.K., and Palov, P.V.. 1999. “*Features of seasonal and interannual variability of the level regime and water circulation in the Laptev Sea*”. En “*Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History*”. H. Kassens et al (eds). Berlin, Sringer-Verlag Berlin Heidelberg, 3-16

- Parker, B.B., “*Sea level trends at Pacific Islands*”
<http://capita.wustl.edu/NEW/parker.html>.
- Peltier, W.R. 1974. “*The impulse response of a Maxwell Earth*”. Rev. Geophys, **12**, 646-669.
- Peltier, W.R. 1976. “*Glacial isostatic adjustment II: The inverse problem*”. Geophys. J. R. Astron. Soc., **46**, 669-706.
- Peltier, W.R. 1994. “*Ice-age paleotopography*”. Science, **265**, 195-201.
- Peltier, W.R. 1998. “*Post-glacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and solid earth geophysics*”. Rev. Geophys, **36**, 603-689.
- Peltier, W.R. 1999. “*Global sea level rise and glacial isostatic adjustment*”. Global planetary change, **20**, 93-123.
- Peltier, W.R., 2001. “*ICE4G (VM2) Glacial Isostatic Adjustment Corrections*”, en Sea Level Rise; History and Consequences, Douglas, B.C., Kearney, M.S., Leatherman S.P. (Eds.), Academic Press. International Geophysics Series, vol, 75.
- Peltier, W.R., Andrew, J.T. 1976. “*Glacial isostatic adjustment I: The forward problem*”. Geophys. J. R. Astron. Soc., **46**, 605-646.
- Peltier, W.R., Farrel, W.E. Clark, J.A. 1978. “*Glacial isostasy and relative sea level: A global finite element model*”. Tectonophysics, **50**, 81-110.
- Peltier, W. R., Tushingham A. M, 1989. “*Global sea level rise and the greenhouse effect: might they be connected?*”, Science 244, no. 4906, 806-810.
- Peña, D. 1997. “*Estadística, modelos y métodos. Vol 1, Fundamentos*” Alianza Universidad textos, 109.
- Perez, B., Garcia M.J., Puyol B., 1999. “*Integración y optimización de las redes mareográficas españolas. Jornadas portuarias*”. Coruña –99
- Pérez, F.F., Pollard, R.T., Read, J.F., Valencia, V., Cabanas, J.M., Ríos, A.F. 2000. “*Climatological coupling of the thermohaline decadal changes in the Central Water of the Eastern North Atlantic*”. Scientia Marina, **64(3)**, 347-353.

- Puch, D.T. 1987, “*Tides, Surges and Mean Sea-Level*”. J. Wiley & Sons (ed).
- Robinson, A.R. 1964. “*Continental Shelf waves and the response of sea level to weather systems*”. J. Geoph. Res. **69**, 367-368.
- Robinson, I.S. 1985. “*Satellite oceanography*” Chichester: Ellis Horwood, pp 455.
- Roemmich, D. 1990. “*Sea level and the thermal variability of the ocean*”. En “Sea level change”, Geophysics study committee, Commission of Physical Sciences, Mathematics and Resources, National Research Council, National Academy Press, 208-217.
- Roest, W.R., Dañobeitia, J.J., Verhoet, J., Collete, B.J. 1992. “*Magnetic anomalies in the Canary Basin and the Mesozoic evolution of the Central North Atlantic*”. Mar. Geophys. Res., 14, 1-24.
- Rodríguez-Fonseca, B., I. Polo & E. Serrano, 2003. *Ocean-stratosphereconnection in the subtropical North Atlantic. Its influence on the European climate*. Proceedings del 3º Simposio de Meteorología y Geofísica del APMG, Aveiro, Portugal. 5 pp.
- Rogers, J.C., 1984: *The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere*. Mon. Wea. Rev., 112, 1999-2015.
- Rohling, E. Bryden, H. 1992. “*Man-induced salinity and temperature increases in the Wester Meditteranean Deep Water*”. Journal of Geophys. Res., **97**, 11191-11198.
- Ross, J.C. 1854. “*On the effect of the pressure of the atmosphere on the mean level of the ocean*”. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, **144**, 285-296.
- Ross, T., Garret, C., Le Traon, P.I. 2000 “*Western Mediterranean sea-level rise: changing exchange flow through the Strait of Gibraltar*”. Geoph. Res. Lett. **27**, 18, 2949-2952.
- Shankar, D., Shetye S. R., 1999: *Are interdecadal sea level changes along the Indian coast influenced by variability of monsoonrainfall?* J. Geophys. Res., 104 (C11), 26 031–26 042
- Sharma, S. 1996. “*Applied multivariate techniques*”. J.Wiley & Sons, Inc.
- Shum, C., Luk, P., Yi, Y., Zhao, C., Braun, A. Woodworth, P. 2001. “*Determination of 20th Century Global Sea Level Rise.*” Asia-Pacific Space Geodynamics Program (APSG) IV Workshop. <http://center.shao.ac.cn/APSG/session3.pdf>

- Snedecor, G.W. and Cochran, W.G. 1983. *“Statistical Methods”*, Eighth Edition, Iowa State University Press.
- Sneyers, R. 1975: Sur l'analyse statistique des séries d'observations. O.M.M., N.T. No. 143, 192 pp. English version, W.M.O. 1990.
- Takahashi ., Sutherland, S.C., Sweeney, C., Poisson, A., Metzl, N., Tilbrook, B., Bates, N., Wanninkhof, R., Feely, R.A., Sabine, C., Olafsson, J., Nojiri, Y. 2002, *“Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects”*, Deep-Sea Res.II, **49**, 1601-1623
- Tel, E. y García, M.J. 2002b. *“Nivel del mar en las costas españolas y su relación con el clima”*. 3er. Congreso de la AEC (Comunicación oral). Palma de Mallorca. *“El agua y el clima”*. Editores: Guijarro, Grimalt, Laita y Alonso. Publicaciones de la AEC, Serie A, nº 3, pp 101-110.
- Tel, E. y García, M.J. 2002a *“Variabilidad regional del nivel medio del mar en la zona del Estrecho de Gibraltar”* 3ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica (Comunicación oral).Valencia. Proceedings, vol. 3, pp 1569-1672.
- Tel, E. y García, M.J.,2001. *“Mean sea level changes along the Northern Iberian Peninsular coast.”* Final Workshop of COST Action 40: Sea level in Europe: Observation, Interpretation, and Exploitation. (poster). Dubrovnic (Croacia). Book of Abstracts. Editores: Vilibic, Plag y Orlic.-Hydrographic Institute of Republic of Croatia. pp. 110-113.
- Thomson, R.E., S. Tabata and D. Ramsden. 1985. *Comparison of sea level variability on the Caribbean and Pacific coasts of the Panama Canal*. Time Series of Ocean Measurements, 2: IOC Tech. Series 30, UNESCO: 33-37.
- Trenberth, K.E., 1975. *“A quasi-bienal standing wave in the southern hemisphere and interrelations with sea surface temperature”*. Quart.J.Roy.Met.Soc.,**101**,55-74.
- Trupin, A., Wahr J., 1990. *“Spectroscopic analysis of global tide gauge sea level data”*, Geophys. J. Int., 100, 441-453,
- Tsimplis, M.N., y Baker, T.F. 2000. *“Sea level drop in the Mediterráanean Sea: An indicator of deep water salinity and temperature changes?”* Geophys. Res. Let., **27**, 12, 1731-1734.

- Tsimplis, M.N., y Josey, S.A. 2001. “*Forcing of the Mediterranean Sea by atmospheric oscillations over the North Atlantic*”. *Geophys. Res. Let.*, **28**, 5, 803-806.
- Tsimplis, M.N., Rixen, M. 2002. *Sea level in the Mediterranean Sea: The contribution of temperature and salinity changes*. *Geophys. Res. Let.*, 29(23), doi: 2002GL015870.
- Unal, Y.S., Ghil M., 1995 “*Interannual and interdecadal oscillation patterns in sea level*”, *Clim. Dyn.*, 11, 255-278.
- Vargas, J.M., García Lafuente, J., Candela, J.. 2004. “*Variabilidad de marea en el control hidráulico en el Umbral de Camarina, Estrecho de Gibraltar*”. 4 asamblea de geofísica y geodesia, figueira da Dfoz, Protugal, Libro de Resúmenes, 665-666.
- Vargas, J.M., Garcia-Lafuente, J., Delgado, J., Criado, F. 2003. “*Seasonal and wind indexed variability of Sea Surface Temperature patterns in the Gulf of Cadiz*”. *J. Mar. Sys.*, **38**, 205-219.
- Vargas-Yañez, M., Ramírez, T., Cortés, D., Sebastián, M., Plaza, F. 2002. “*Warming trends in the continental shelf of Málaga Bay (Alborán Sea)*” *Geophys. Res. Let.*, **29**, 22, 2082-2085.
- Vargas-Yañez, M., T. Sarhan, E. Abad, T. Ramírez, D. Cortés y F. Plaza. 2001. *Results from the ECOMALAGA Project: hydrological and biological seasonal cycles and trends in the Malaga Bay and Alboran Sea*. *Rapp. Comm. Int. Mer Médit.*, 36: pp 86.
- Van Cauwenberghe, C. 2000. “*Relative Sea Level Rise along the Belgian Coast: Analyses and Conclusions with respect to the High Water, the Mean Sea and the Low Water Level*”. *The Hydrographic Journal*, 97.
- Wadsworth, G.P., Bryan, J.G., Gordon, C.H. 1948. “*Short range and extended forecasting by statistical methods*”. US Air Force, Air Weather Service Tech. Report No. 105-38, Washington, D.C., pp 186.
- Warrick, R. A., Provost C. L., Meier M. F, Oerlemans J., and Woodworth P. L., 1996. “*Changes in sea level*” in *Climate Change 1995: The Science of Climate Change* Editores JT Houghton, LG Meira Filho, BA Calander, N Harris, A Kattenburg, y K Maskell, Cambridge University Press, Cambridge. pp 359-405.
- Wallace, J.M., Dickinson, R.E. 1972. “*Empirical orthogonal representation of time series in frequency domain. I. Theoretical considerations*”. *J. Appl. Met.*, **11**, 887-892.

- Weare, B.C., Nasstrom, J.S. 1982. “*Examples of extended empirical orthogonal function analysis*”. Mon. Weather Rev., **110**, 481-485.
- Weare, B.C., Navato, A.R., Newell, R.E. 1976. “*Empirical Orthogonal Analysis of Pacific sea temperatures*”. J. Phys. Oceanogr., **6**, 671-678.
- West, M. 1997 “*Time series descomposition*”. Biometrika, 84, 2, 489-494.
- Woodworth, P. L. 1990. “*A search for acceleration in records of European mean sea level*”, International Jour. of Climatology, **10**, 129-143.
- Woodworth, P. L. 1993. “*A review of recent sea level research*”, Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev. **31**, 87-109,.
- Woodworth, P.L., Gregory, J.M., Nicholls, R.J., 2001. “*Relative sea level trends in Europe: Past, Present and Future*”. COST 40,....
- Woolf D.K., Shaw, A.G.P. y Tsimplis, M.N. 2003. “*The influencie of the North Atlantic Oscillation on sea level variability in the North Atlantic region*”. The Global Atmosphere and Ocean System, **9**, 4, 145-167.
- Wroblewski, A., 2001. “*A probabilistic approach to sea level rise up to the year 2001 at Kolobrzeg, Poland*”. Climate Res, **18**, 25-30.
- Yu, N. Zheng,D., Ding, X., Huang, C. 2001. “*Sea level change in Shangai from Tide Gauge Records*”. <http://center.shao.ac.cn/APSG/session3.pdf>
- Zheng, D., Ding, X., Chen, Y., Huang, C., 2002. “*Sea level change in Hong Kong and ENSO*”. IOC Workshop Report No. 180.



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA.
FACULTAD DE CIENCIAS.
DEPARTAMENTO DE FÍSICA GENERAL Y DE LA ATMÓSFERA.

ANEXO

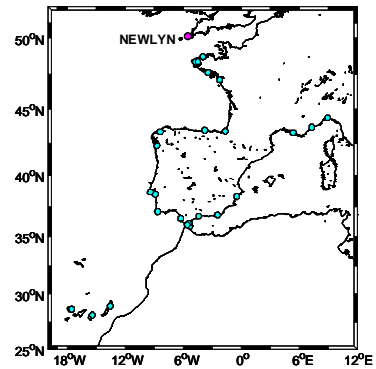
VARIABILIDAD Y TENDENCIAS DEL NIVEL DEL MAR EN LAS
COSTAS DE LA PENÍNSULA IBÉRICA Y ZONAS LIMÍTROFES: SU
RELACIÓN CON PARÁMETROS METEOROLÓGICOS.

ELENA TEL PÉREZ.
SALAMANCA, FEBRERO 2005.

ESTACIÓN:	NEWLYN
Id. PSMSL:	170-161

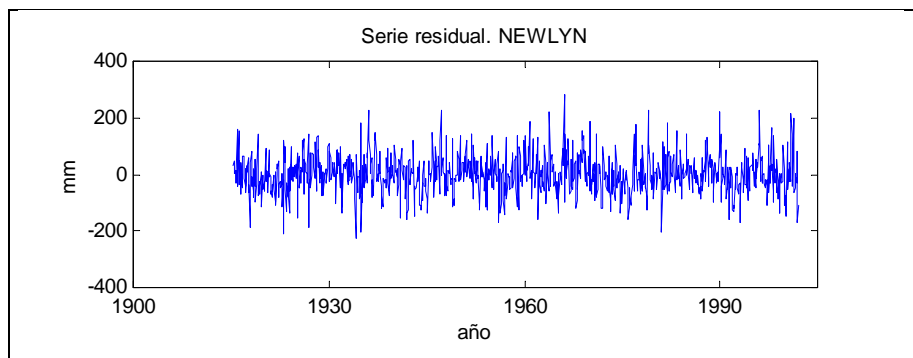
Tendencia (mm/año)

Lineal:	1,64 mm/año
Corrección GIA:	0,25 mm/año



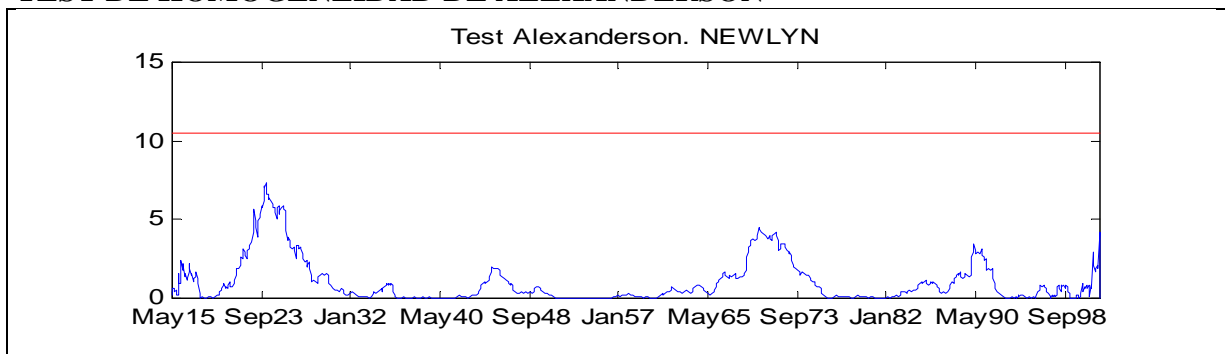
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	1039
Moda	-226
Desv. Std.	68,89
Skewness	0,27
Error Std.	0,08
Kurtosis	0,93
Error Std.	0,15
Rango	506
Mínimo	-226
Máximo	280



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 1,55	Sig. 0.02
--------------------------------	----------------------------	-----------

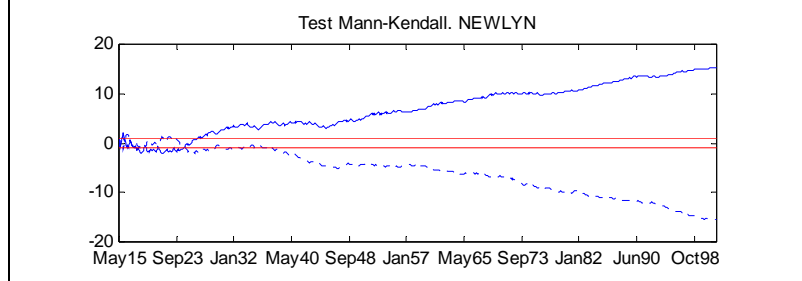
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



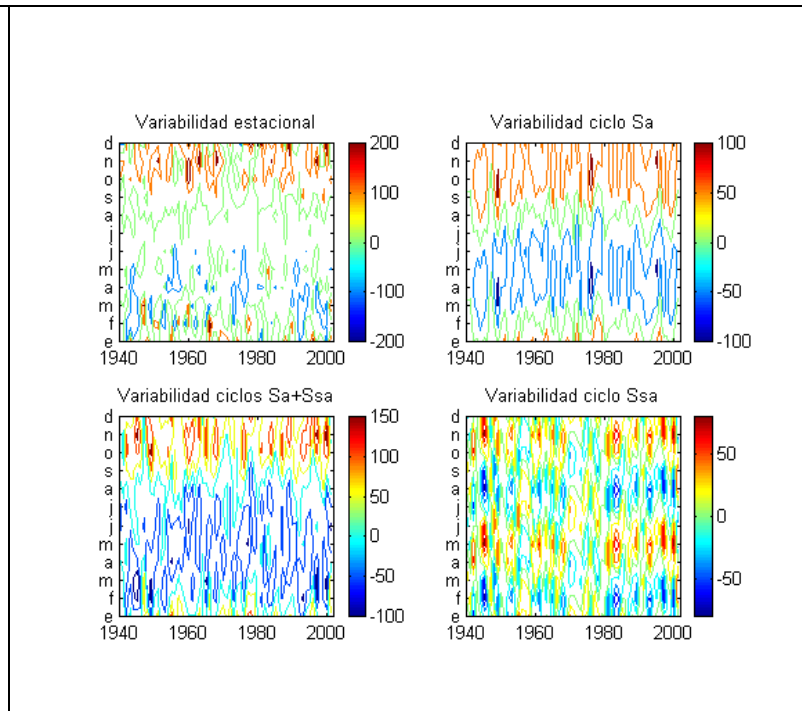
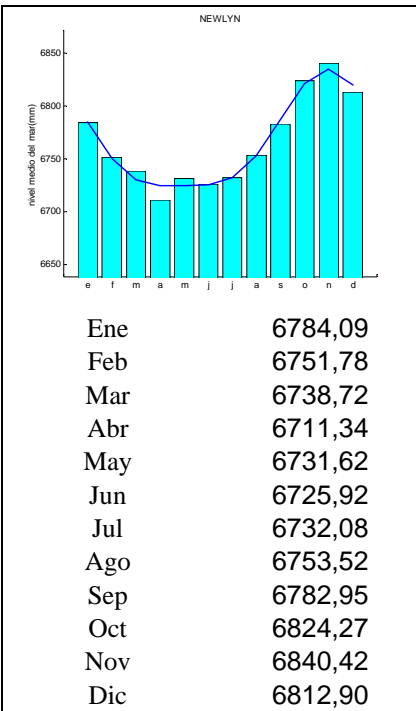
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

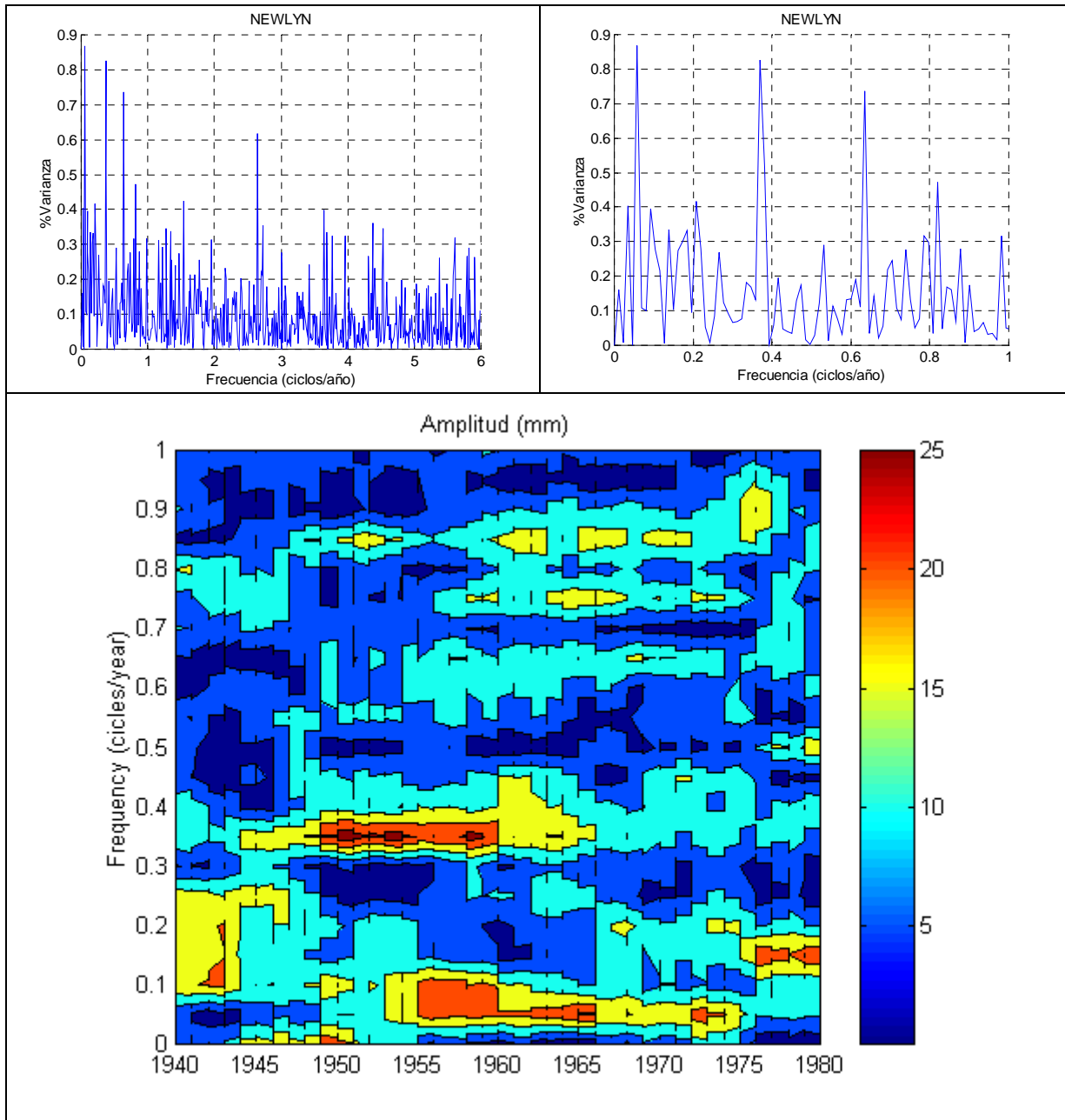
$U(r_s)$ 15,03
 α_1 Tendencia
 creciente



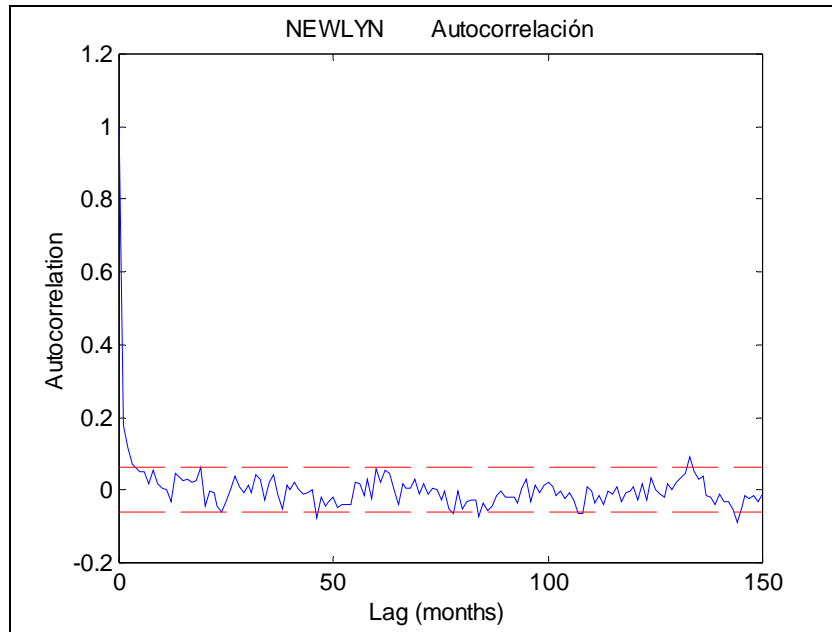
VARIABILIDAD ANUAL



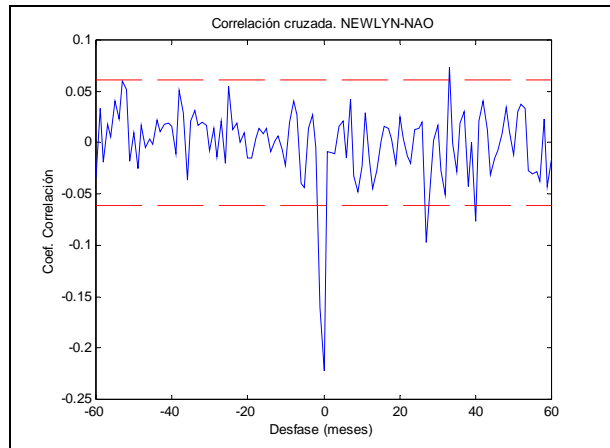
CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS



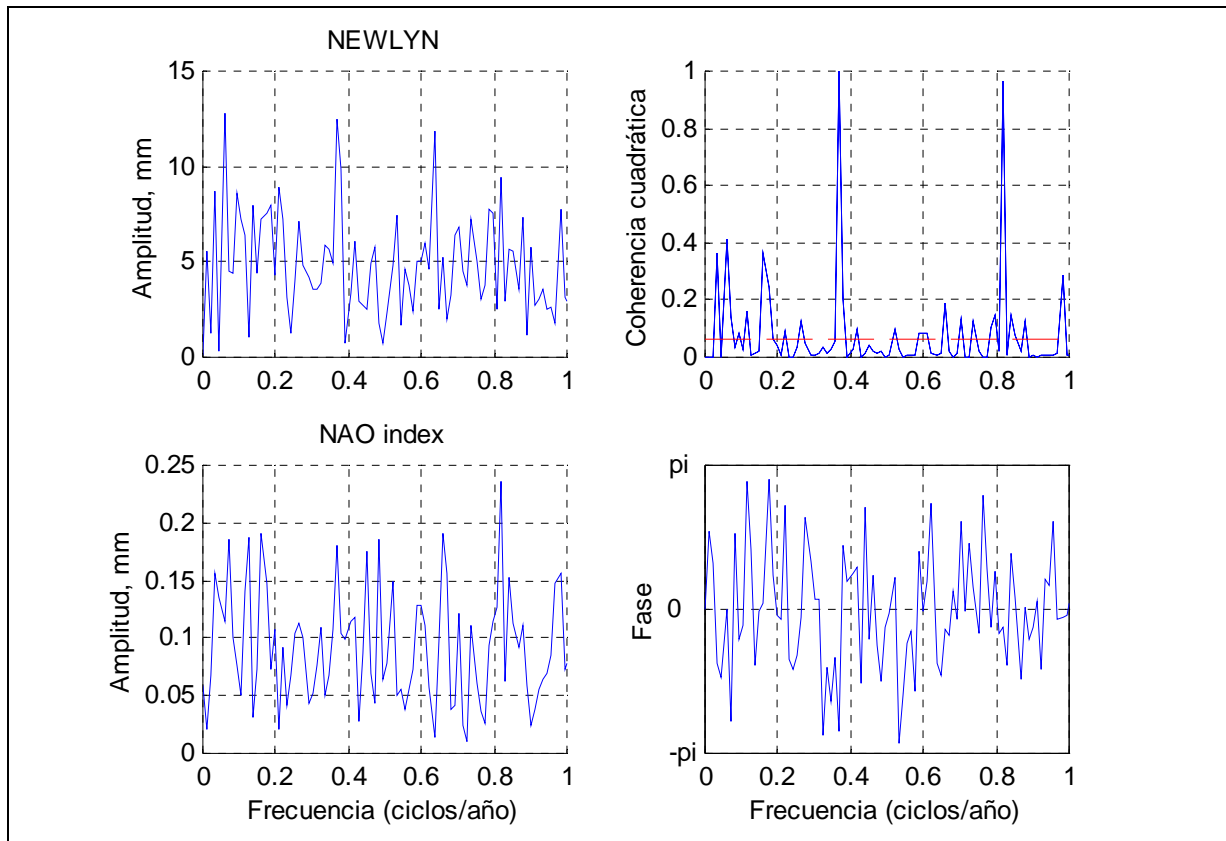
ENSAYOS DE CORRELACIÓN.



CORRELACIONES CRUZADAS



CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA

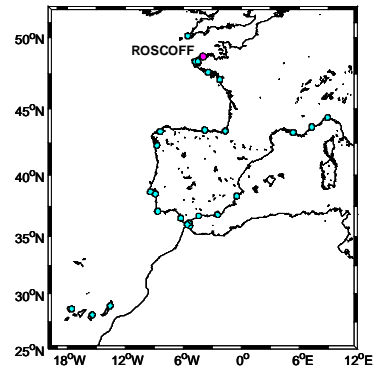


ESTACIÓN:	ROSCOFF
Id. PSMSL:	190-086

Tendencia (mm/año)

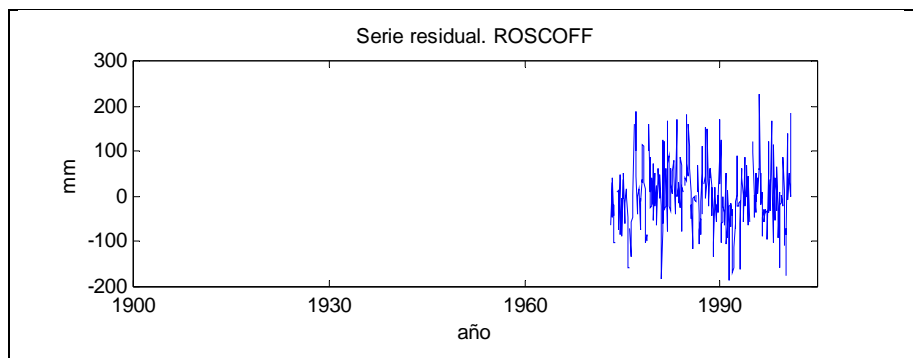
Lineal:	2,59 mm/año
Corrección GIA:	0,24 mm/año

Lineal + corrección



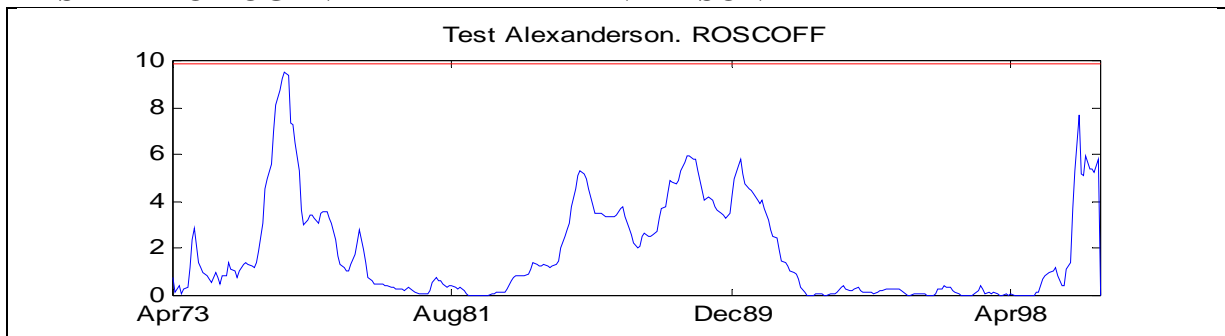
**RESIDUOS
ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS**

N	311
Moda	-185
Desv. Std.	72,64
Skewness	0,21
Error Std.	0,14
Kurtosis	0,39
Error Std.	0,28
Rango	410
Mínimo	-185
Máximo	226



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 0.88	Sig. 0.42
--------------------------------	---------------------	-----------

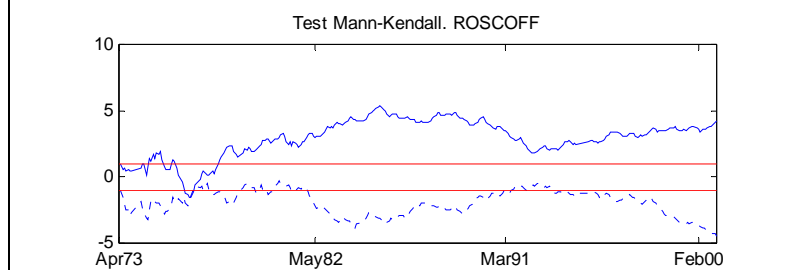
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



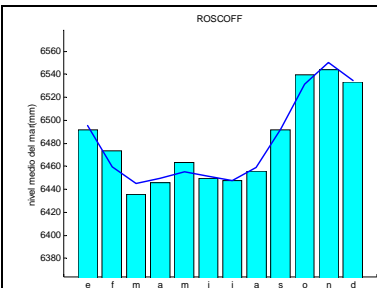
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

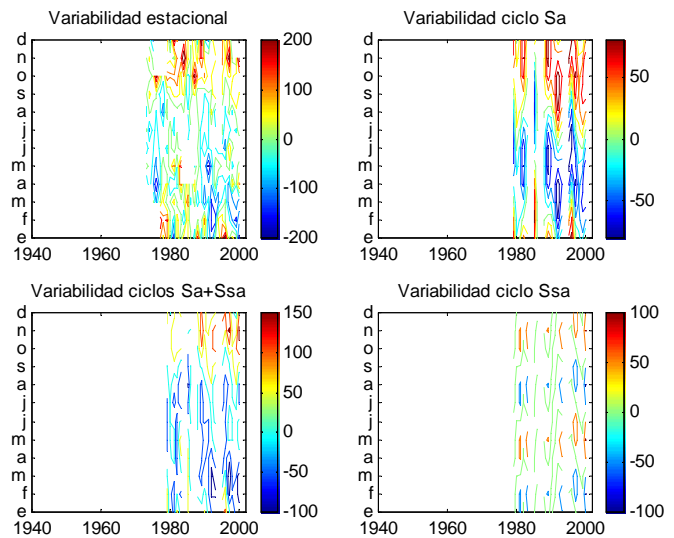
$U(r_s)$ 4,32
 α_1 Tendencia
 creciente



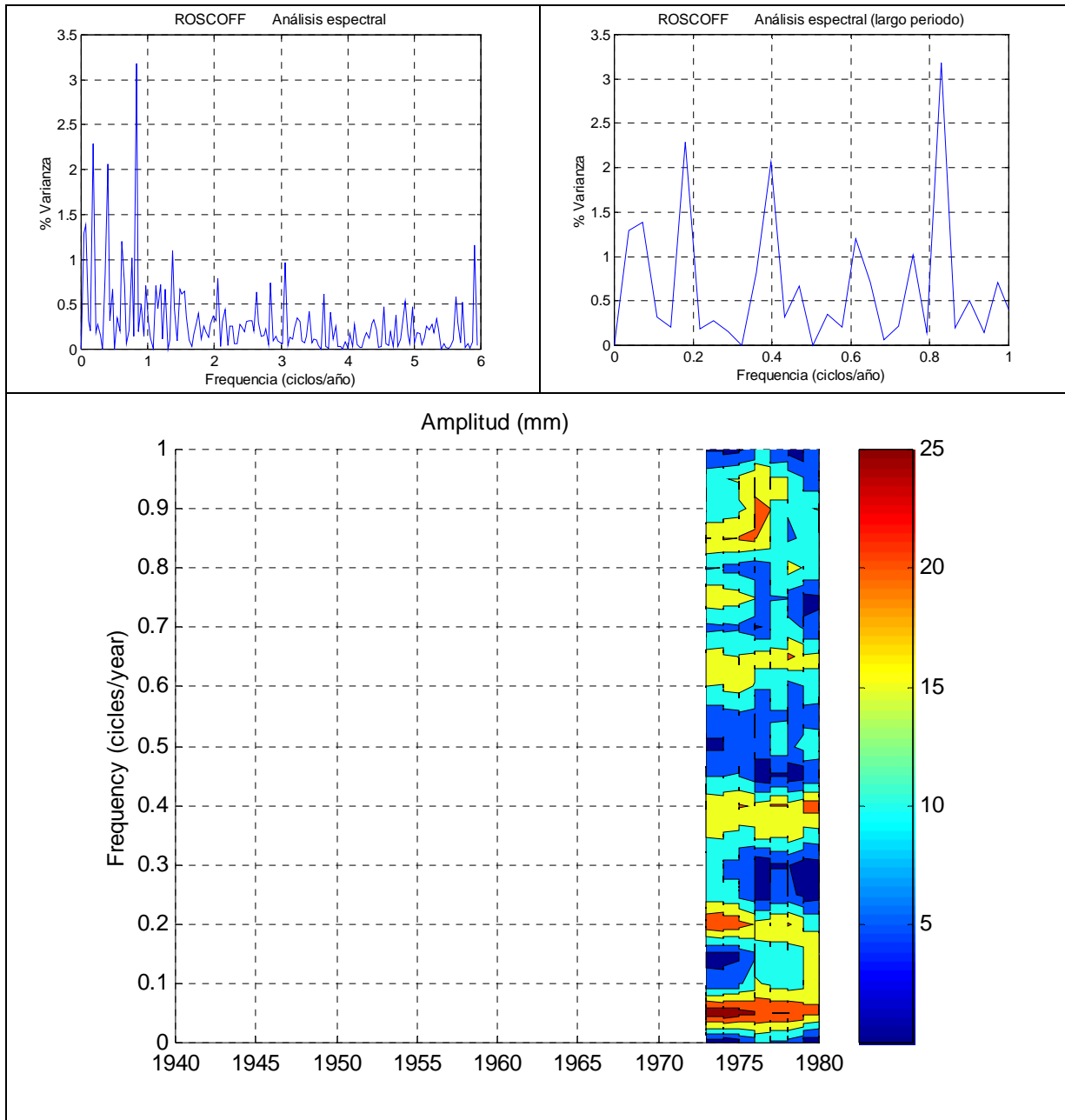
VARIABILIDAD ANUAL

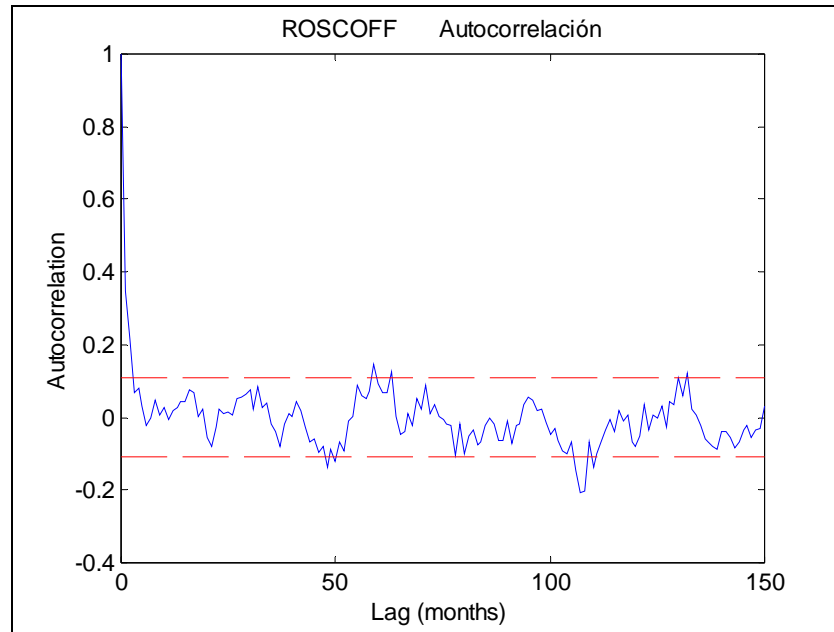


Ene	6491,93
Feb	6473,18
Mar	6435,88
Abr	6445,69
May	6463,24
Jun	6449,43
Jul	6447,81
Ago	6455,78
Sep	6491,94
Oct	6539,54
Nov	6544,07
Dic	6533,54

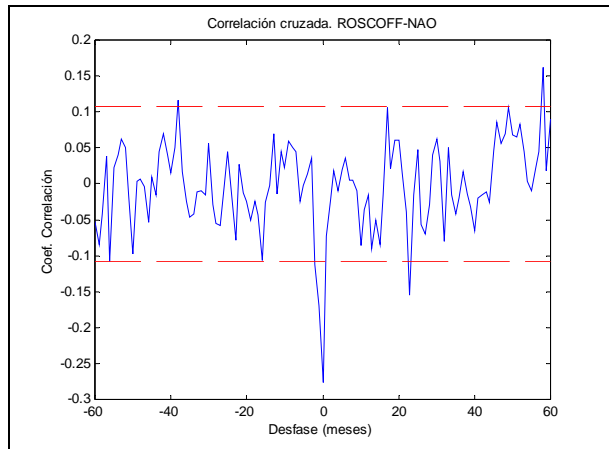


CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS

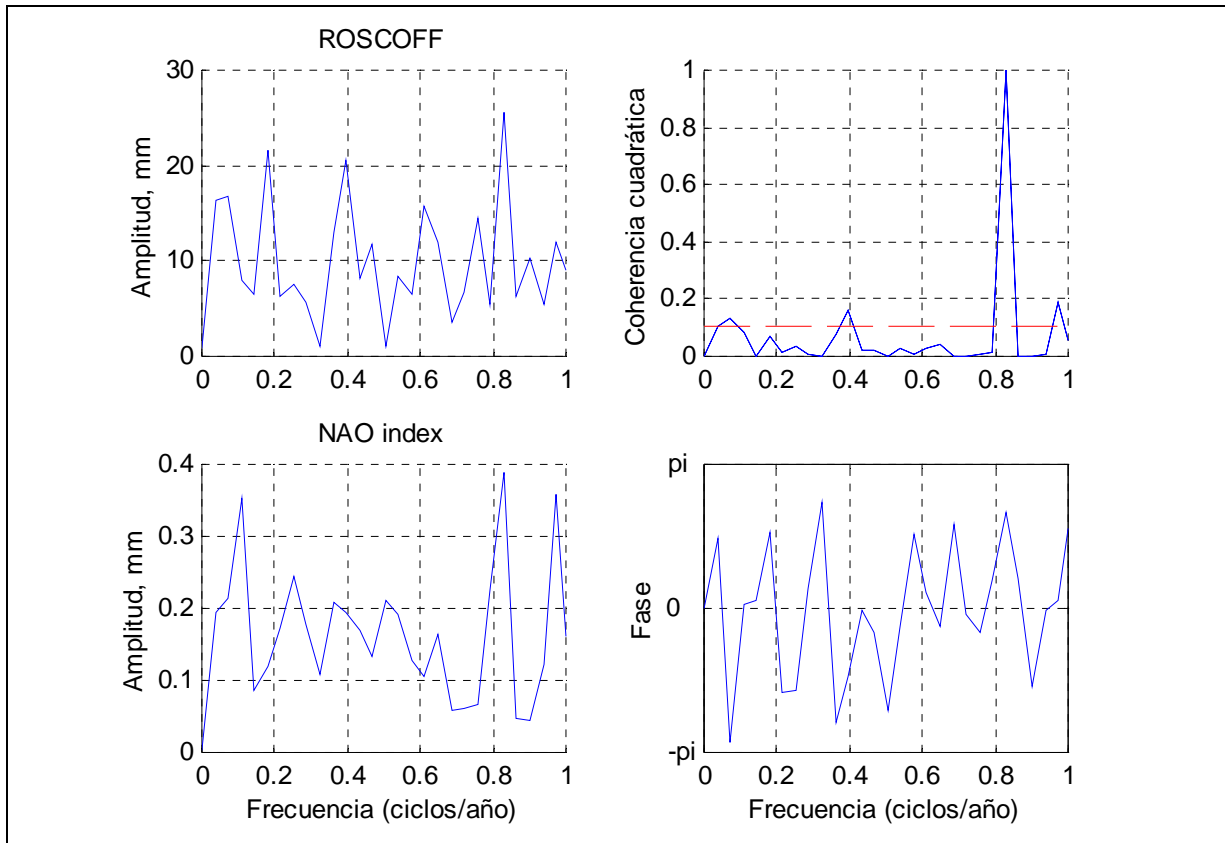


ENSAYOS DE CORRELACIÓN.

CORRELACIONES CRUZADAS



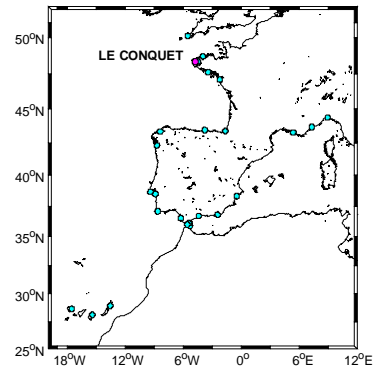
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	LE CONQUET
Id. PSMSL:	190-089

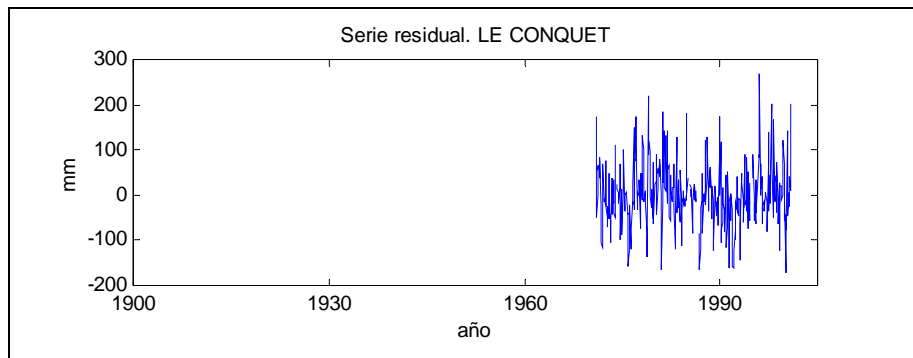
Tendencia (mm/año)

Lineal:	2,94 mm/año
Corrección GIA:	0,27 mm/año



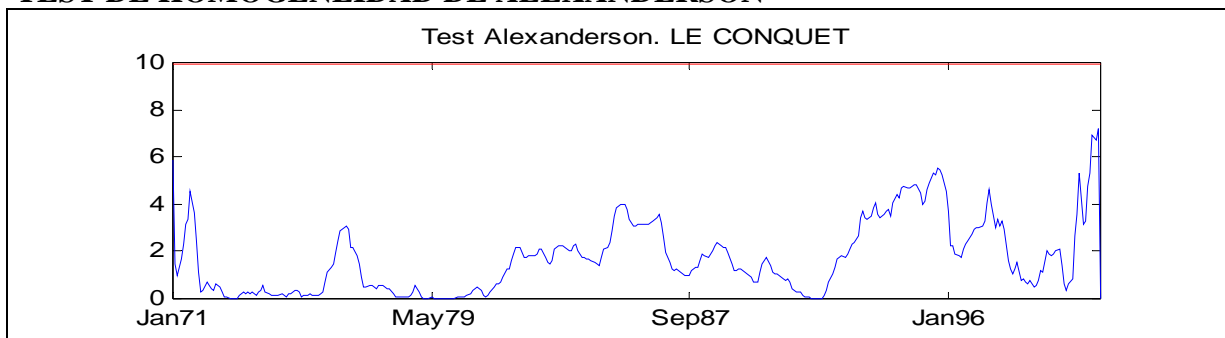
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	347
Moda	-172
Desv. Std.	71,59
Skewness	0,42
Error Std.	0,13
Kurtosis	0,86
Error Std.	0,26
Rango	439
Mínimo	-172
Máximo	267



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 1.15	Sig. 0.14
--------------------------------	---------------------	-----------

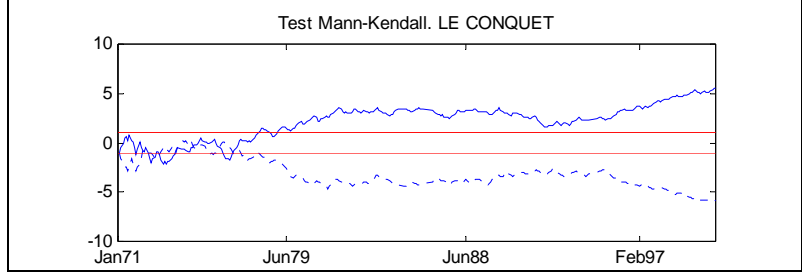
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



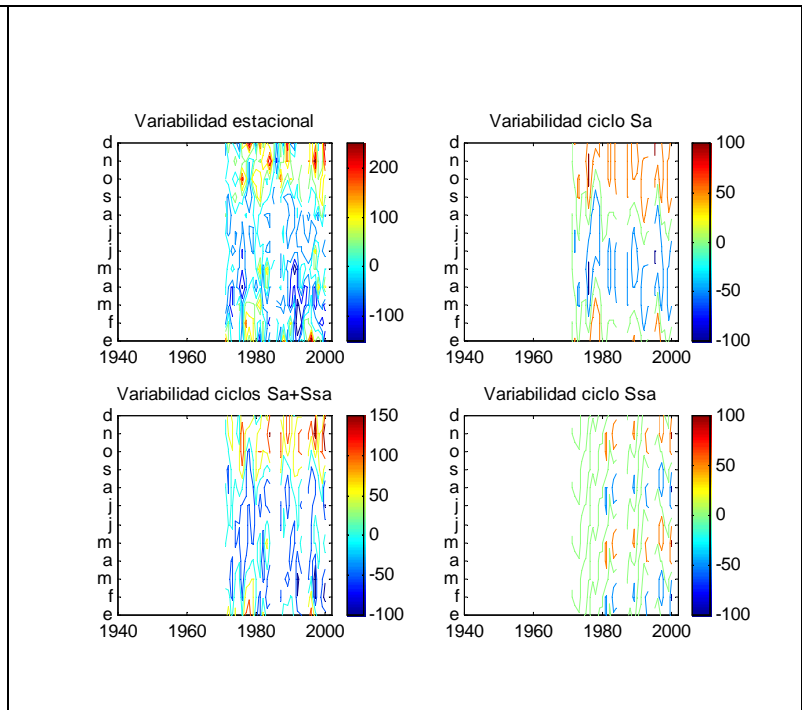
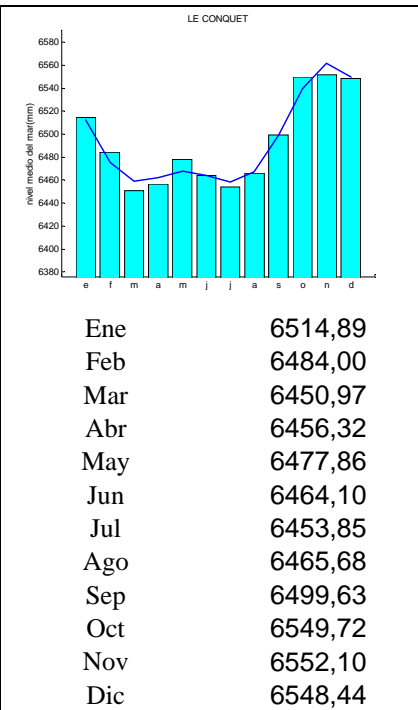
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

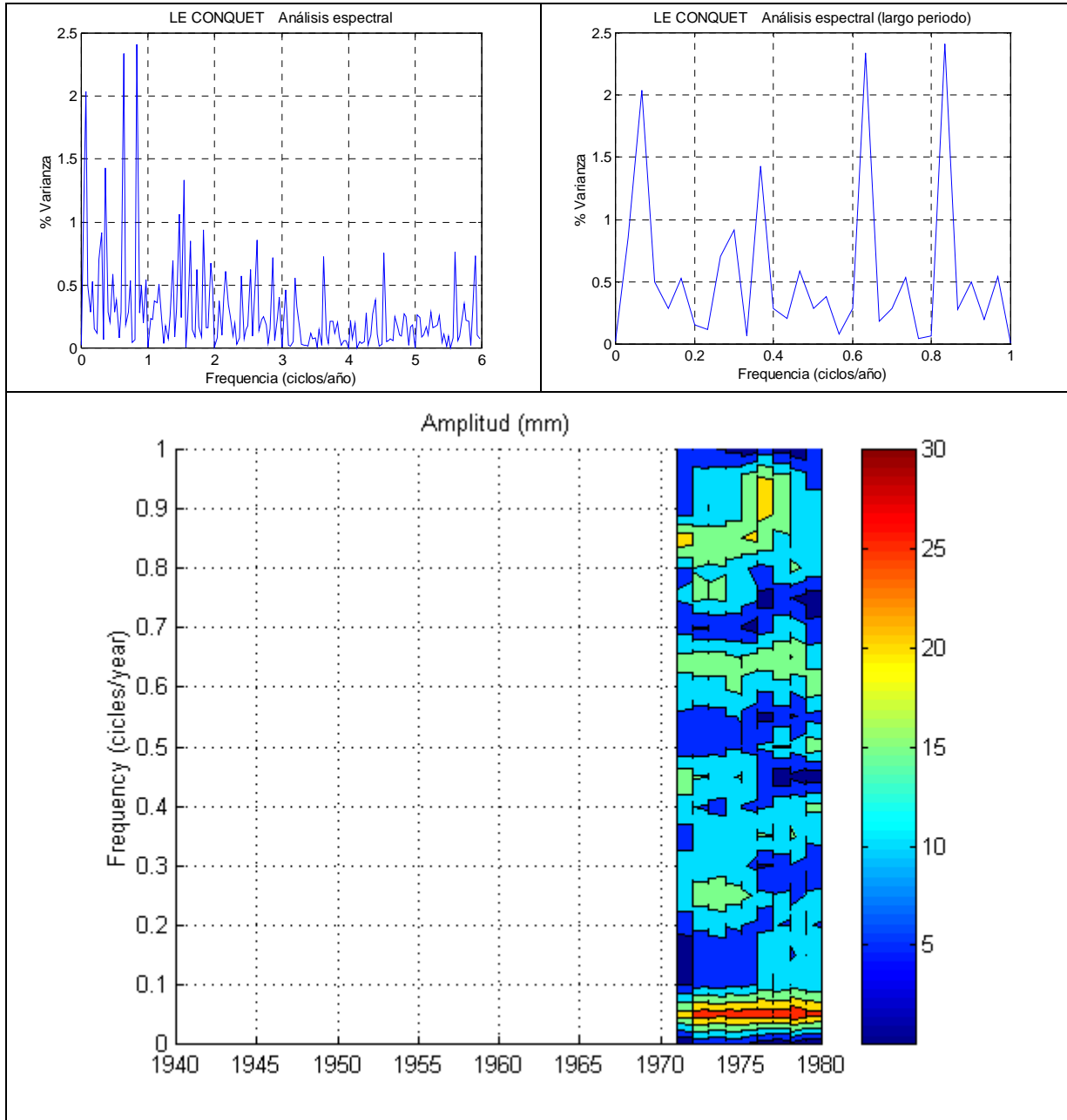
$U(r_s)$ 5,64
 α_1 Tendencia creciente



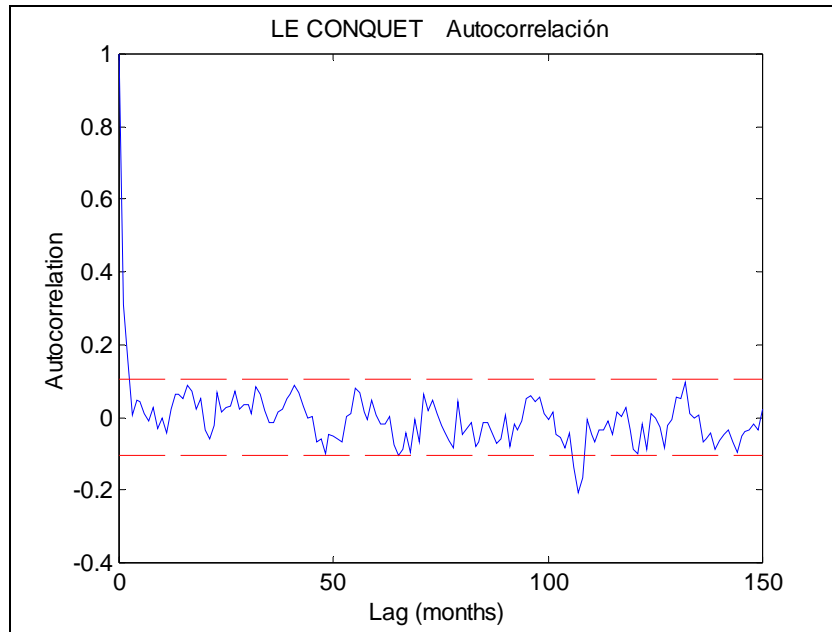
VARIABILIDAD ANUAL



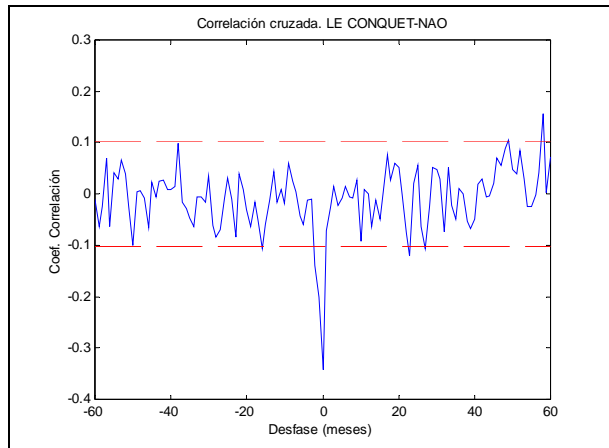
CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS



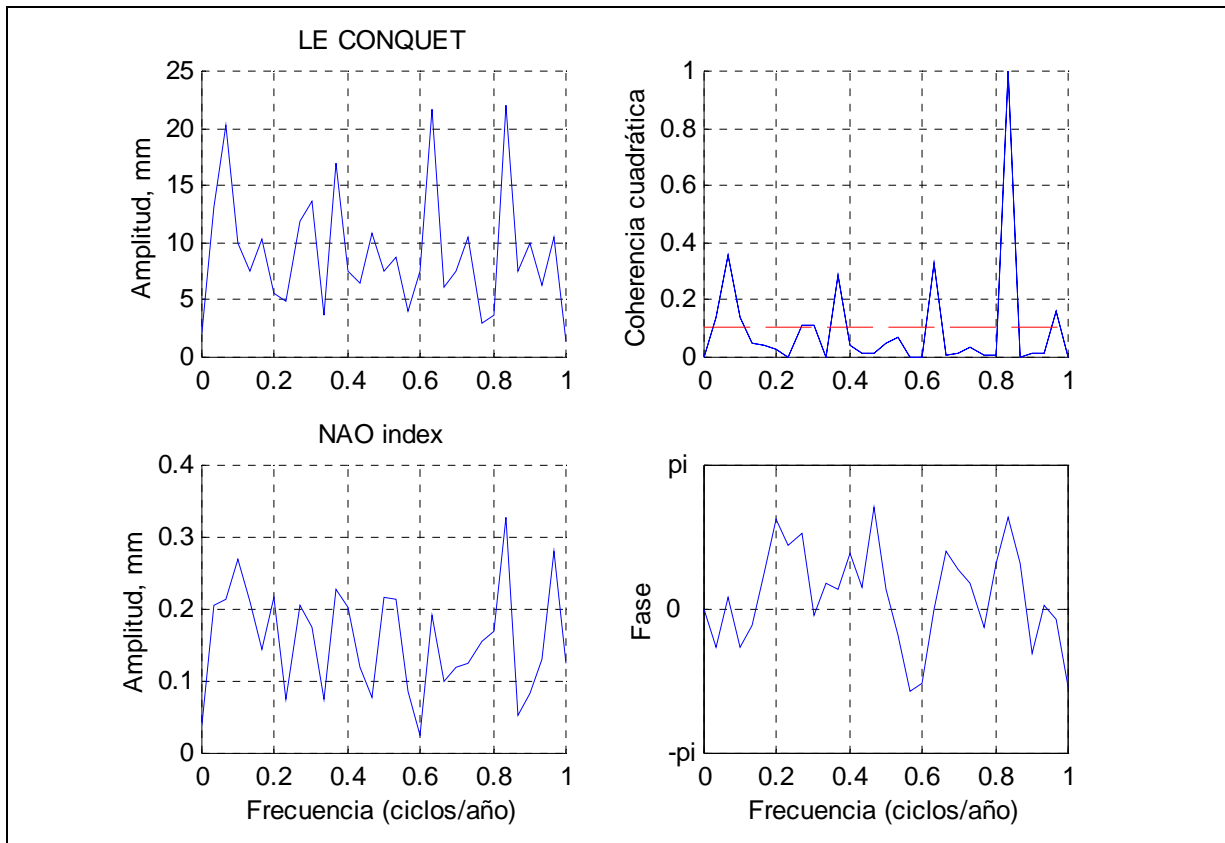
ENSAYOS DE CORRELACIÓN.



CORRELACIONES CRUZADAS



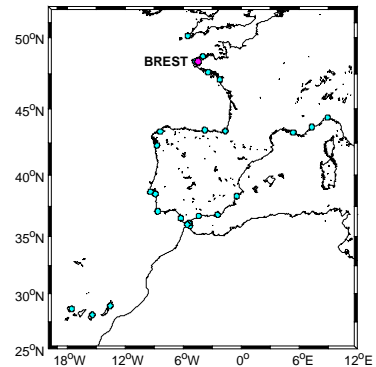
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	BREST
Id. PSMSL:	190-091

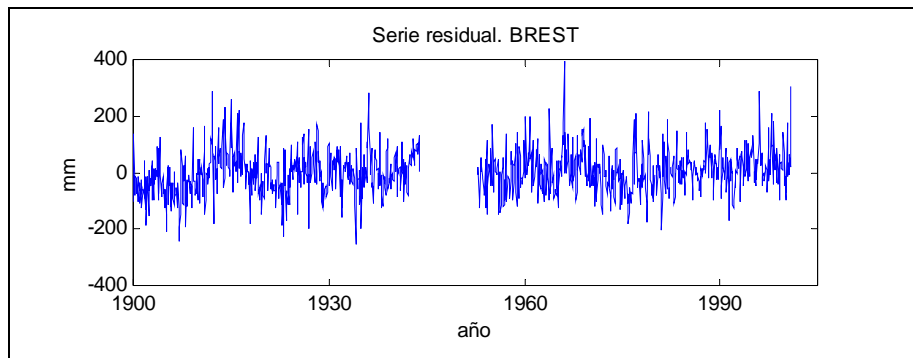
Tendencia (mm/año)

Lineal:	1,00 mm/año
Corrección GIA:	0,26 mm/año



**RESIDUOS
ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS**

N	2053
Moda	-254
Desv. Std.	77,38
Skewness	0,34
Error Std.	0,05
Kurtosis	0,91
Error Std.	0,11
Rango	646
Mínimo	-254
Máximo	392



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 1.54	Sig. 0.02
--------------------------------	---------------------	-----------

TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON

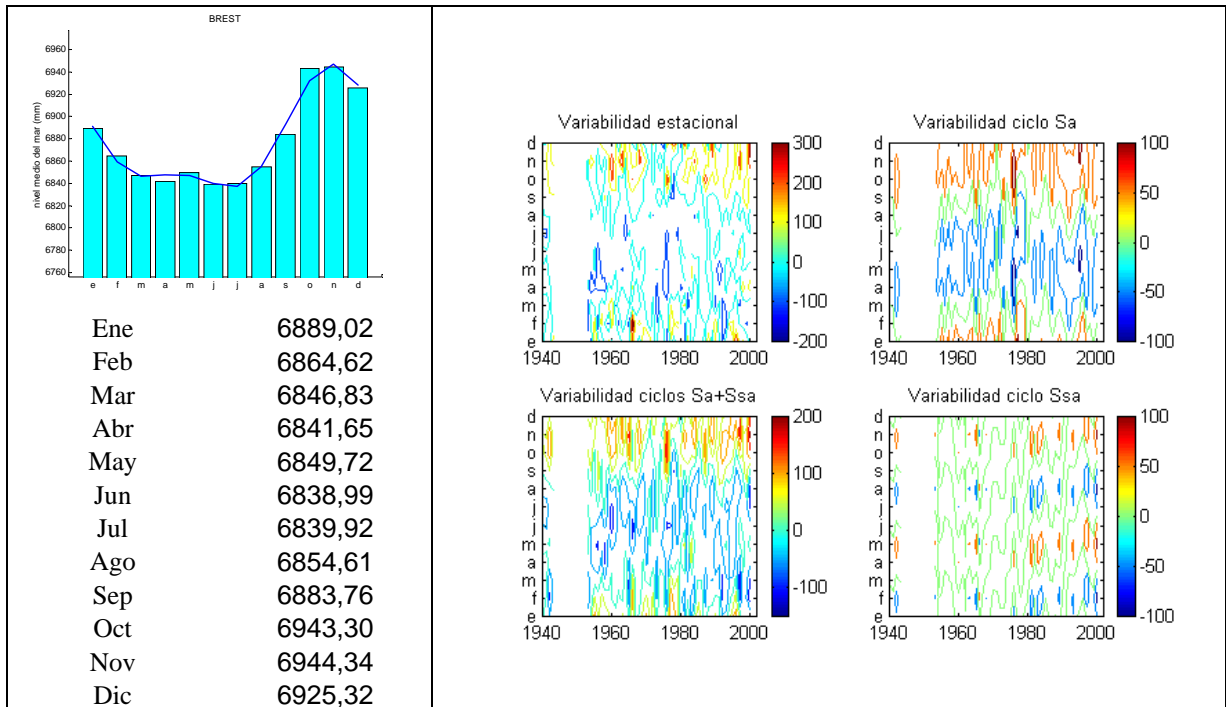
t máximo:
t95%:

ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

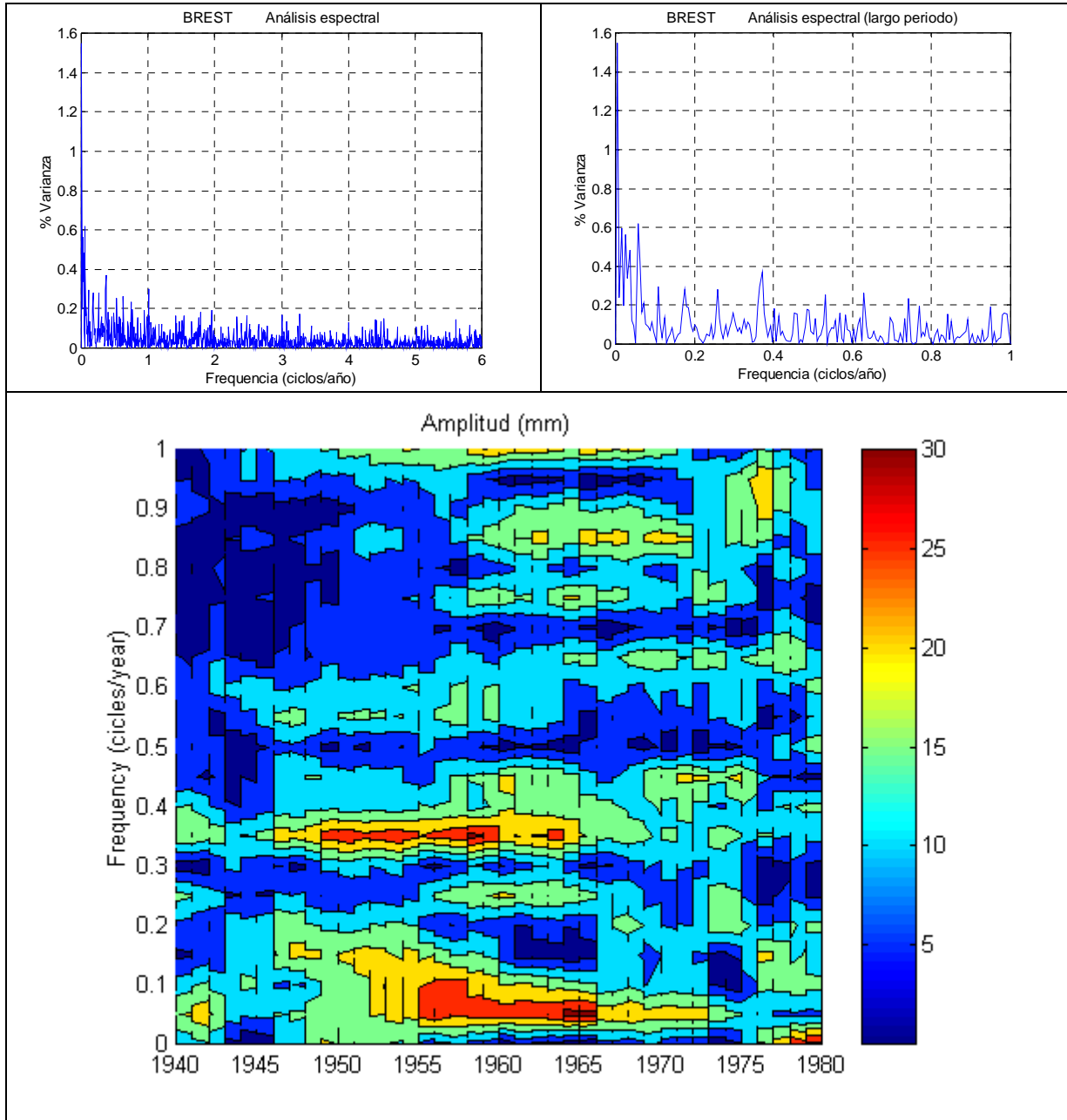
Test de Spearman	
$U(r_s)$	25,32
α_1	Tendencia creciente



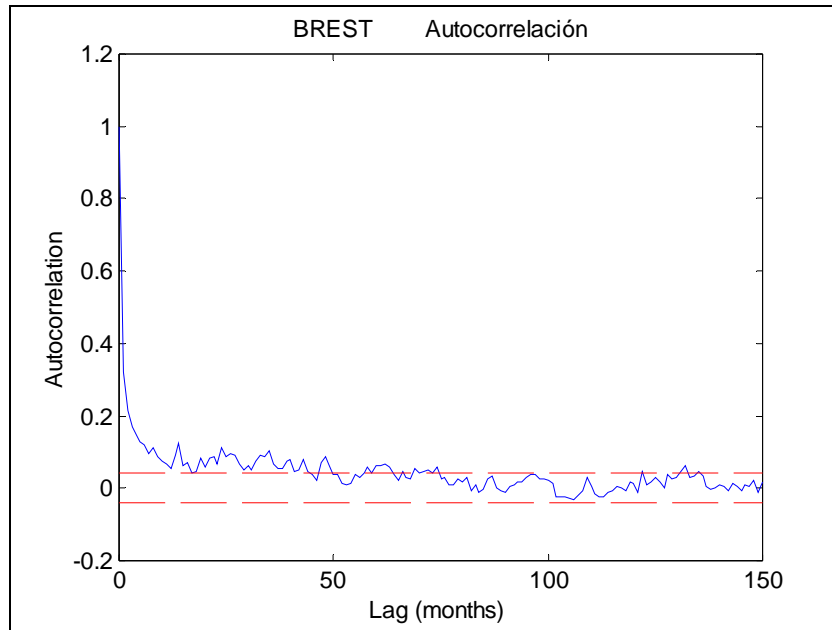
VARIABILIDAD ANUAL



CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS



ENSAYOS DE CORRELACIÓN.



CORRELACIONES CRUZADAS

--	--

CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA

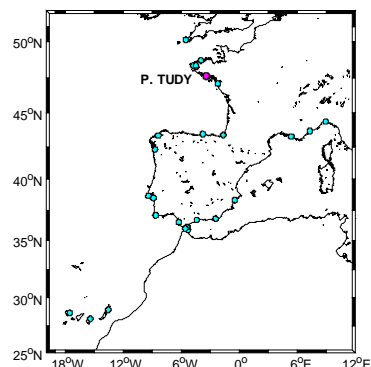
--

--	--

ESTACIÓN:	P.TUDY
Id. PSMSL:	190-103

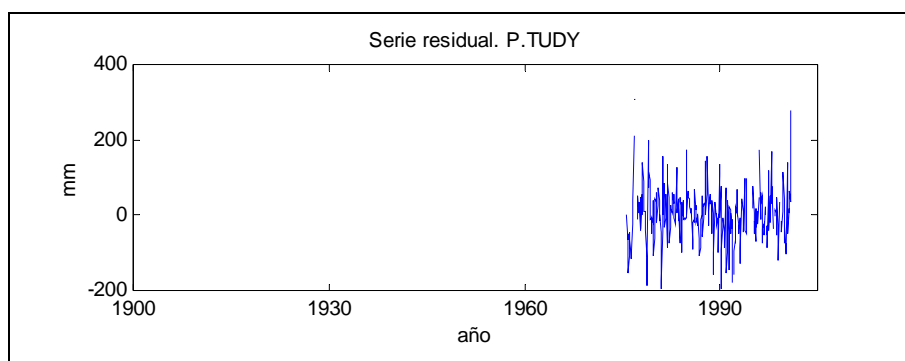
Tendencia (mm/año)

Lineal:	2,58 mm/año
Corrección GIA:	0,15 mm/año



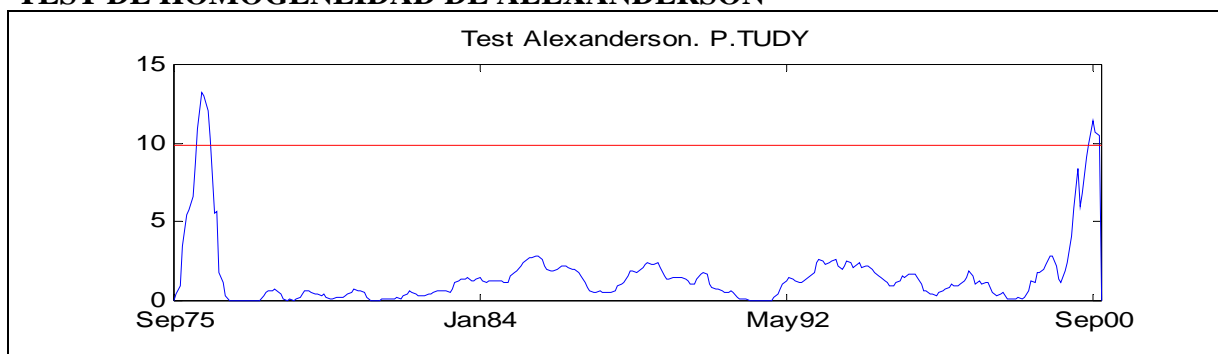
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	283
Moda	-197
Desv. Std.	74,28
Skewness	0,44
Error Std.	0,14
Kurtosis	1,84
Error Std.	0,29
Rango	506
Mínimo	-197
Máximo	310



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 1.11	Sig. 0.17
--------------------------------	---------------------	-----------

TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON

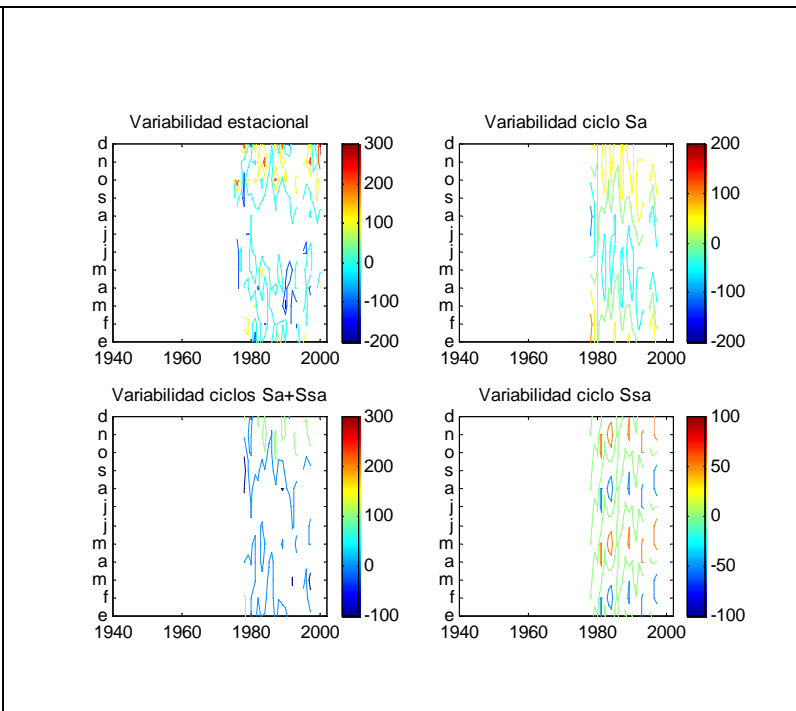
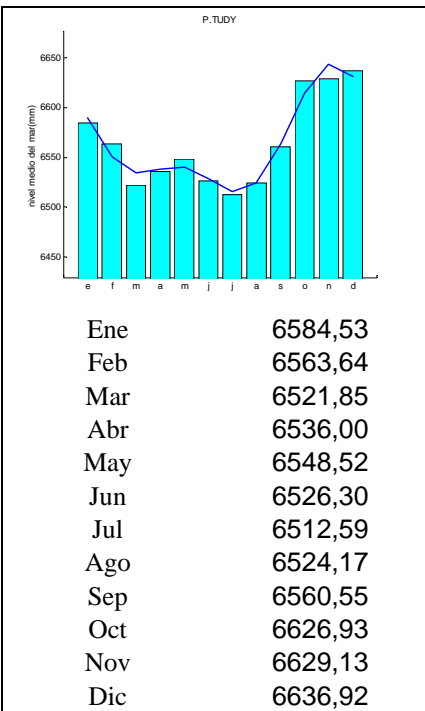


ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

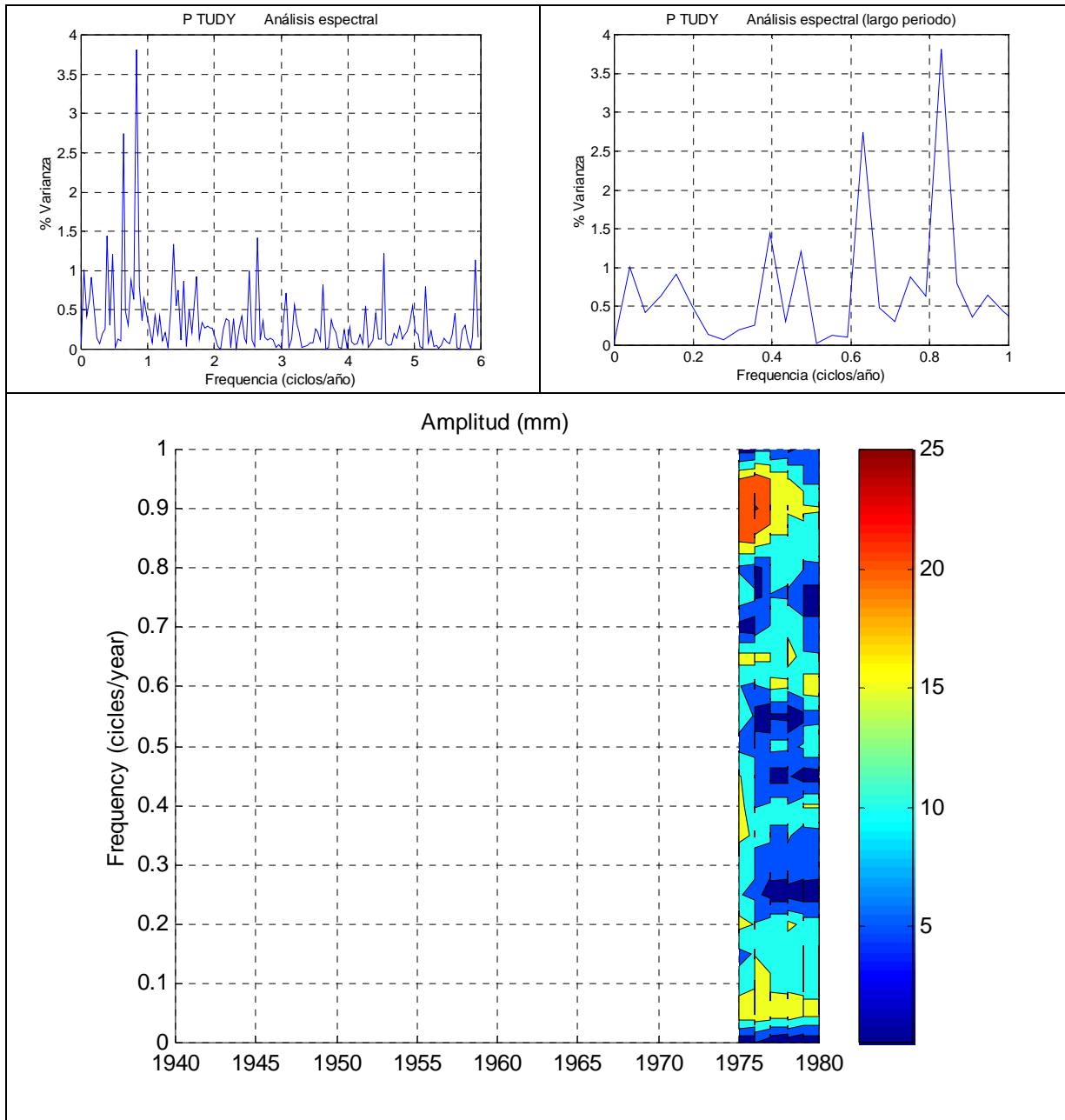
Test de Spearman	
$U(r_s)$	3,68
α_1	Tendencia creciente



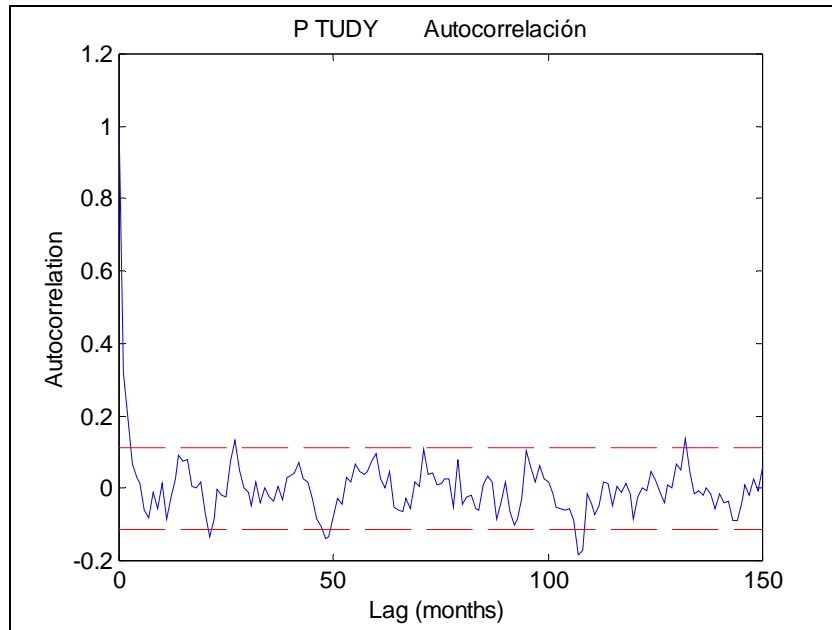
VARIABILIDAD ANUAL



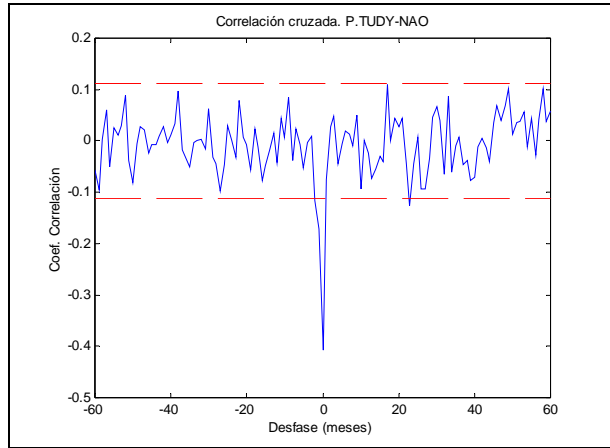
CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS



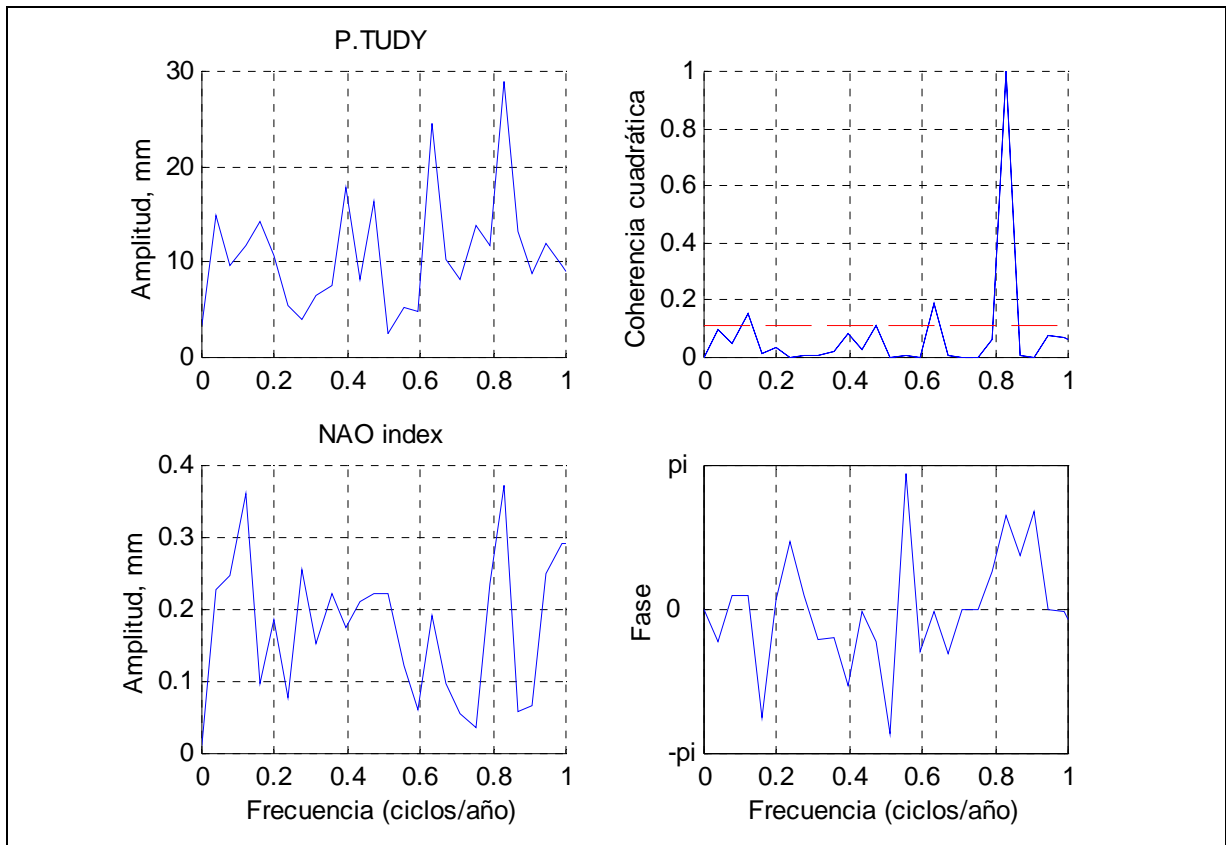
ENSAYOS DE CORRELACIÓN.



CORRELACIONES CRUZADAS



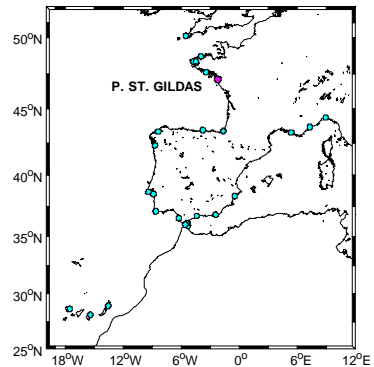
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	P.ST.GILDAS
Id. PSMSL:	190-113

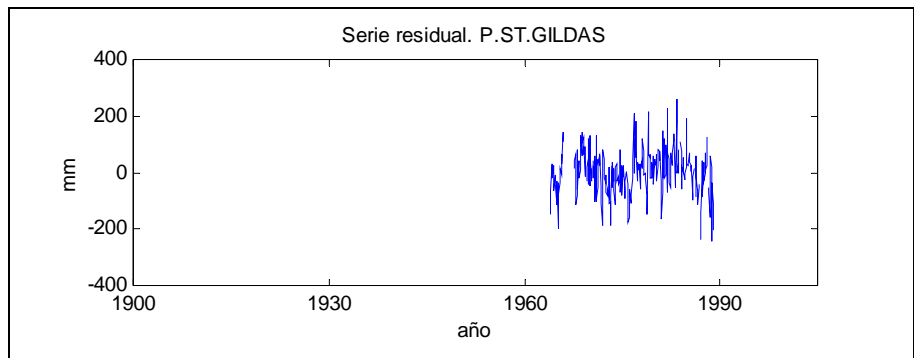
Tendencia (mm/año)

Lineal:	-0,15 mm/año
Corrección GIA:	0,01 mm/año



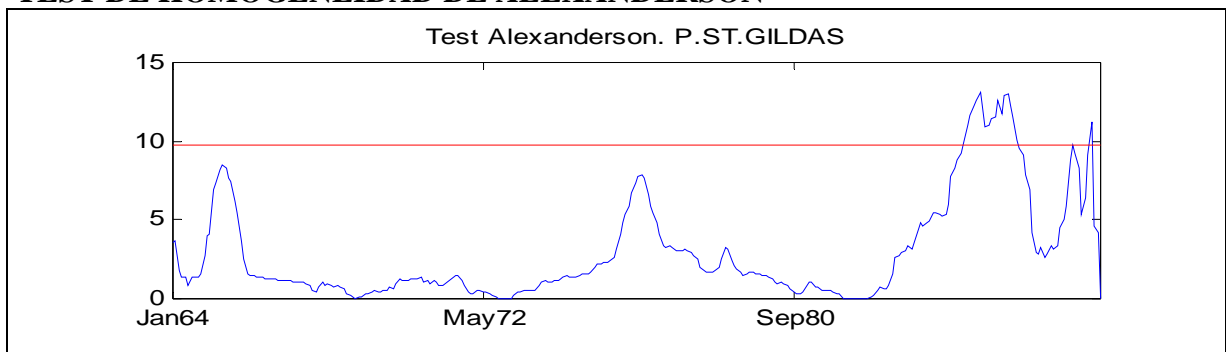
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	273
Moda	-243
Desv. Std.	79,63
Skewness	-0,01
Error Std.	0,15
Kurtosis	0,77
Error Std.	0,29
Rango	503
Mínimo	-243
Máximo	260



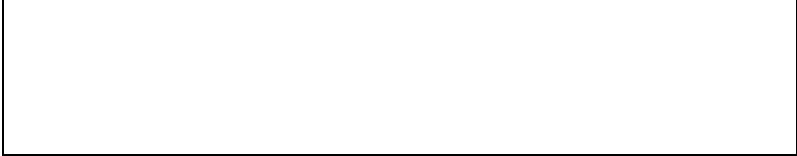
TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 0,74	Sig. 0,64
--------------------------------	----------------------------	------------------

TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON

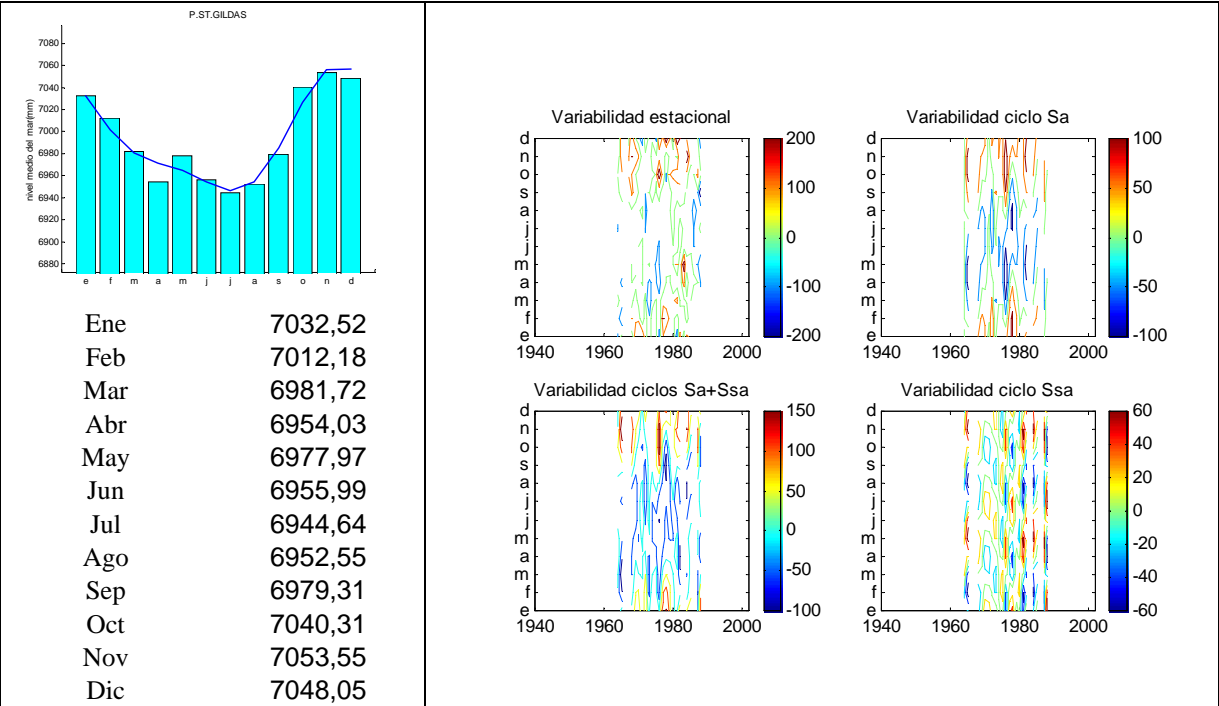


ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

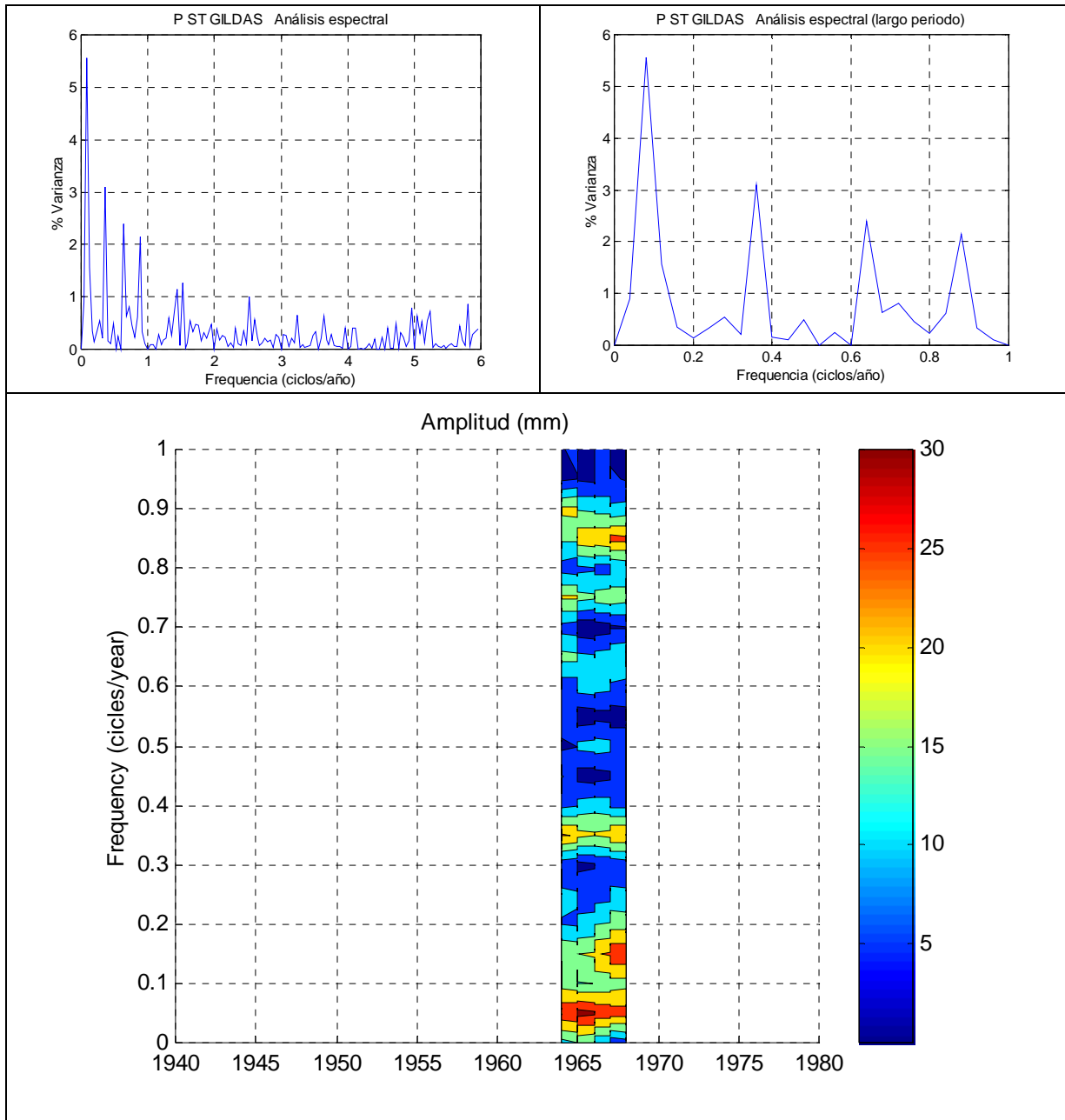
Test de Spearman	
$U(r_s)$	0,05
α_1	Sin tendencia



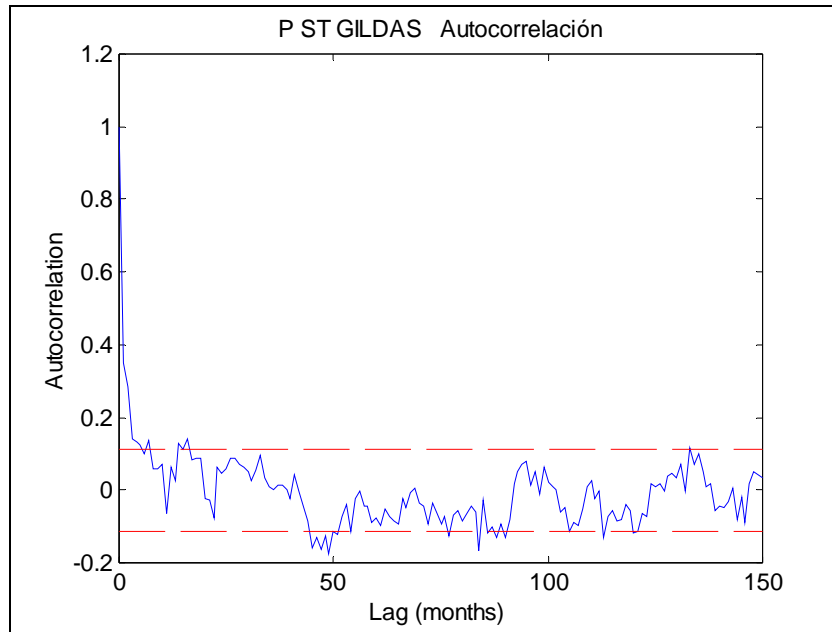
VARIABILIDAD ANUAL



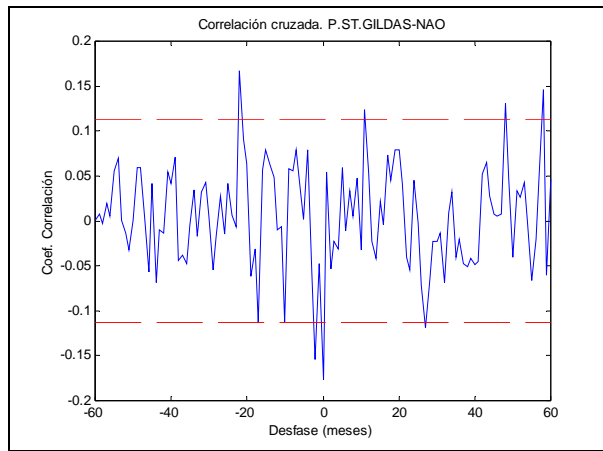
CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS



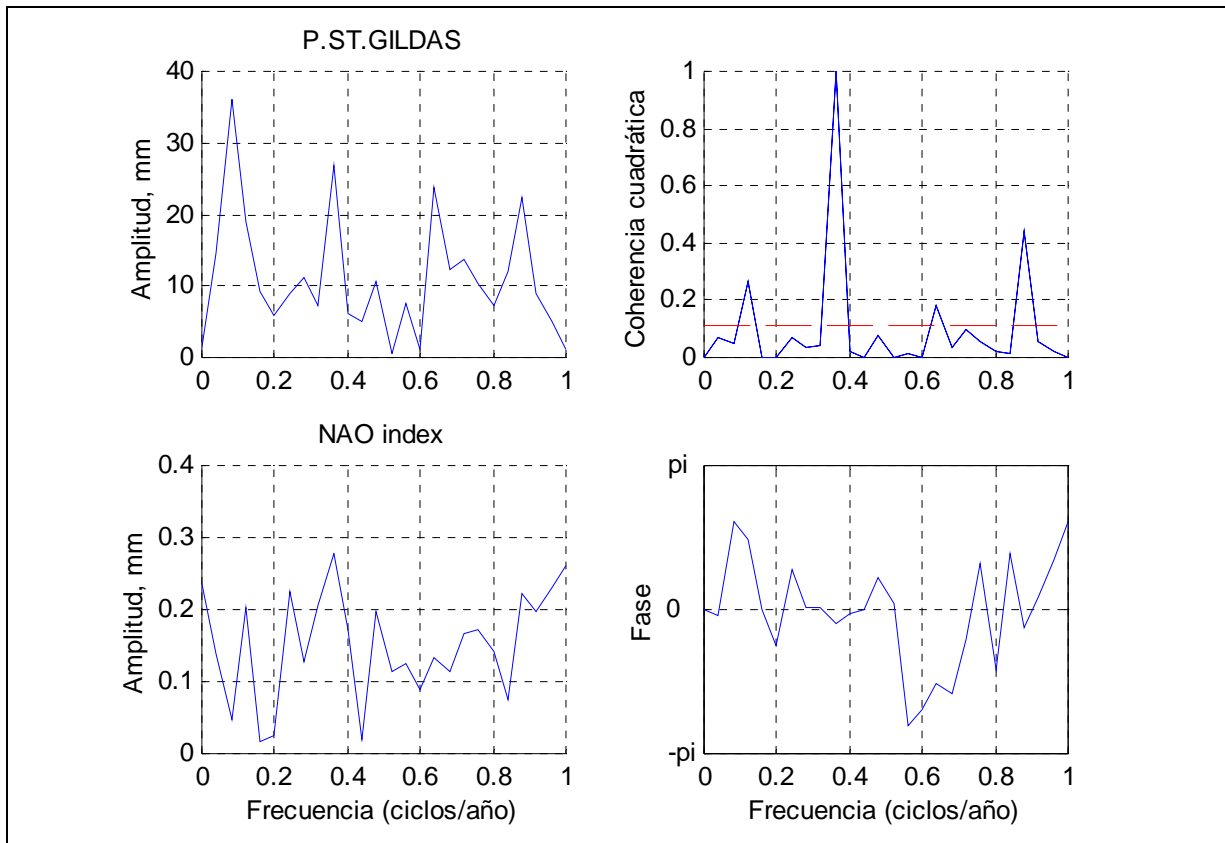
ENSAYOS DE CORRELACIÓN.



CORRELACIONES CRUZADAS



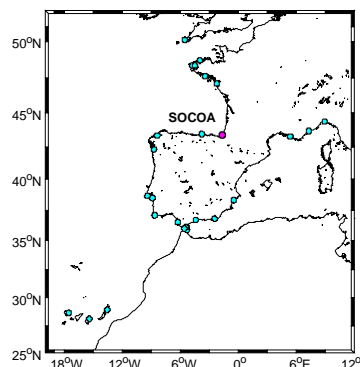
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	SOCOA
Id. PSMSL:	190-141

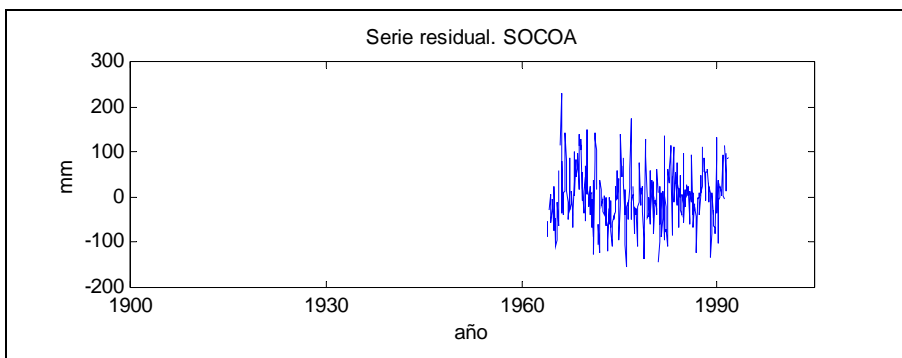
Tendencia (mm/año)

Lineal:	1,39 mm/año
Corrección GIA:	-0,32 mm/año



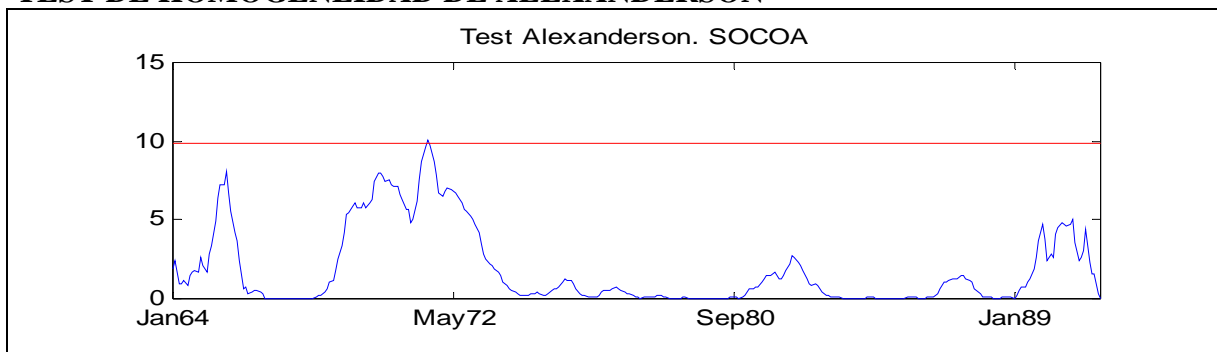
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	319
Moda	-155
Desv. Std.	63,50
Skewness	0,30
Error Std.	0,14
Kurtosis	0,16
Error Std.	0,27
Rango	384
Mínimo	-155
Máximo	229



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 1.22	Sig. 0.10
--------------------------------	---------------------	-----------

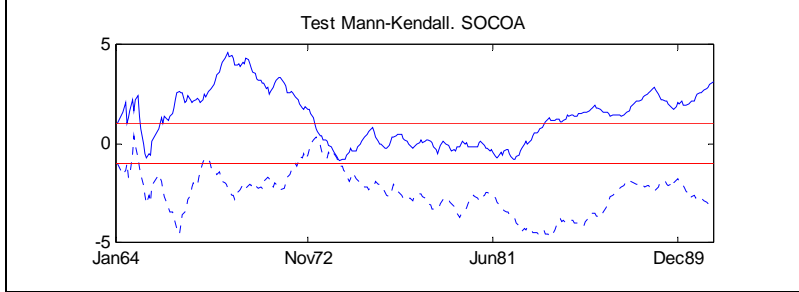
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



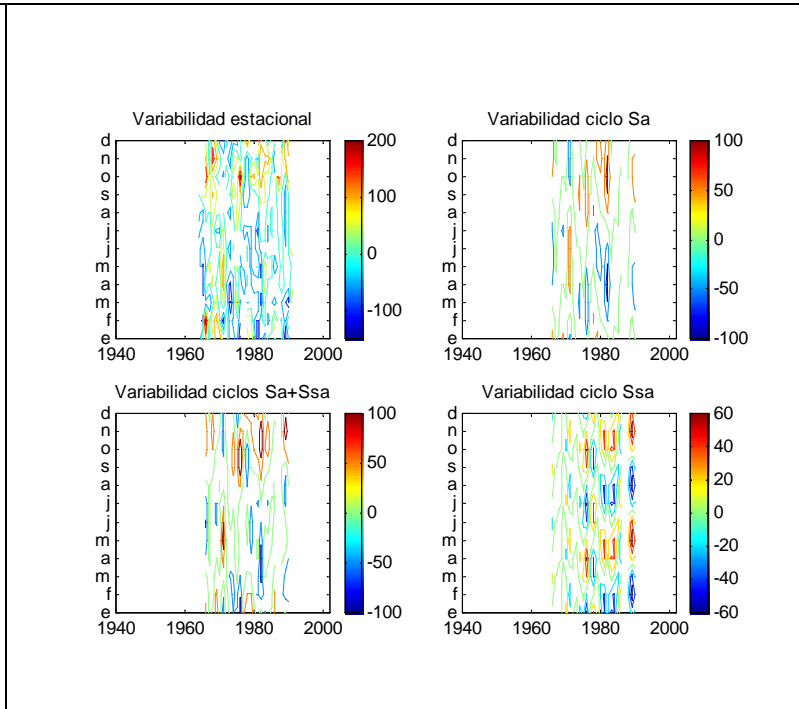
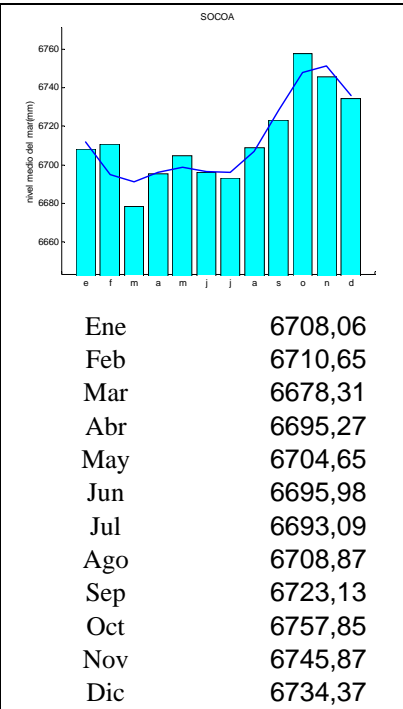
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

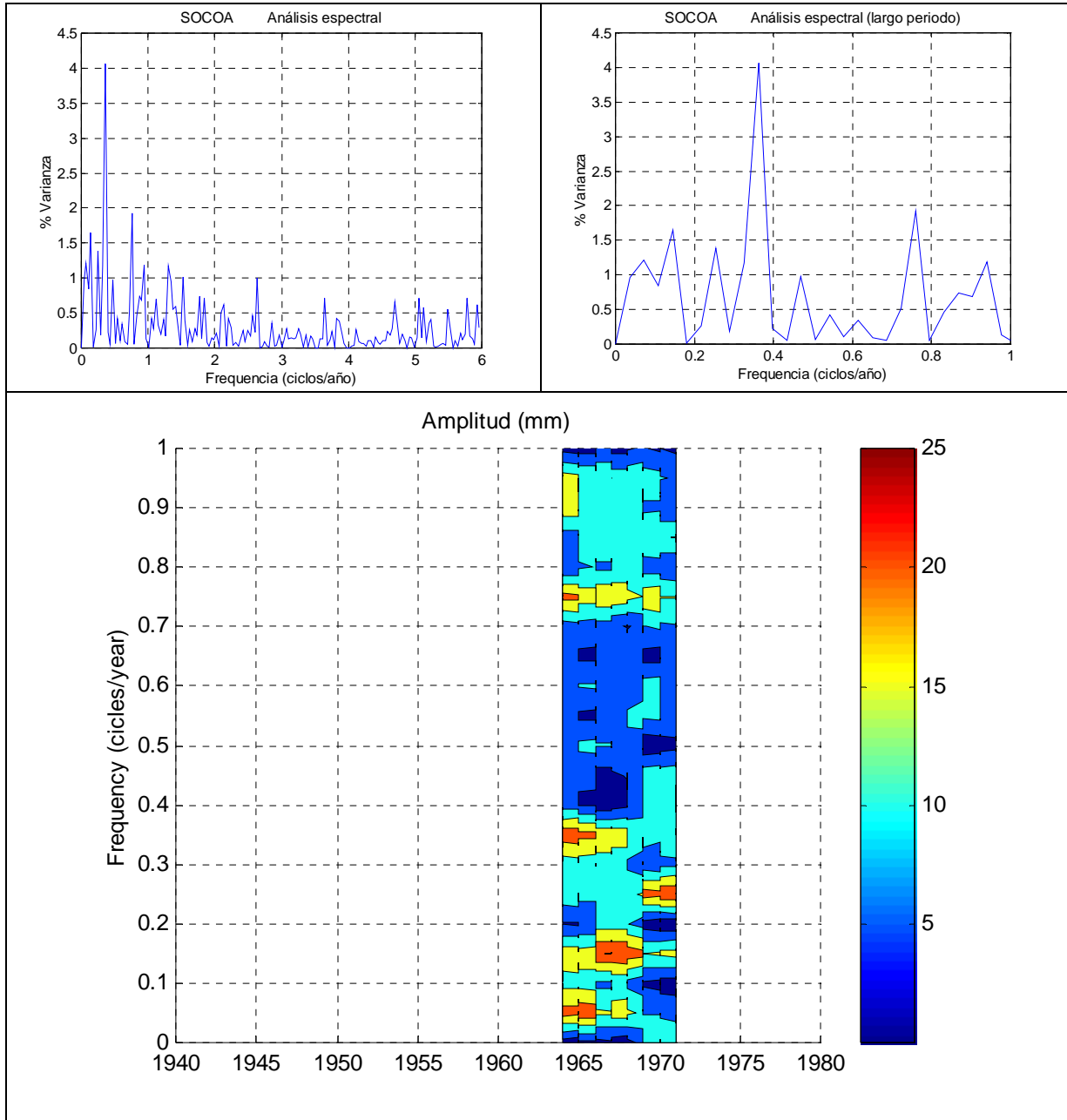
$U(r_s)$ 3,16
 α_1 Tendencia creciente



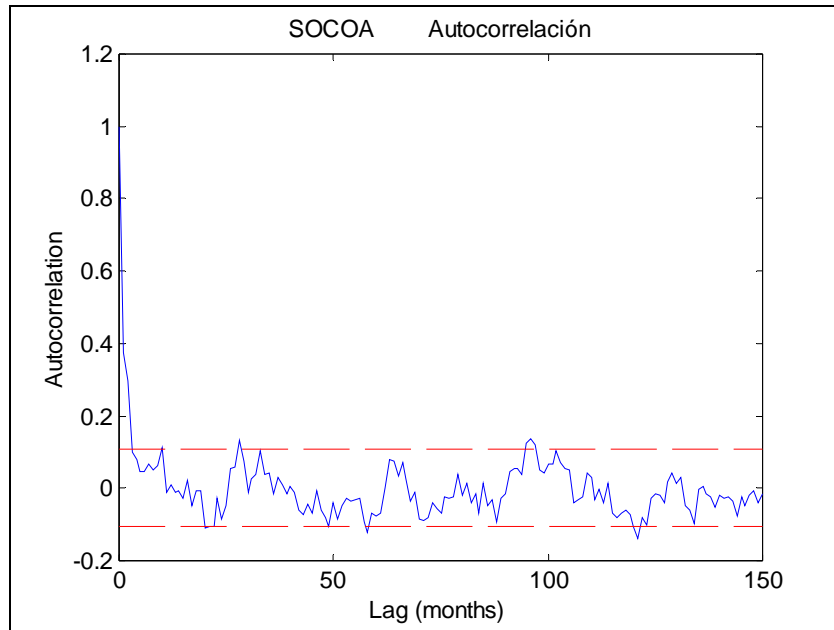
VARIABILIDAD ANUAL



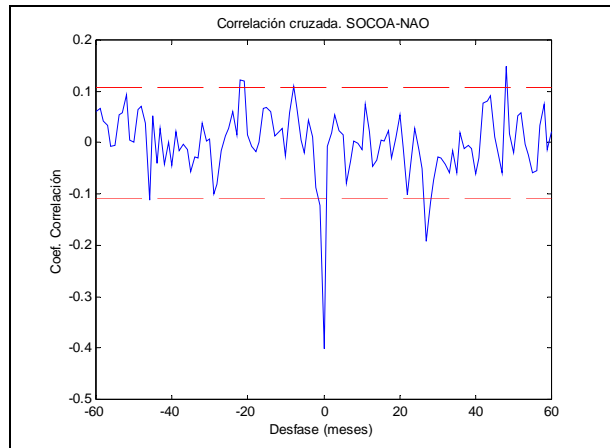
CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS



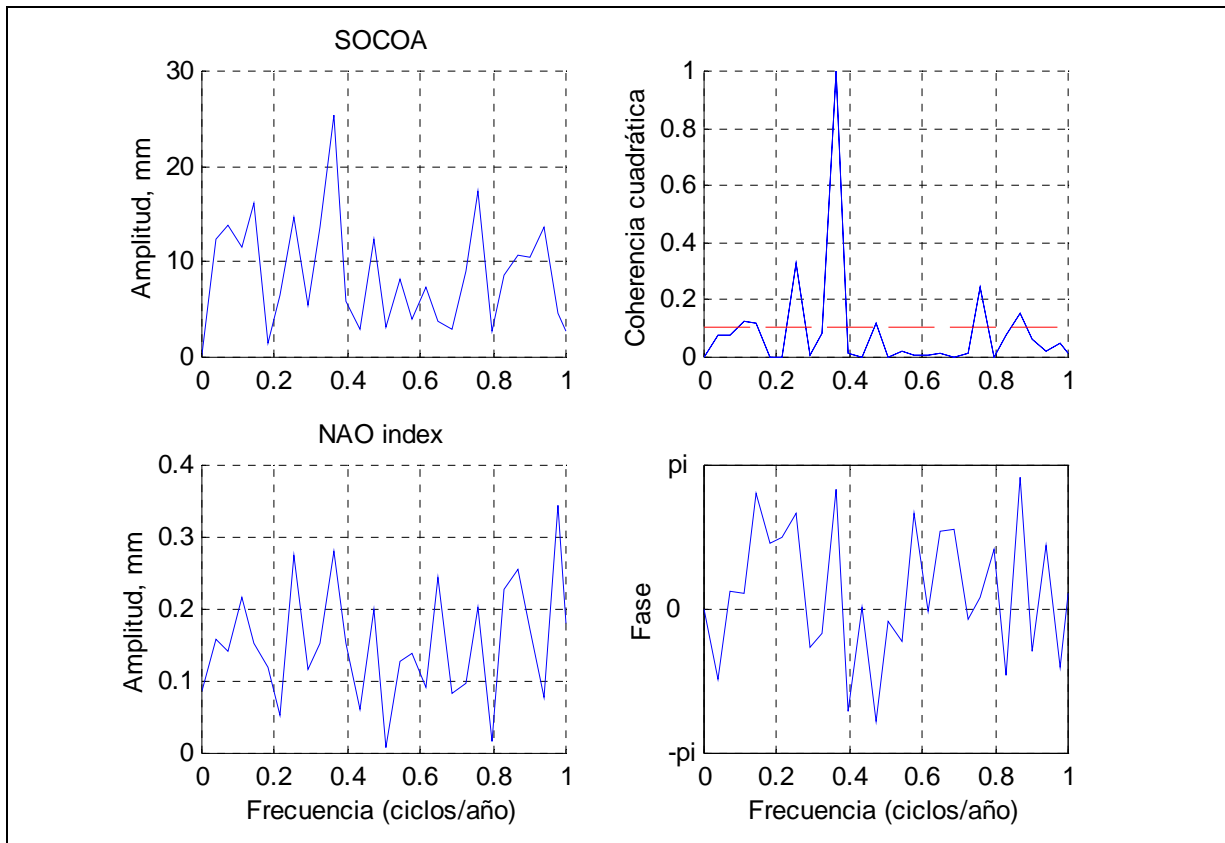
ENSAYOS DE CORRELACIÓN.



CORRELACIONES CRUZADAS



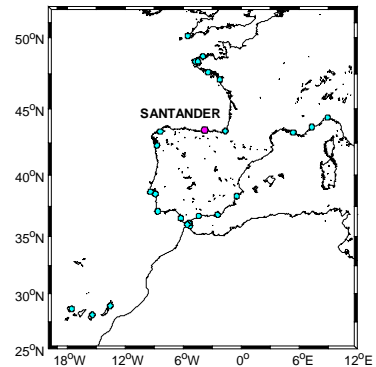
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	SANTANDER
Id. PSMSL:	200-011

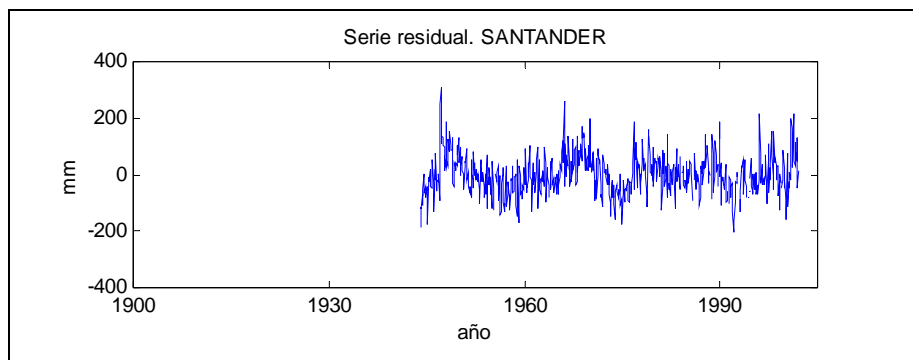
Tendencia (mm/año)

Lineal:	2,00 mm/año
Corrección GIA:	-0,27 mm/año



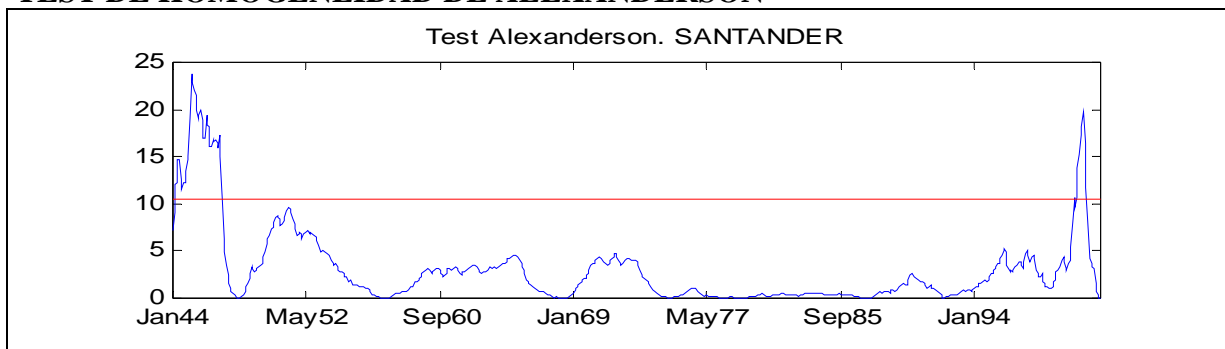
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	675
Moda	-205
Desv. Std.	71,39
Skewness	0,37
Error Std.	0,09
Kurtosis	0,83
Error Std.	0,19
Rango	518
Mínimo	-205
Máximo	313



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 0.88	Sig. 0.42
--------------------------------	---------------------	-----------

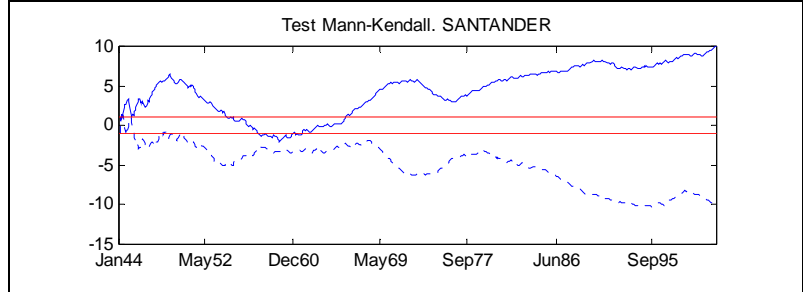
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



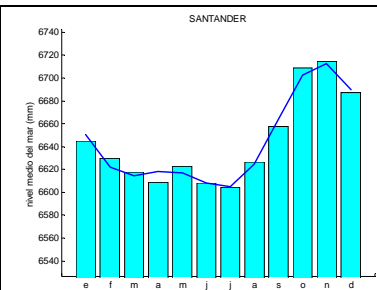
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

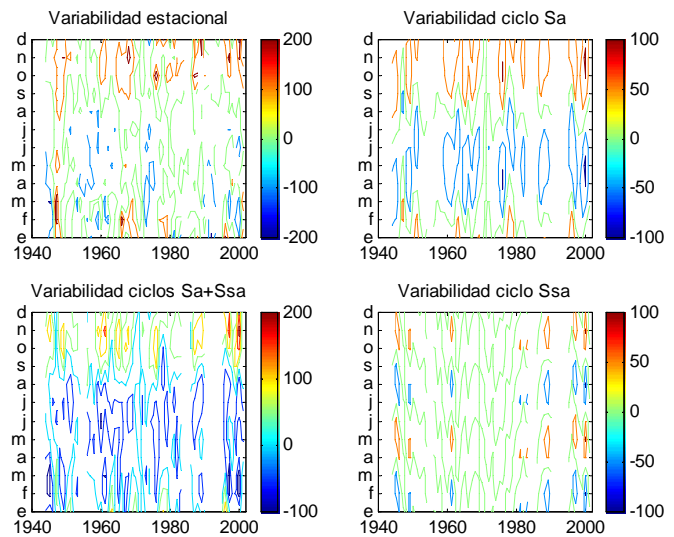
$U(r_s)$ 9,84
 α_1 Tendencia
 creciente



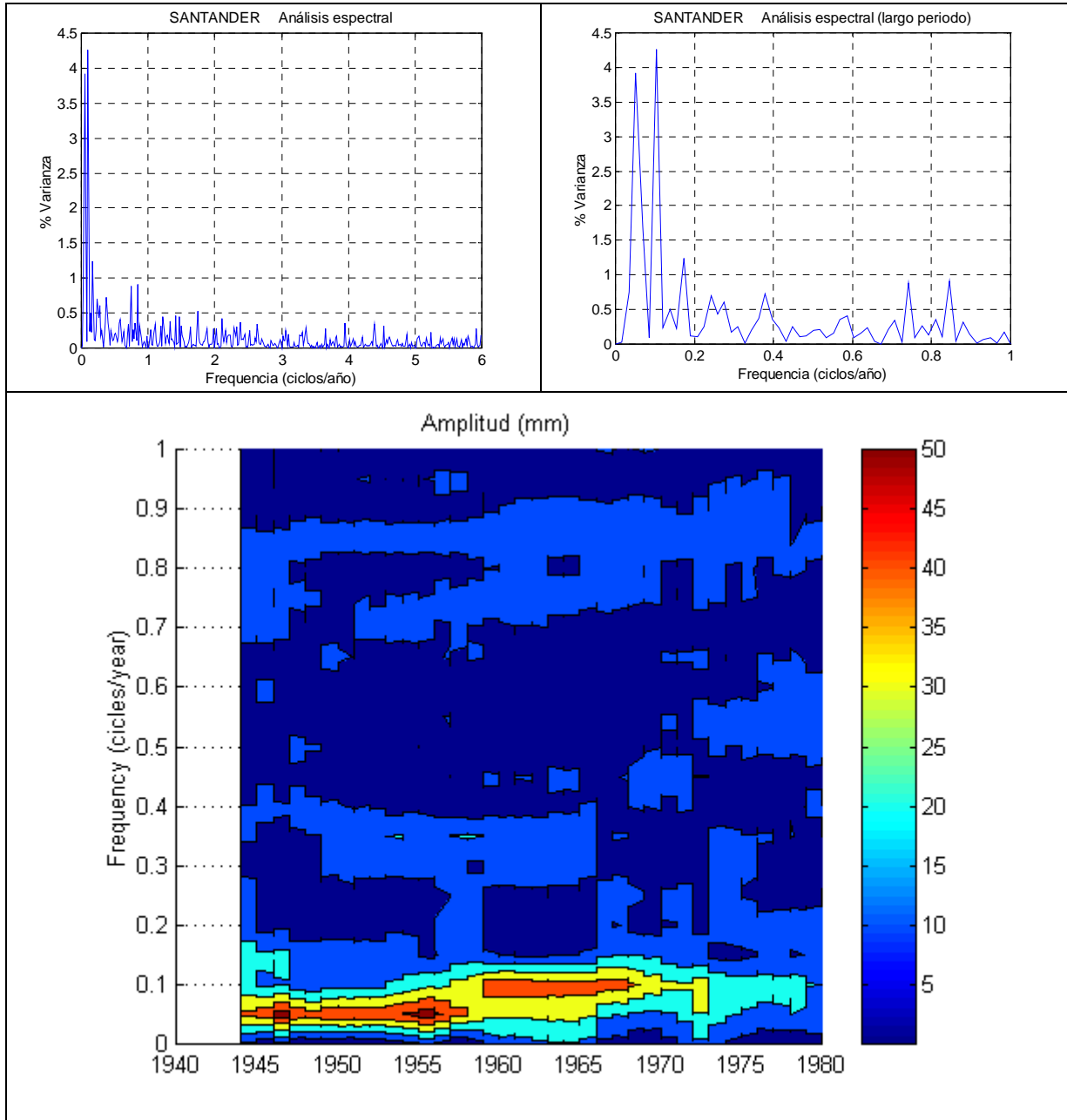
VARIABILIDAD ANUAL



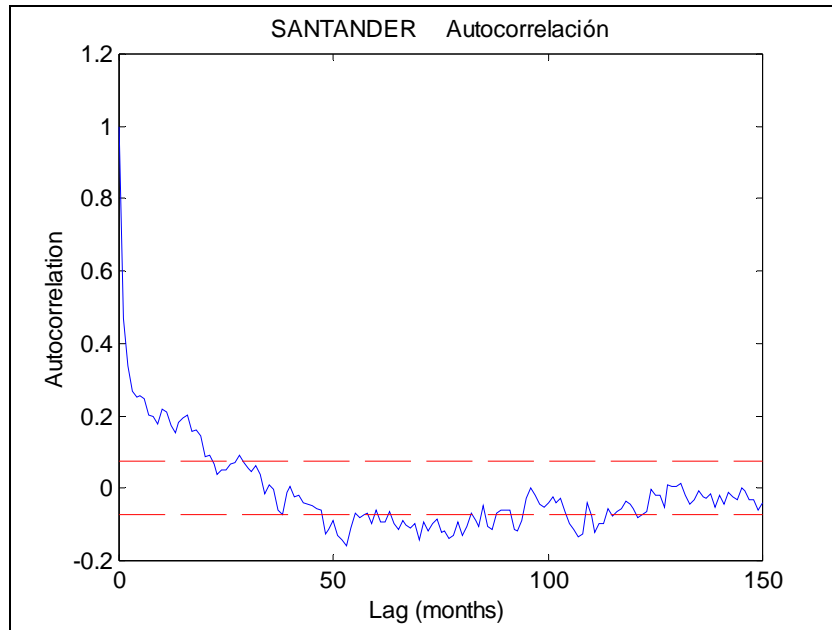
Ene	6644,80
Feb	6629,94
Mar	6617,38
Abr	6608,67
May	6622,45
Jun	6608,44
Jul	6604,46
Ago	6626,74
Sep	6657,43
Oct	6708,70
Nov	6714,56
Dic	6687,47



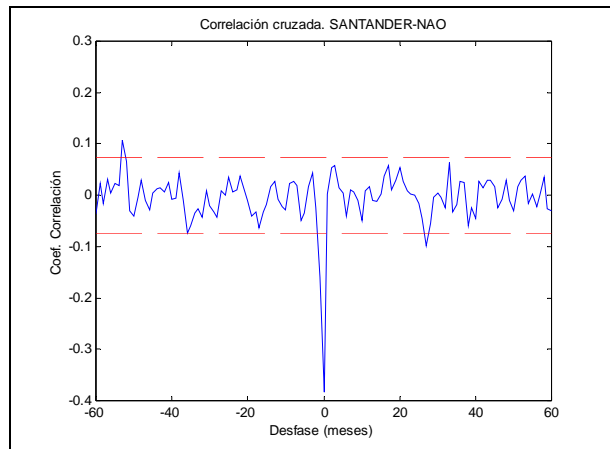
CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS



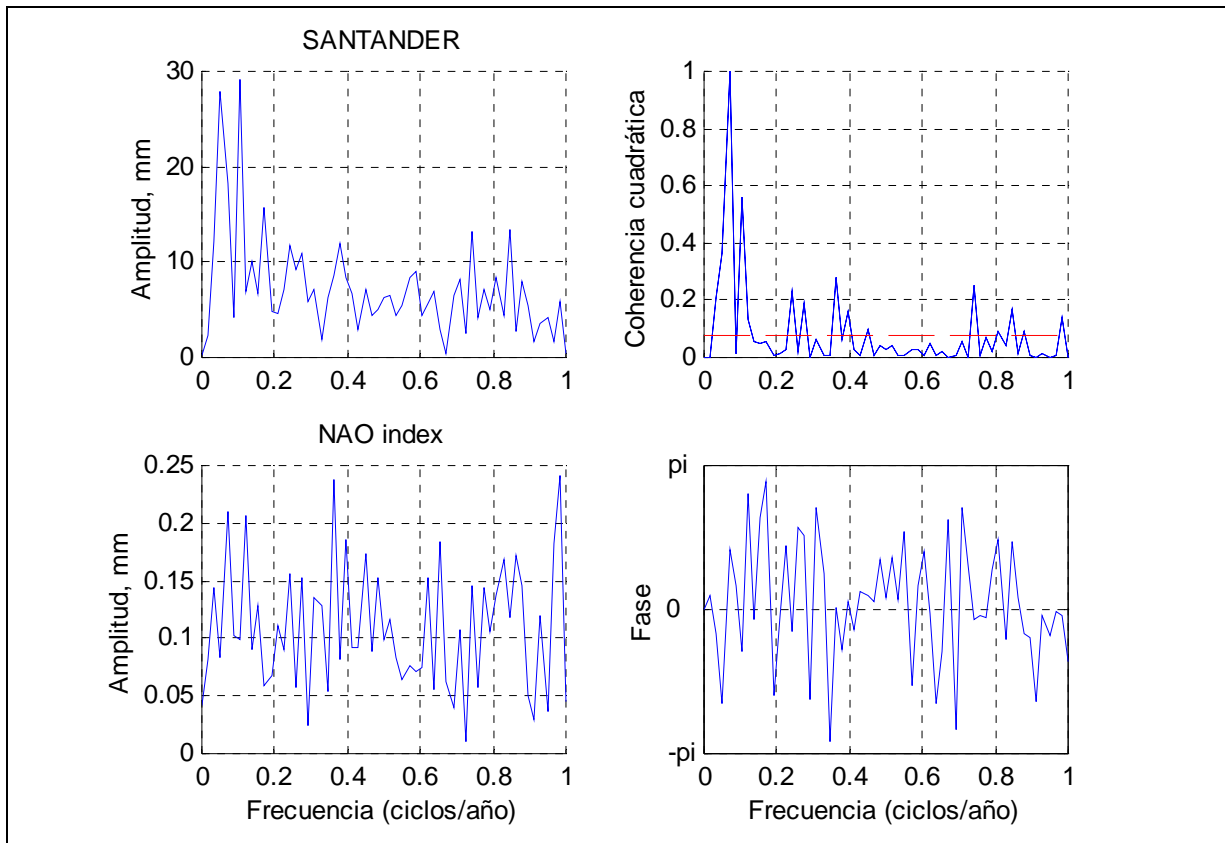
ENSAYOS DE CORRELACIÓN.



CORRELACIONES CRUZADAS



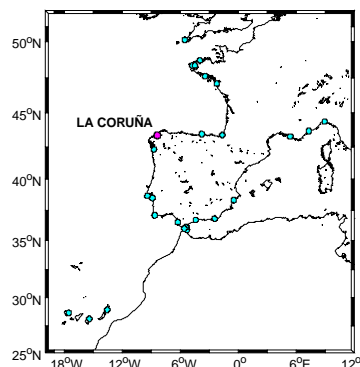
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	LA CORUÑA
Id. PSMSL:	200-030

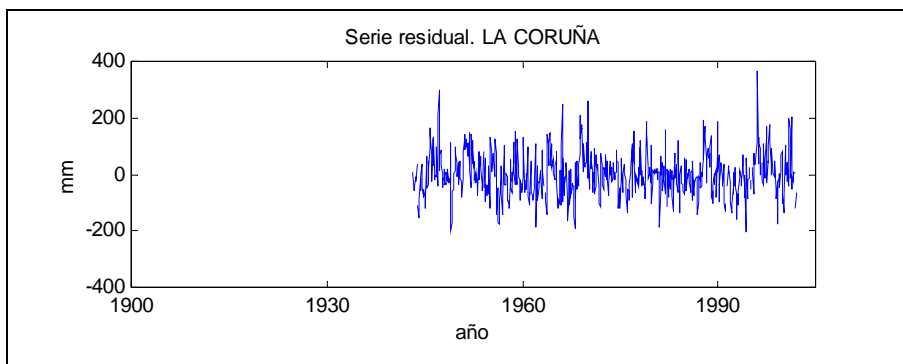
Tendencia (mm/año)

Lineal:	1,44 mm/año
Corrección GIA:	-0,13 mm/año



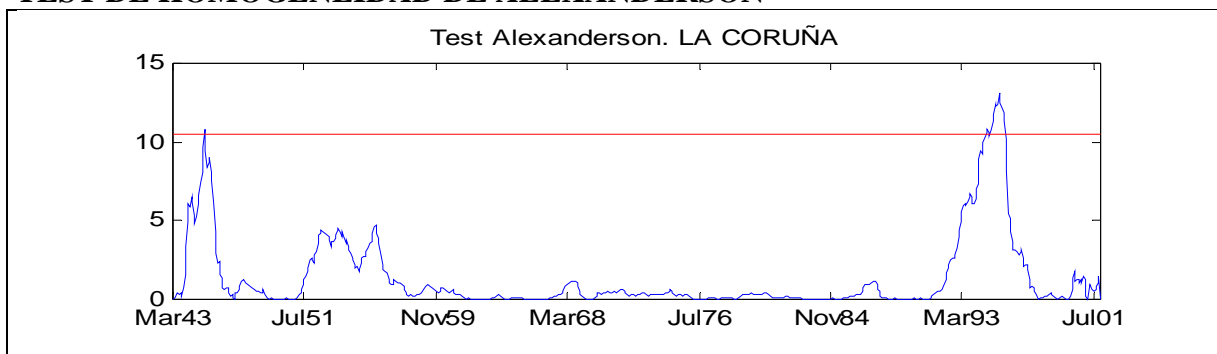
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	694
Moda	-206
Desv. Std.	75,95
Skewness	0,50
Error Std.	0,09
Kurtosis	1,18
Error Std.	0,19
Rango	573
Mínimo	-206
Máximo	367



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 1.36	Sig. 0.05
--------------------------------	---------------------	-----------

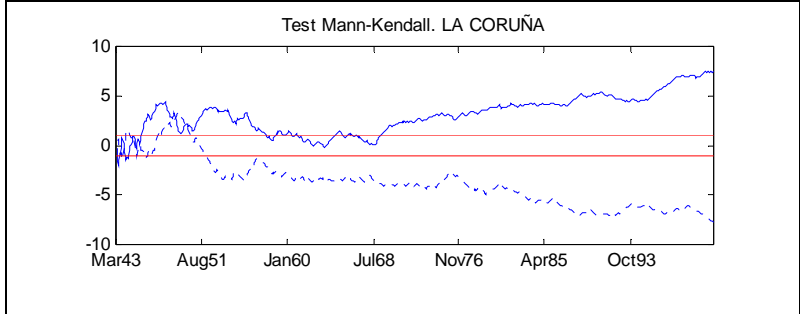
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



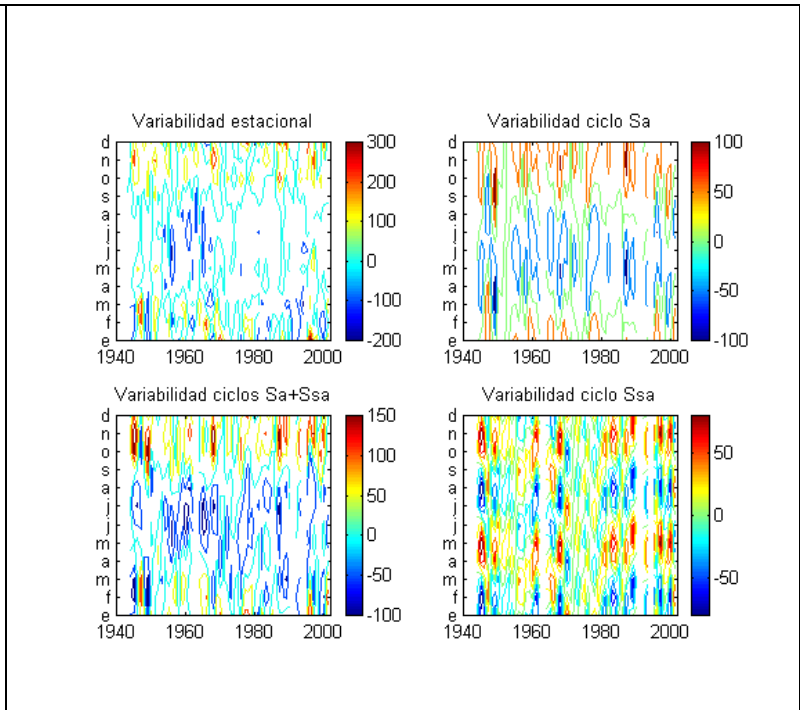
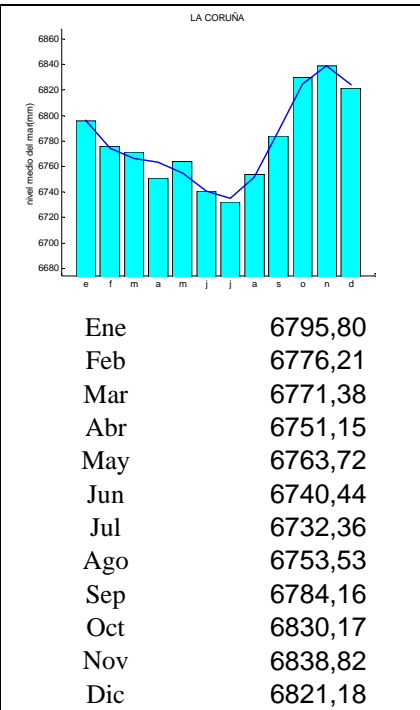
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

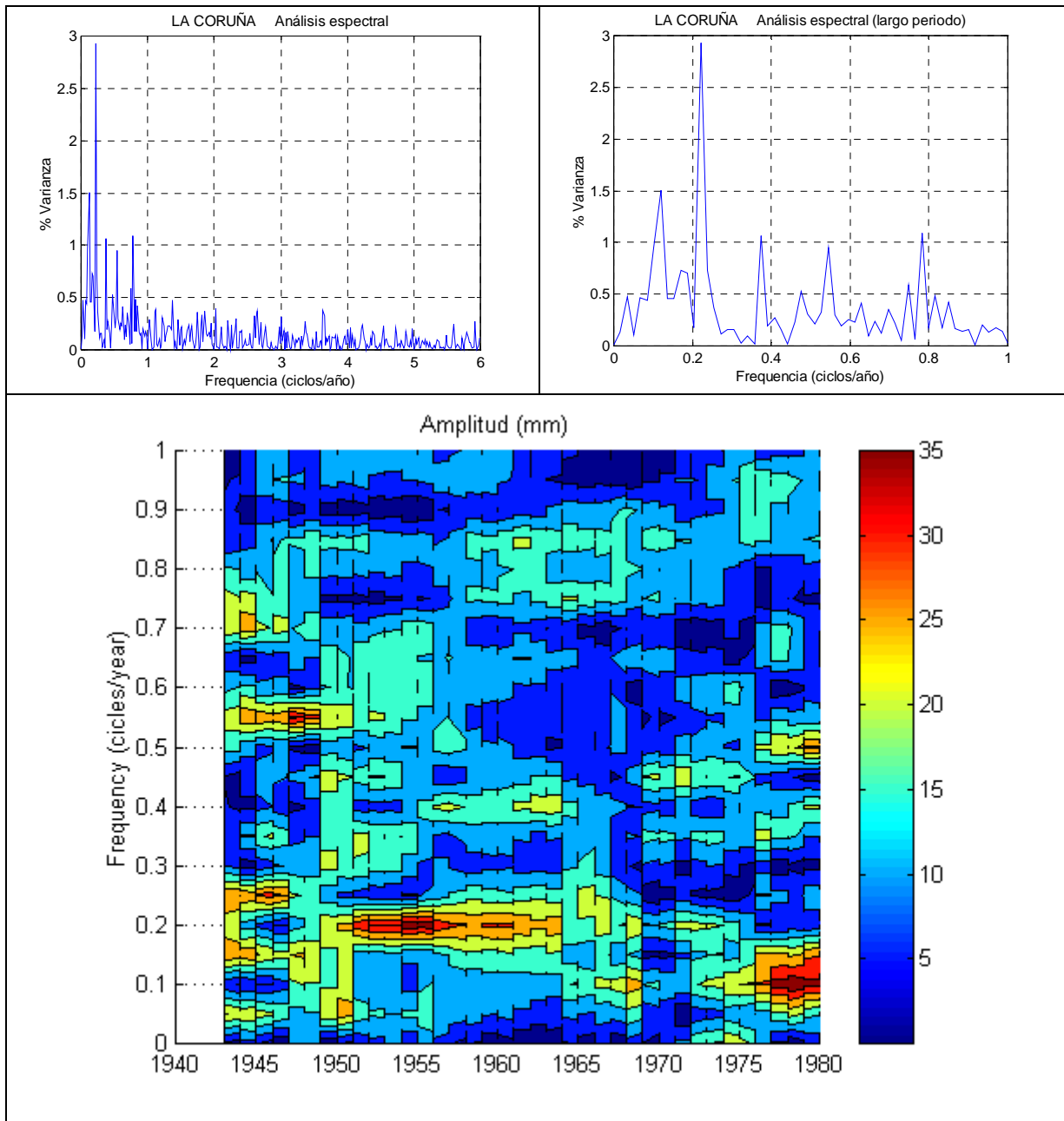
$U(r_s)$ 7,43
 α_1 Tendencia creciente



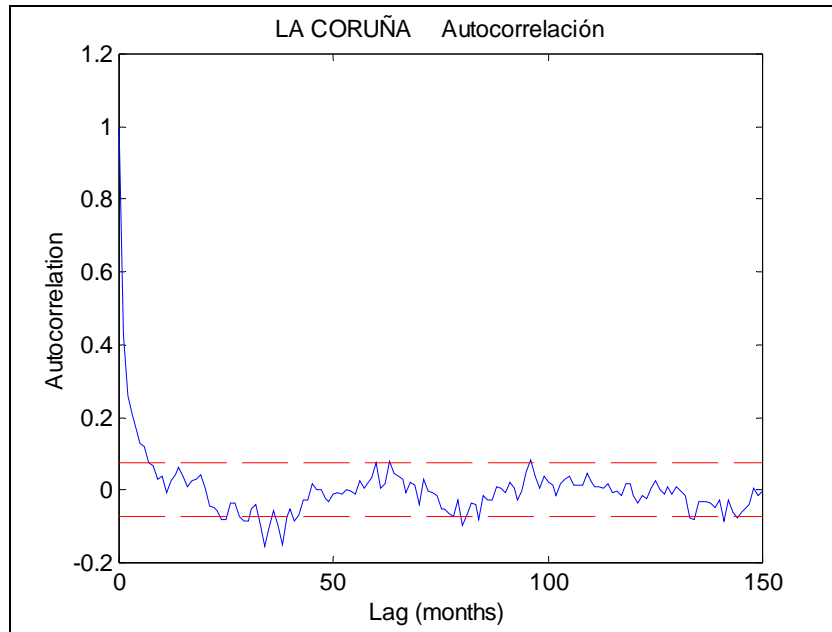
VARIABILIDAD ANUAL



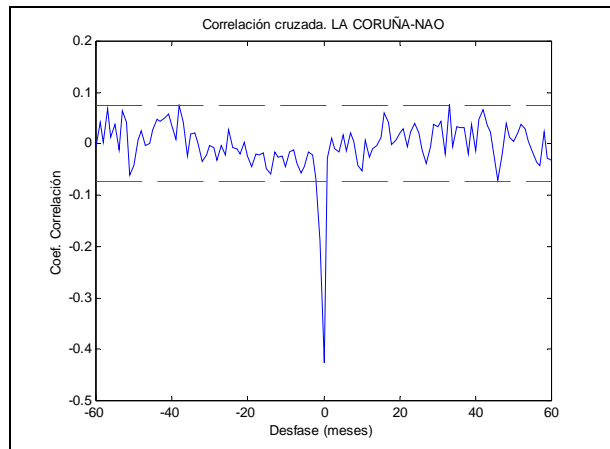
CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS



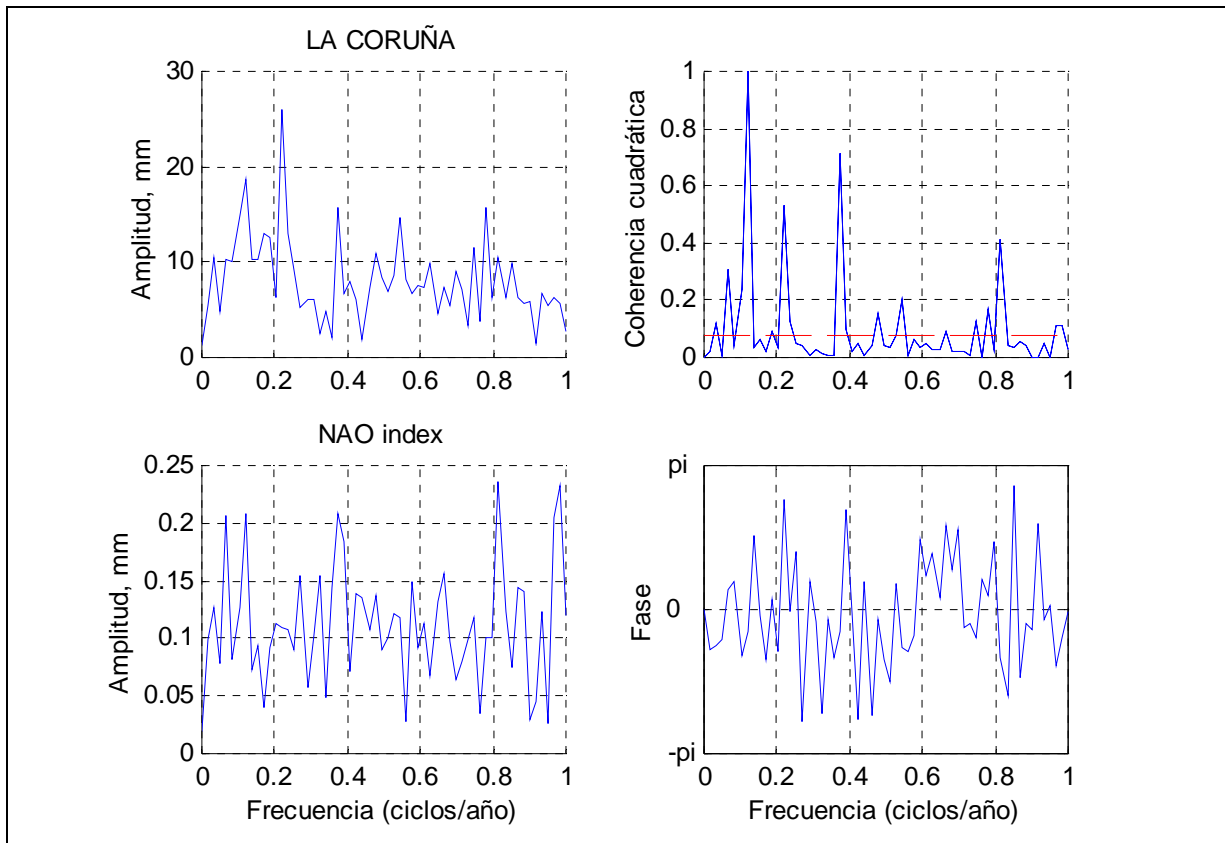
ENSAYOS DE CORRELACIÓN.



CORRELACIONES CRUZADAS



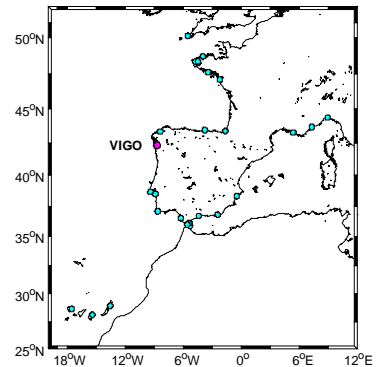
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	VIGO
Id. PSMSL:	200-041

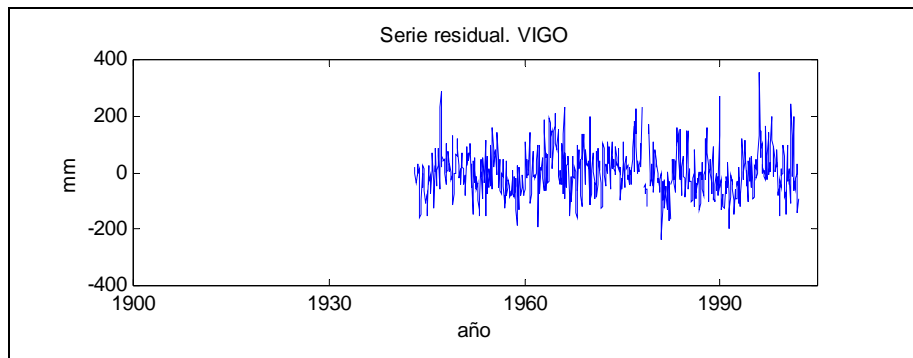
Tendencia (mm/año)

Lineal:	2,63 mm/año
Corrección GIA:	-0,22 mm/año



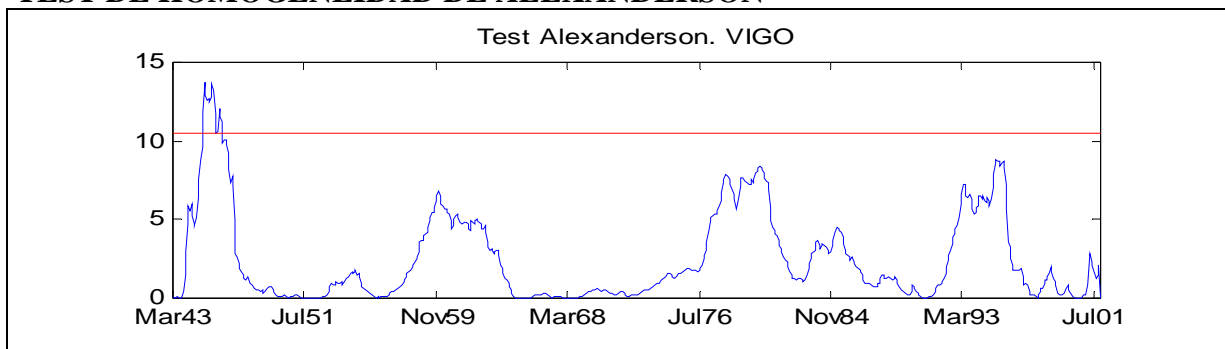
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	700
Moda	-238
Desv. Std.	80,72
Skewness	0,46
Error Std.	0,09
Kurtosis	0,76
Error Std.	0,18
Rango	595
Mínimo	-238
Máximo	357



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 1.32	Sig. 0.06
--------------------------------	---------------------	-----------

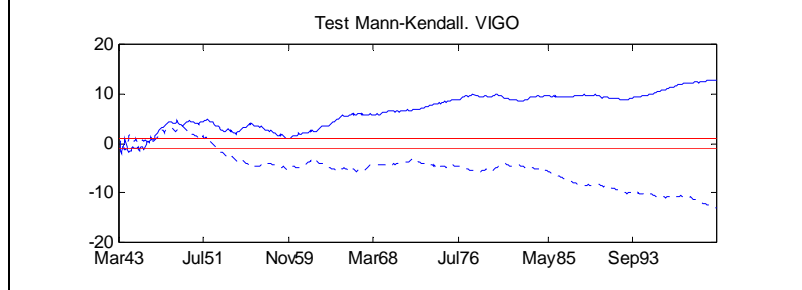
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



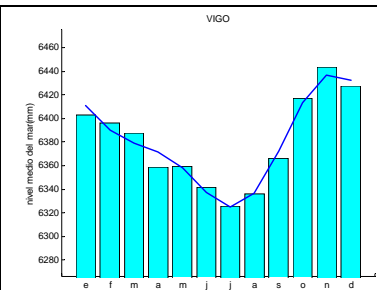
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

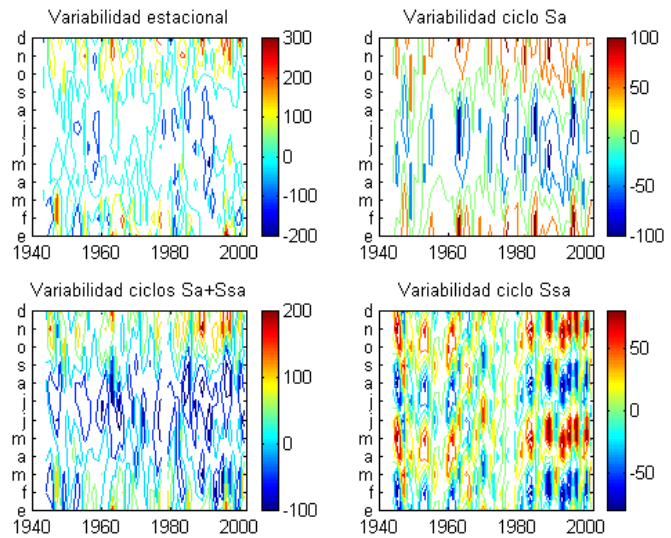
$U(r_s)$ 12,53
 α_1 Tendencia
 creciente



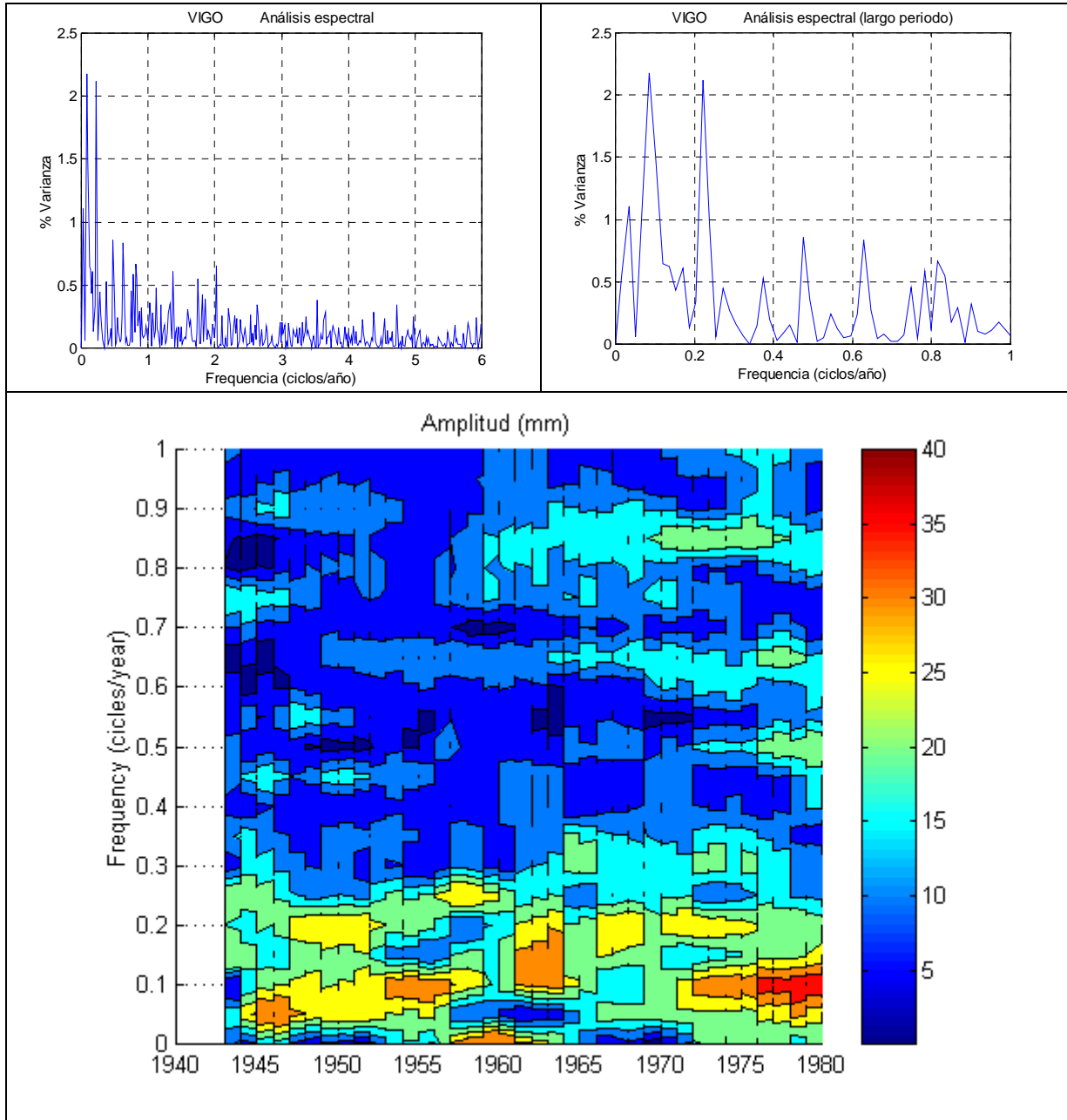
VARIABILIDAD ANUAL



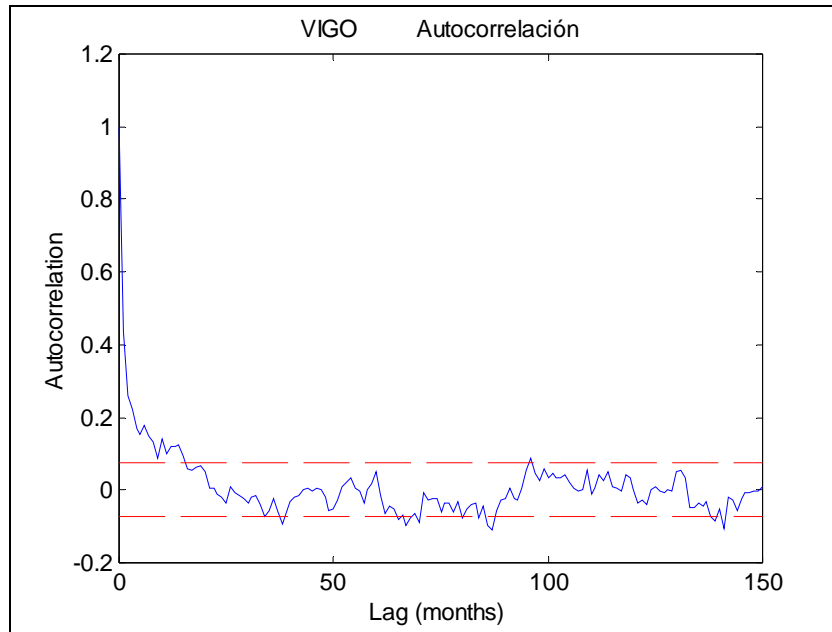
Ene	6403,10
Feb	6396,21
Mar	6387,87
Abr	6358,75
May	6359,56
Jun	6341,88
Jul	6325,89
Ago	6335,80
Sep	6365,92
Oct	6416,94
Nov	6443,81
Dic	6427,67



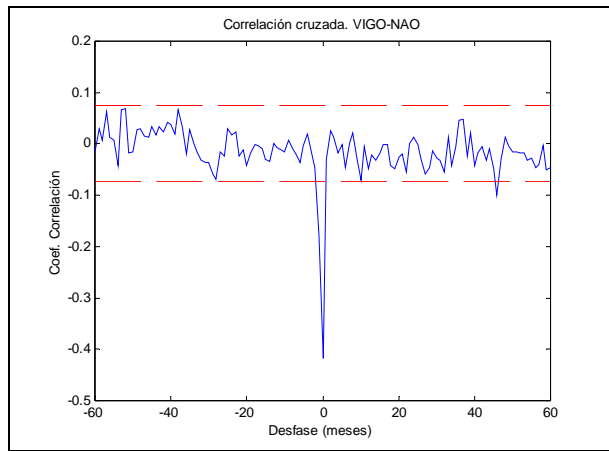
CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS



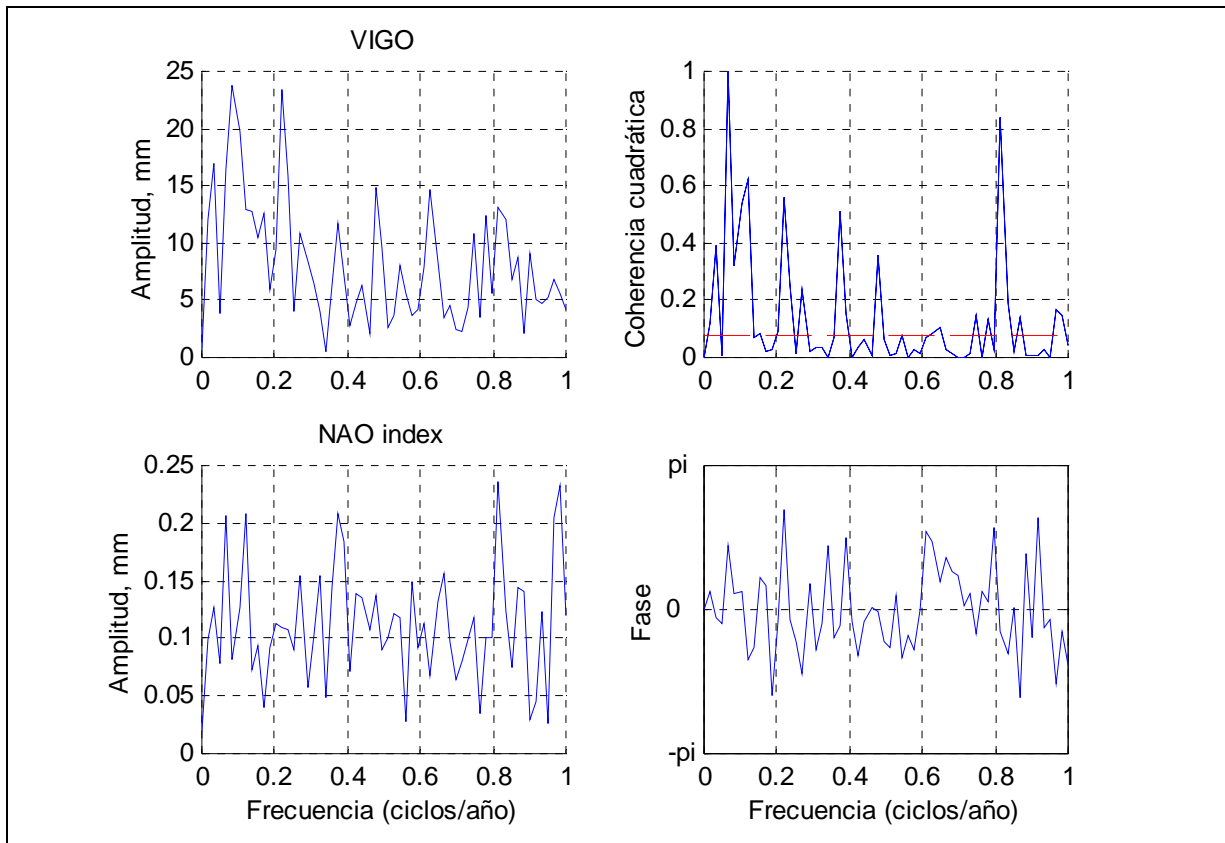
ENSAYOS DE CORRELACIÓN.



CORRELACIONES CRUZADAS



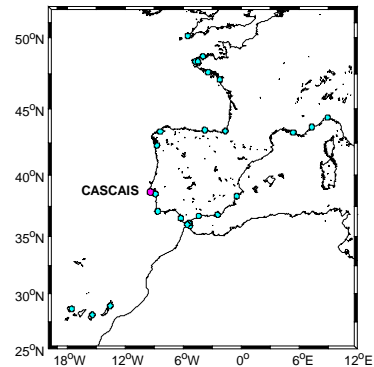
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	CASCAIS
Id. PSMSL:	210-021

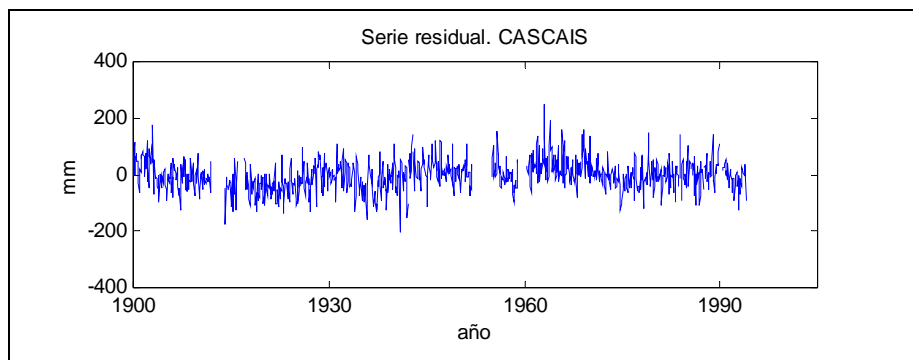
Tendencia (mm/año)

Lineal:	1,28 mm/año
Corrección GIA:	-0,29 mm/año



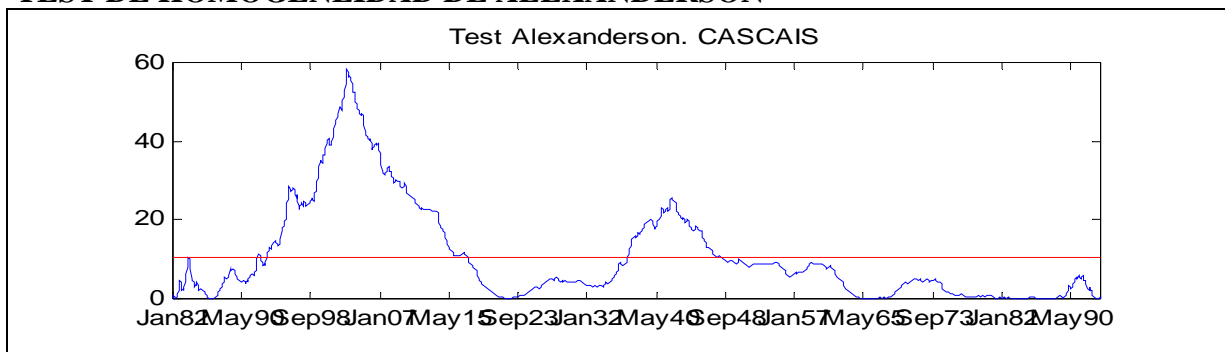
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	1244
Moda	-204
Desv. Std.	54,48
Skewness	0,15
Error Std.	0,07
Kurtosis	0,80
Error Std.	0,14
Rango	450
Mínimo	-204
Máximo	246



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 1.07	Sig. 0.21
--------------------------------	---------------------	-----------

TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON

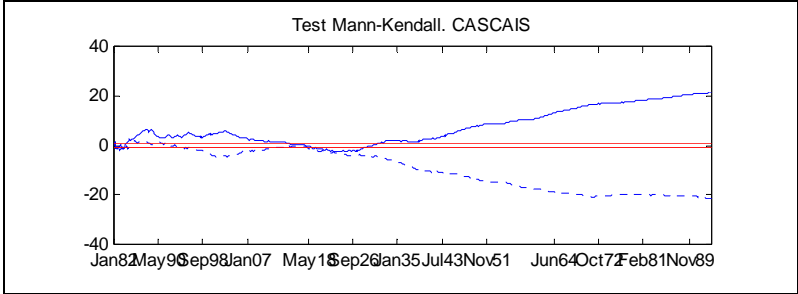


ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

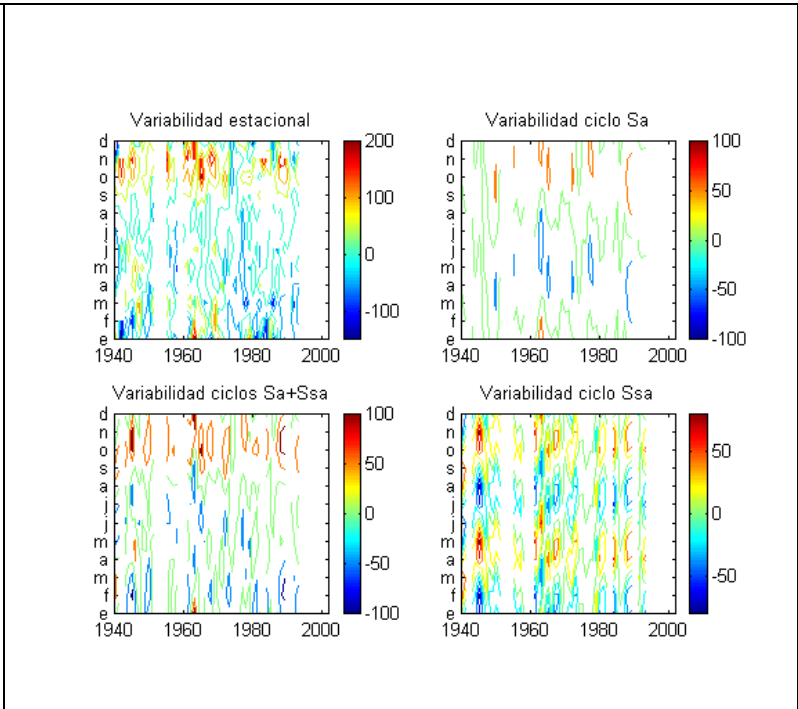
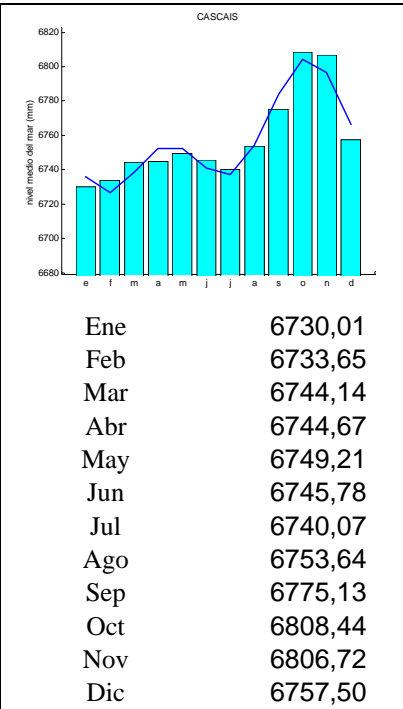
Test de Spearman

$U(r_s)$ 21,12

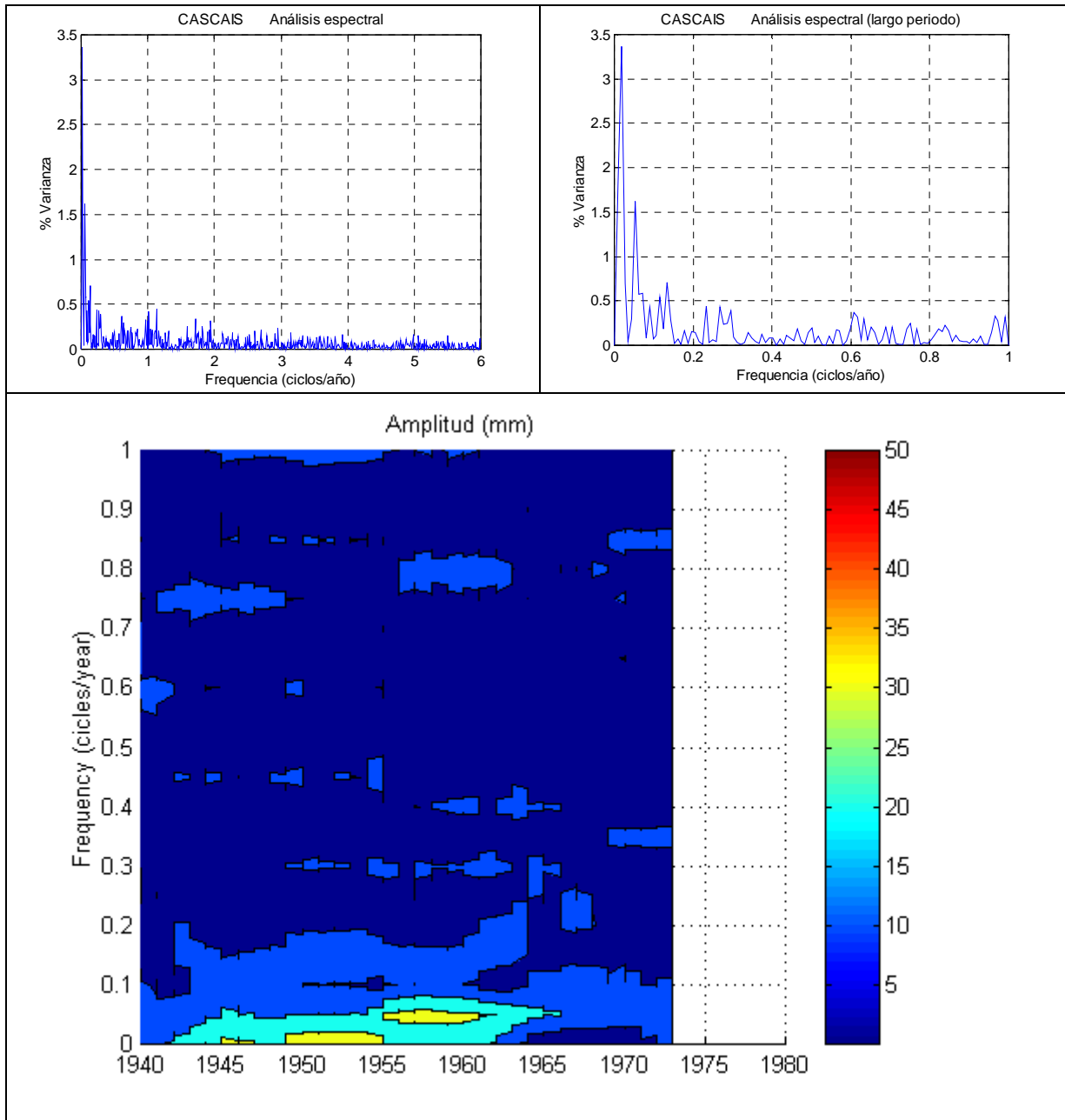
α_1 Tendencia creciente



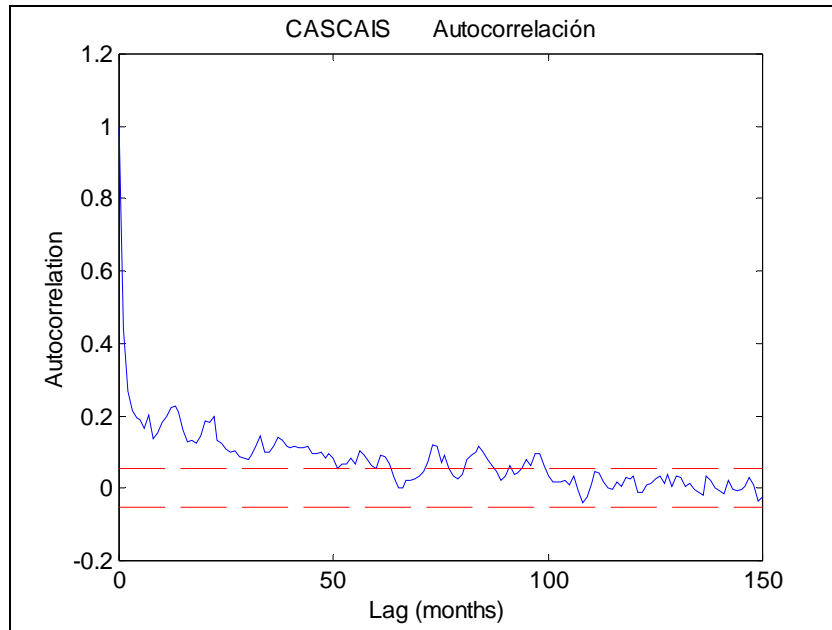
VARIABILIDAD ANUAL



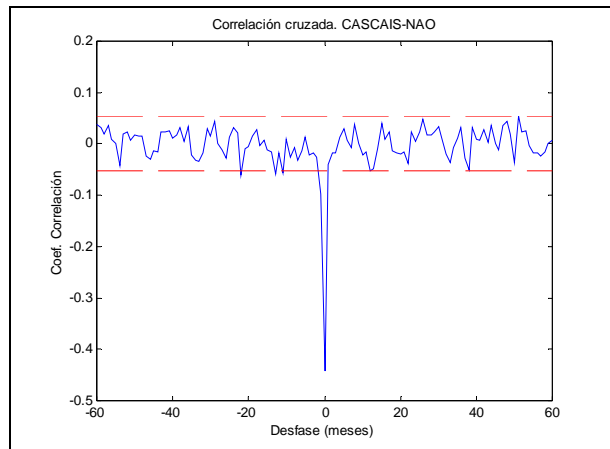
CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS



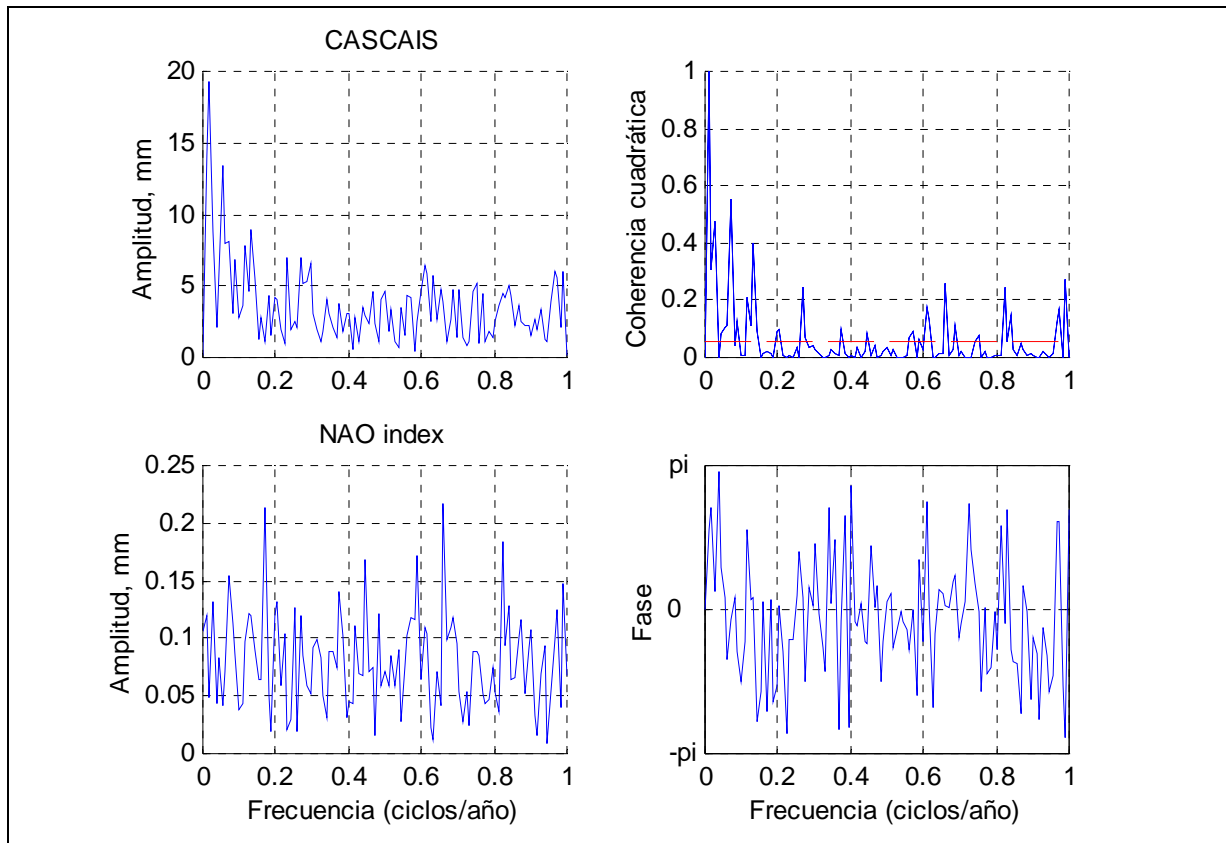
ENSAYOS DE CORRELACIÓN.



CORRELACIONES CRUZADAS



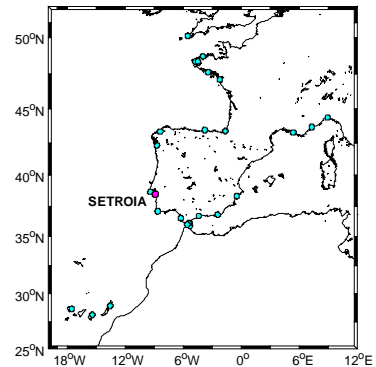
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	SETROIA
Id. PSMSL:	210-026

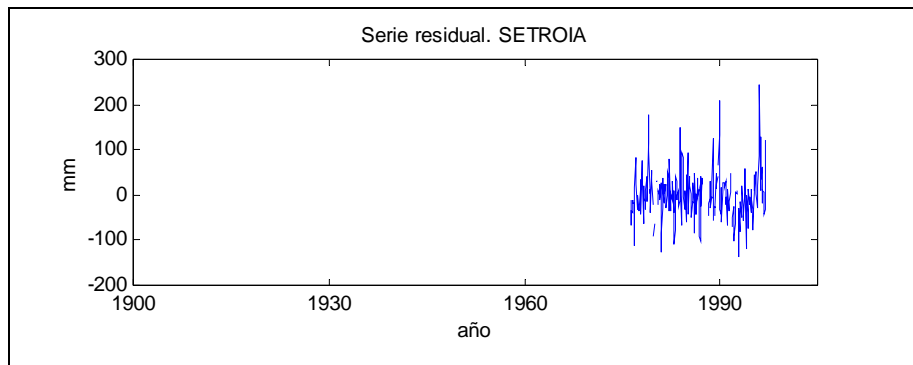
Tendencia (mm/año)

Lineal:	1,48 mm/año
Corrección GIA:	-0,33 mm/año



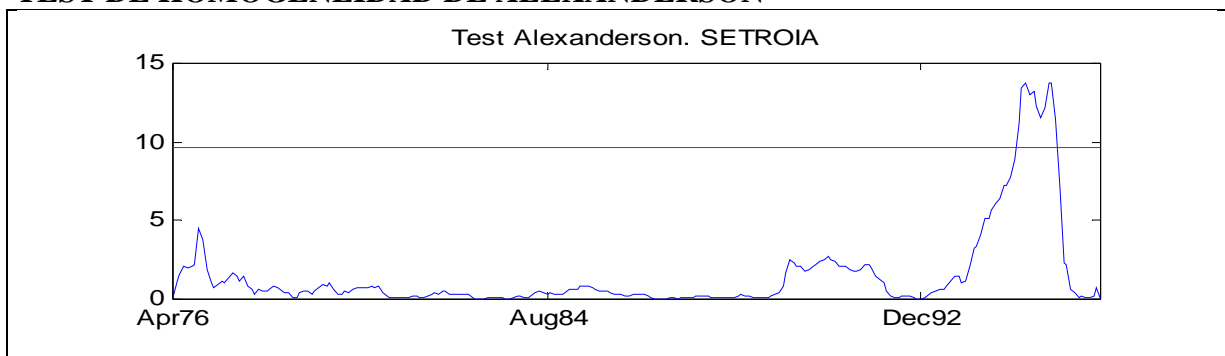
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	230
Moda	-137
Desv. Std.	55,15
Skewness	0,81
Error Std.	0,16
Kurtosis	2,64
Error Std.	0,32
Rango	383
Mínimo	-137
Máximo	246



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 1.26	Sig. 0.08
--------------------------------	---------------------	-----------

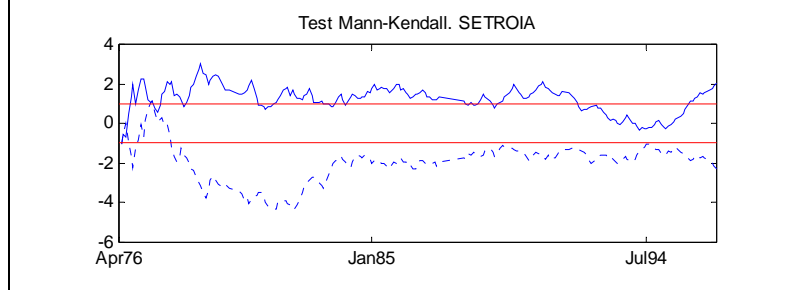
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



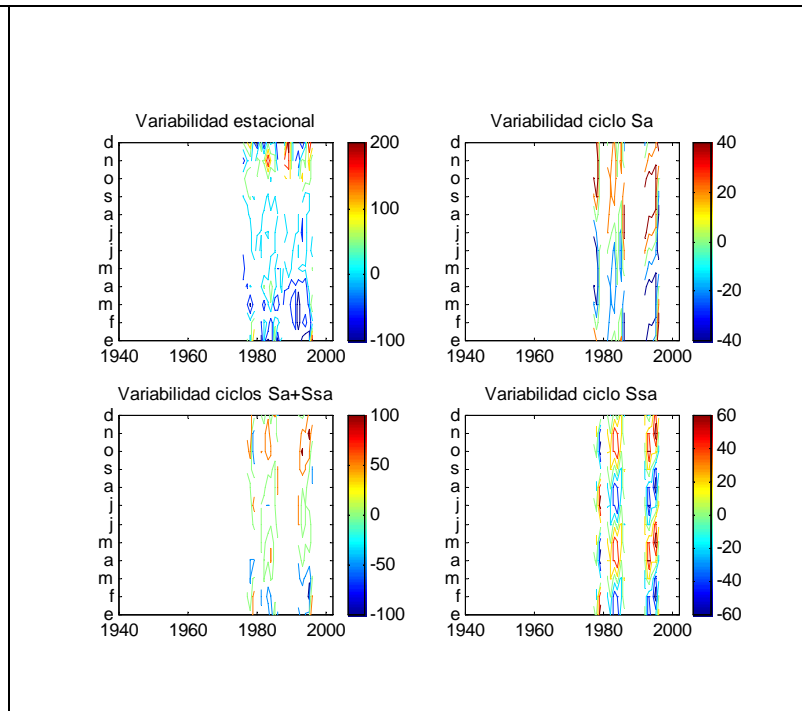
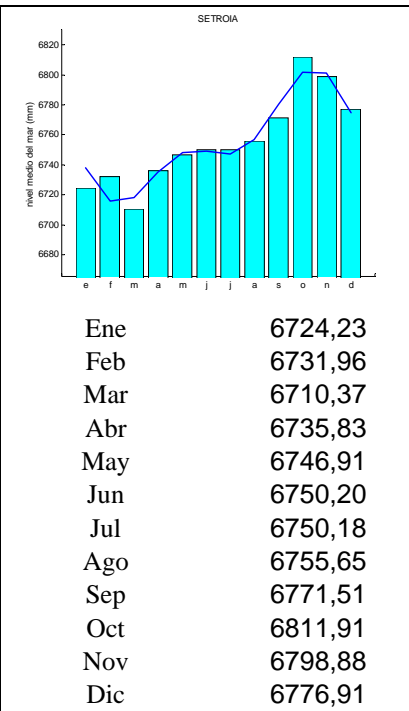
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

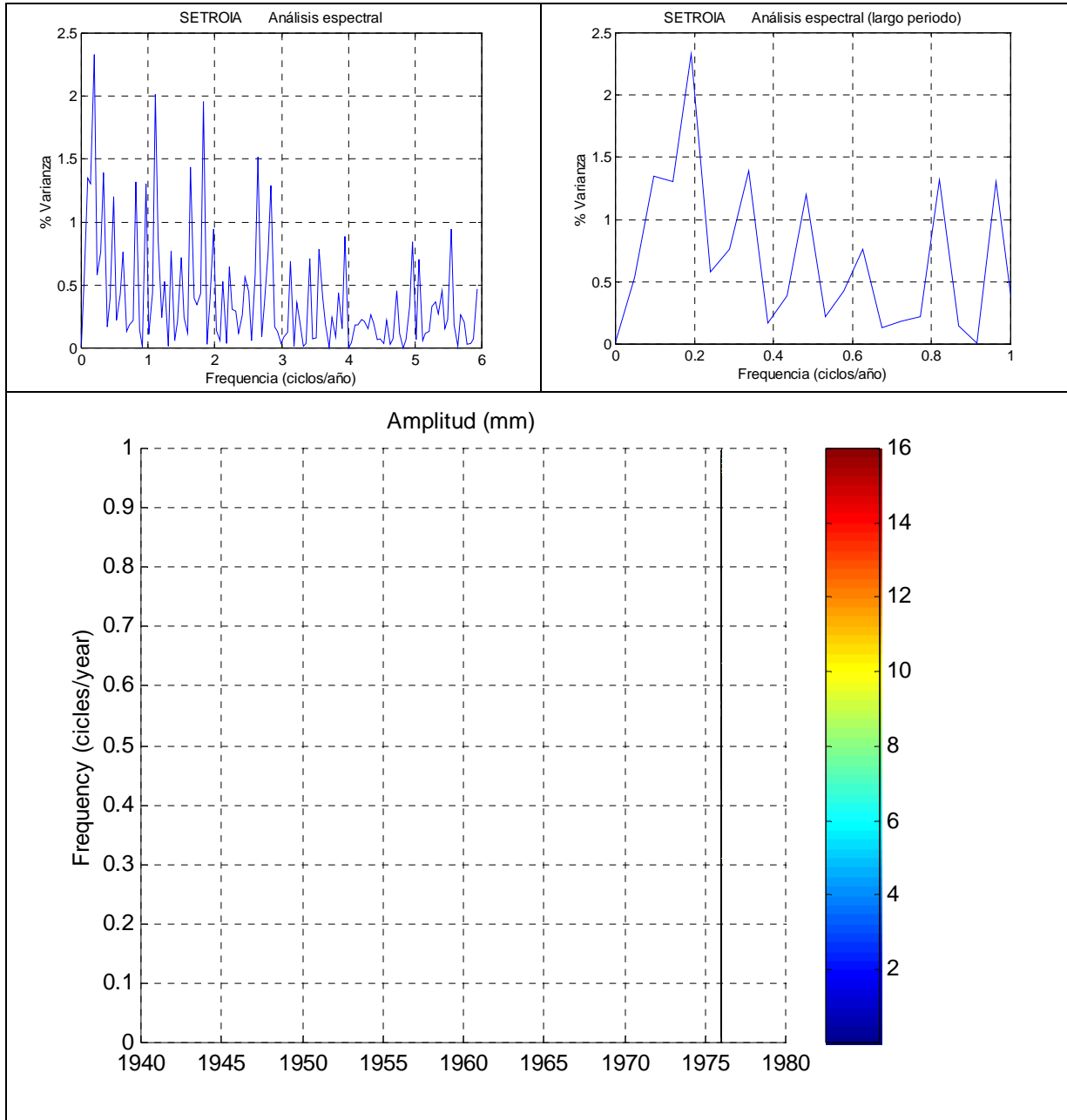
$U(r_s)$ 2,13
 α_1 Tendencia
 creciente



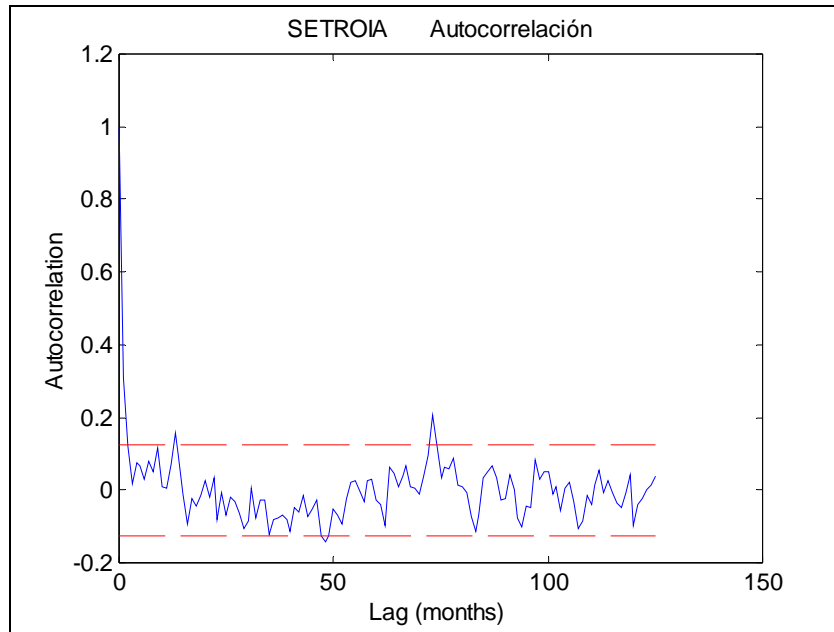
VARIABILIDAD ANUAL



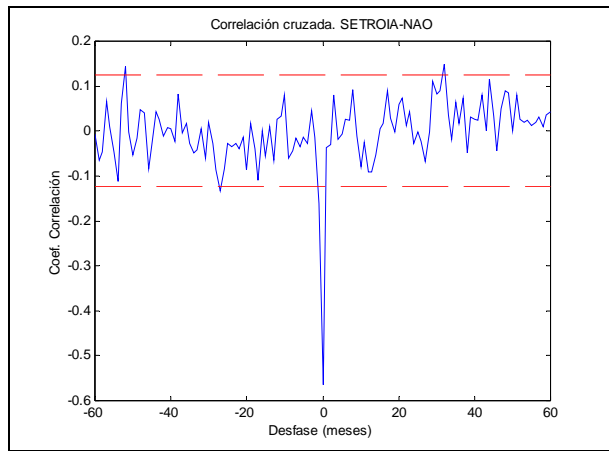
CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS



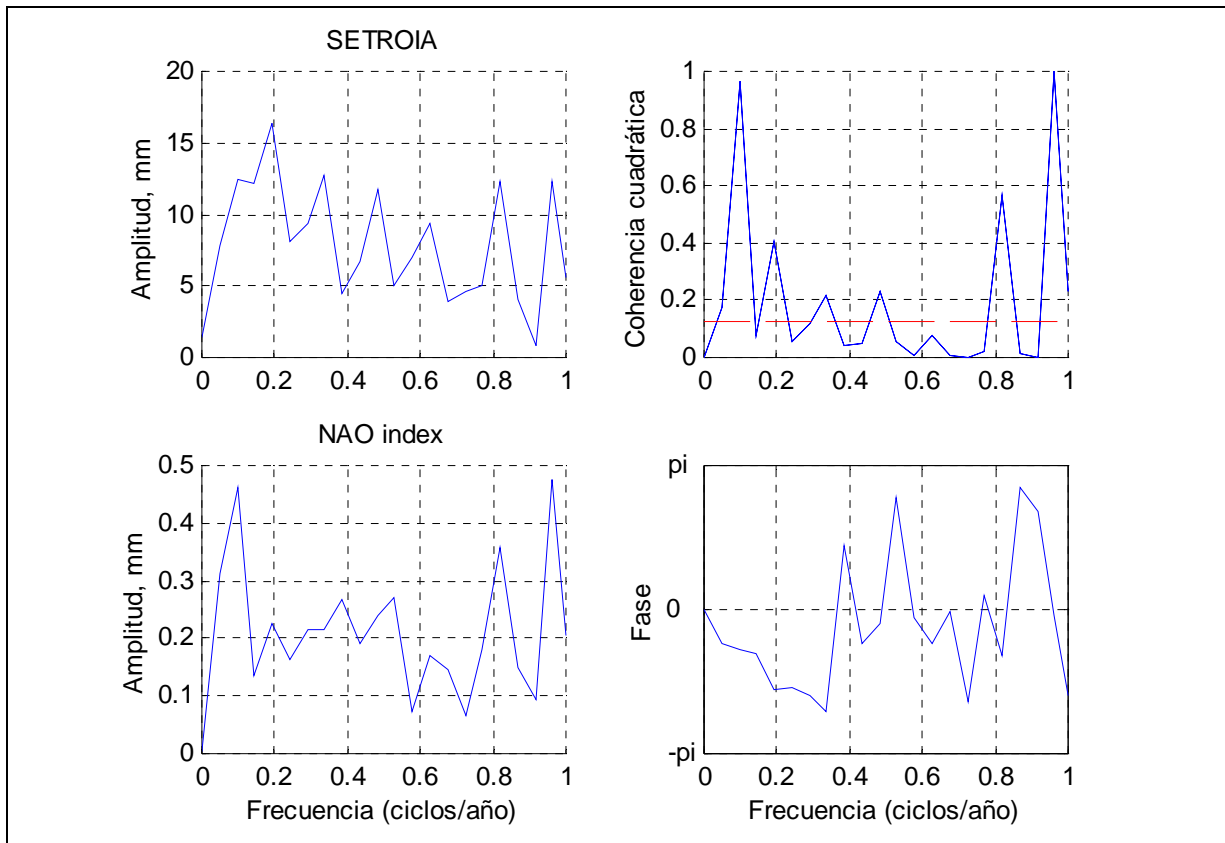
ENSAYOS DE CORRELACIÓN.



CORRELACIONES CRUZADAS



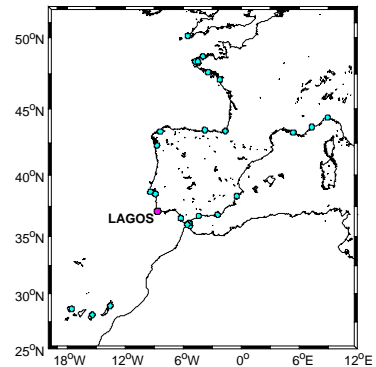
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	LAGOS
Id. PSMSL:	210-031

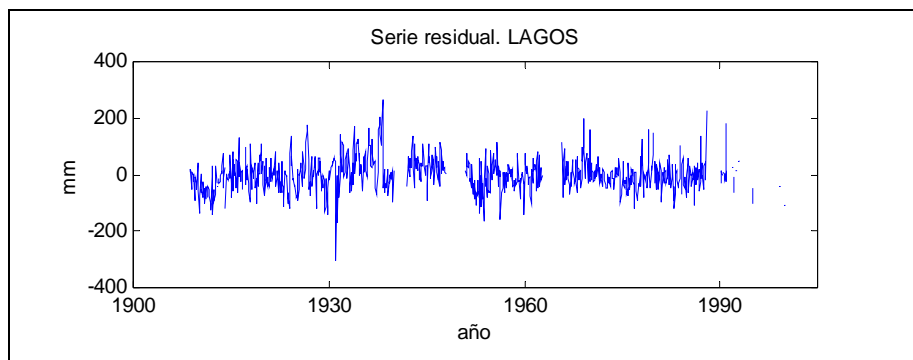
Tendencia (mm/año)

Lineal:	1,47 mm/año
Corrección GIA:	-0,30 mm/año



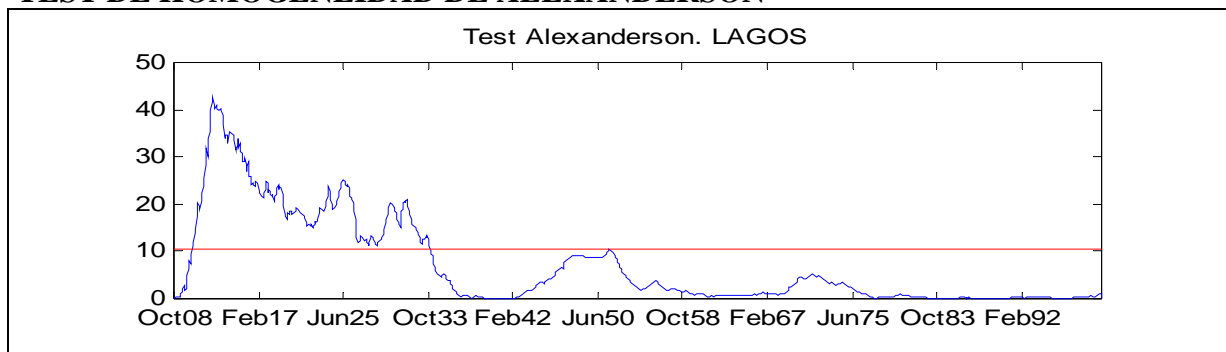
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	865
Moda	-303
Desv. Std.	58,44
Skewness	0,33
Error Std.	0,08
Kurtosis	1,90
Error Std.	0,17
Rango	567
Mínimo	-303
Máximo	264



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 1.42	Sig. 0.03
--------------------------------	---------------------	-----------

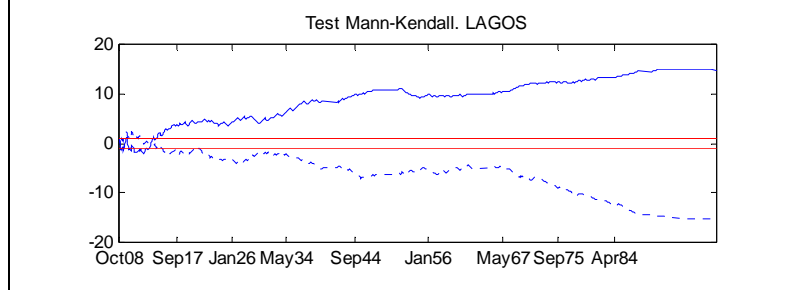
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



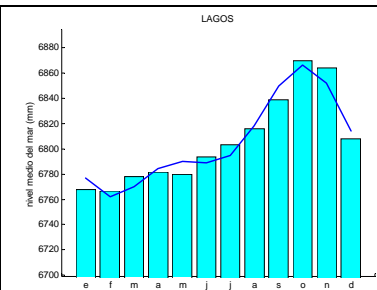
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

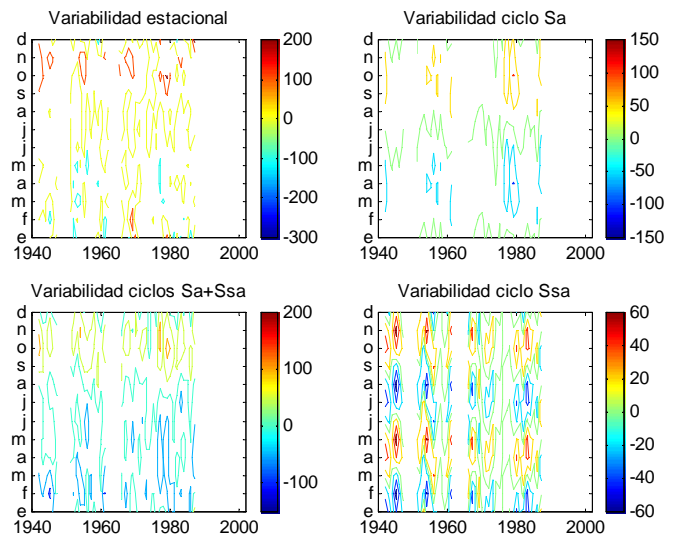
$U(r_s)$ 14,54
 α_1 Tendencia
 creciente



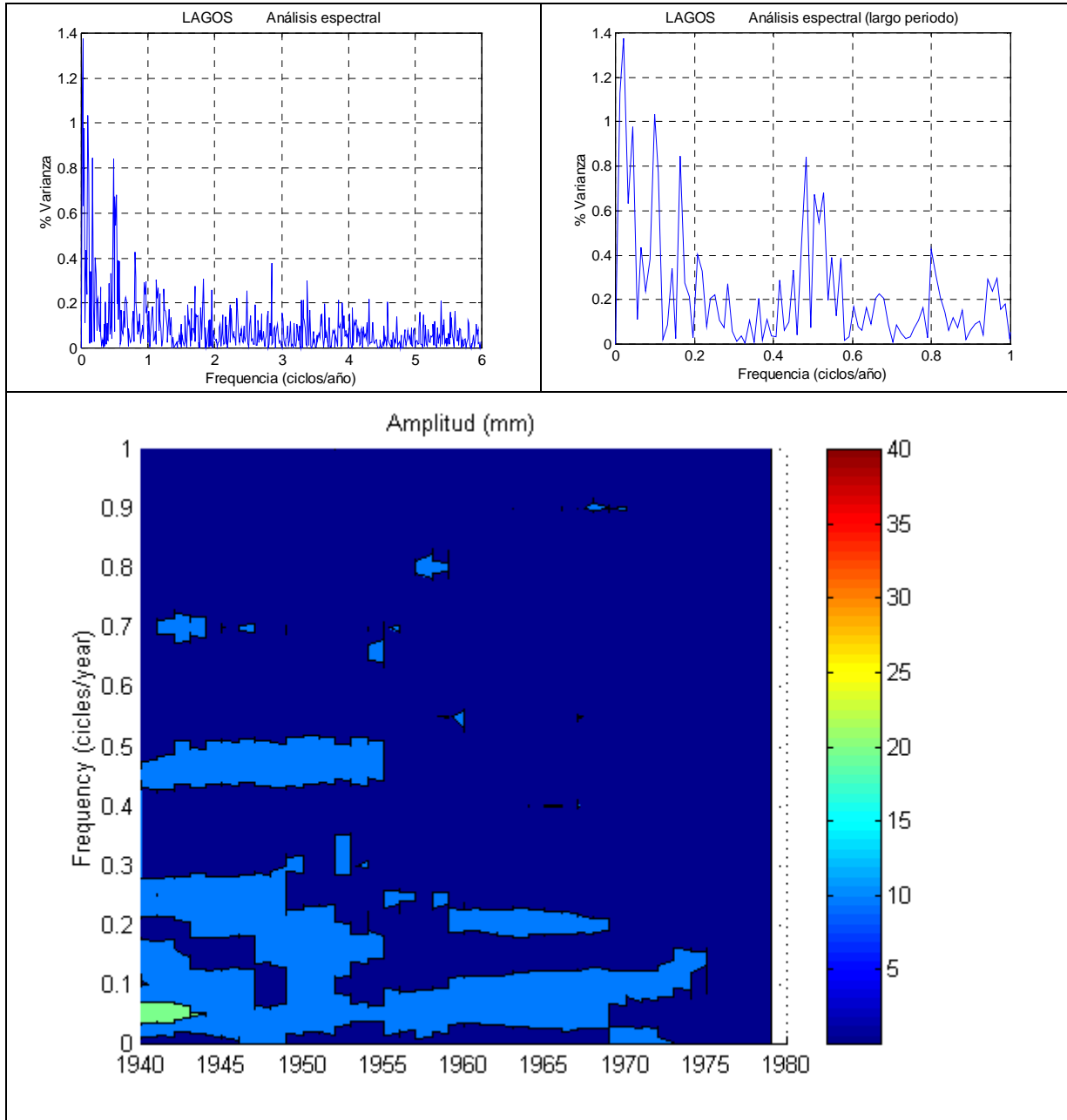
VARIABILIDAD ANUAL



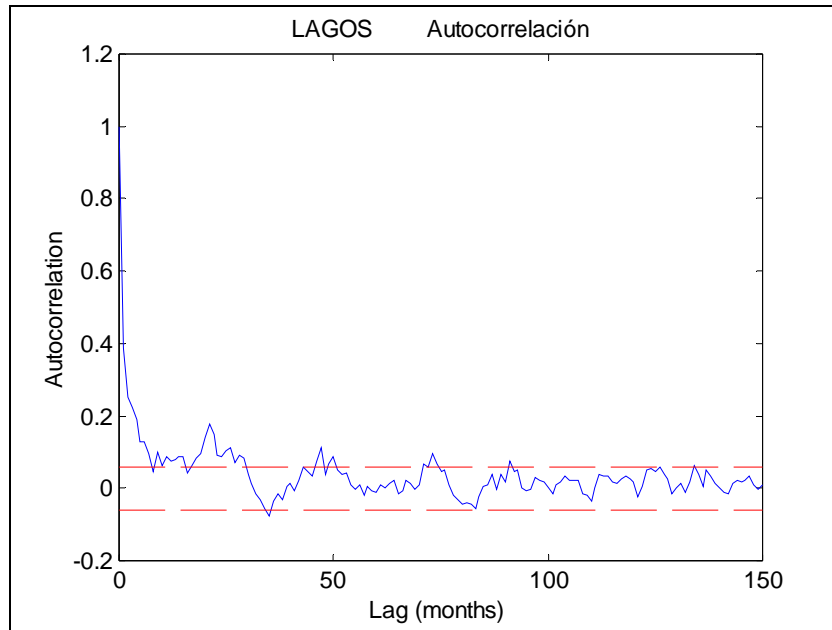
Ene	6767,60
Feb	6766,82
Mar	6778,20
Abr	6781,27
May	6779,57
Jun	6793,49
Jul	6803,42
Ago	6815,98
Sep	6838,96
Oct	6869,84
Nov	6864,14
Dic	6808,18



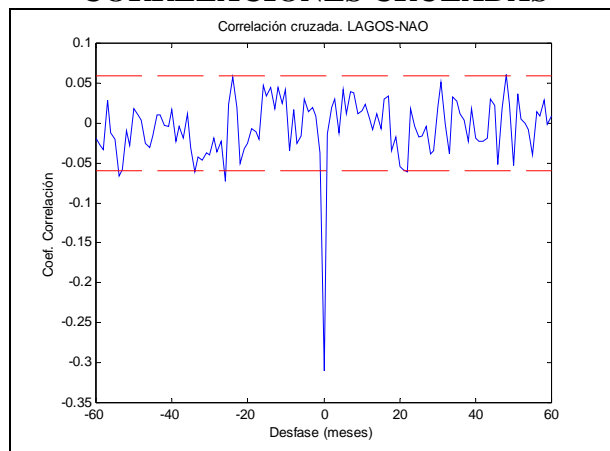
CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS



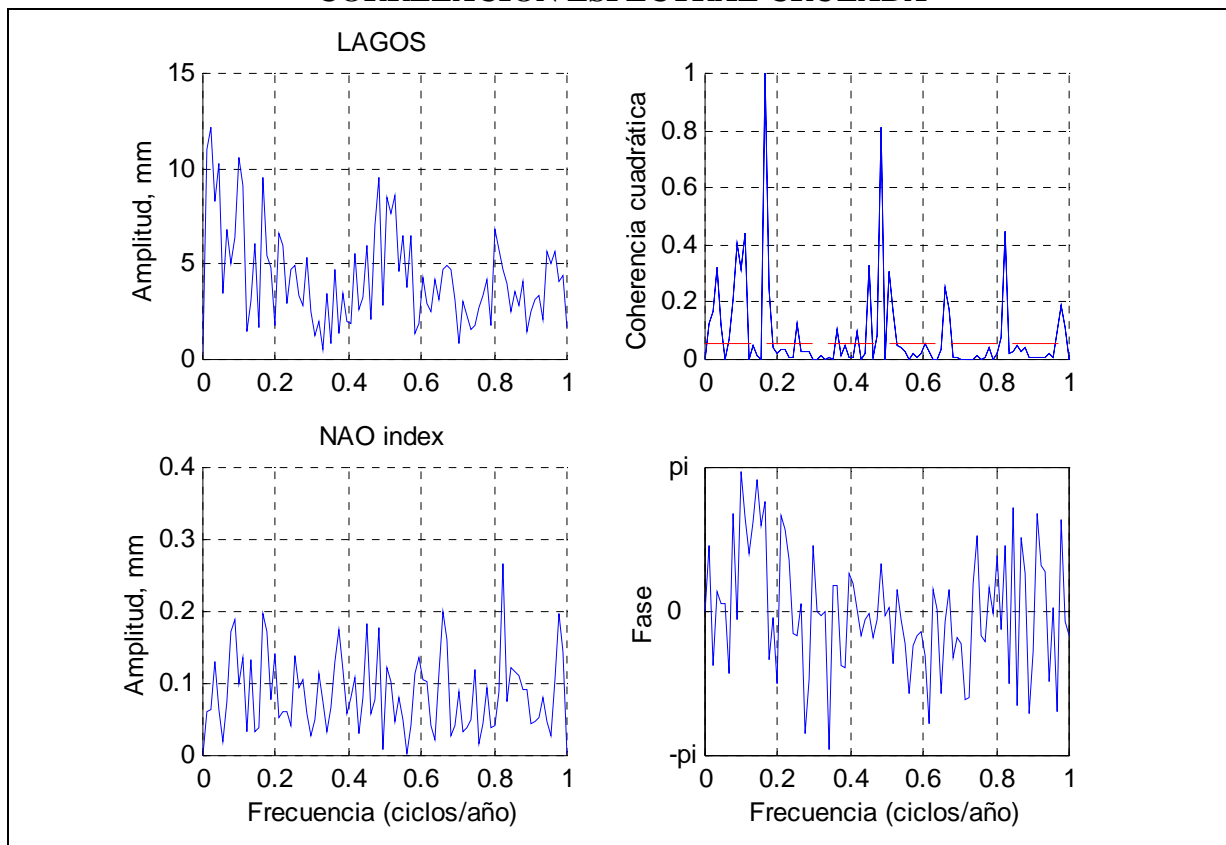
ENSAYOS DE CORRELACIÓN.



CORRELACIONES CRUZADAS



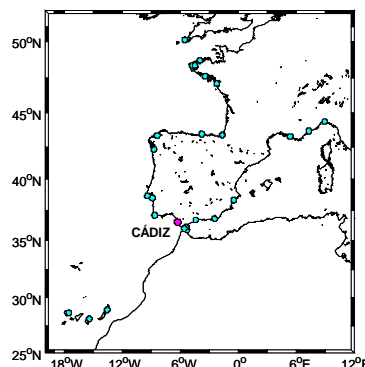
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	CÁDIZ
Id. PSMSL:	200-003

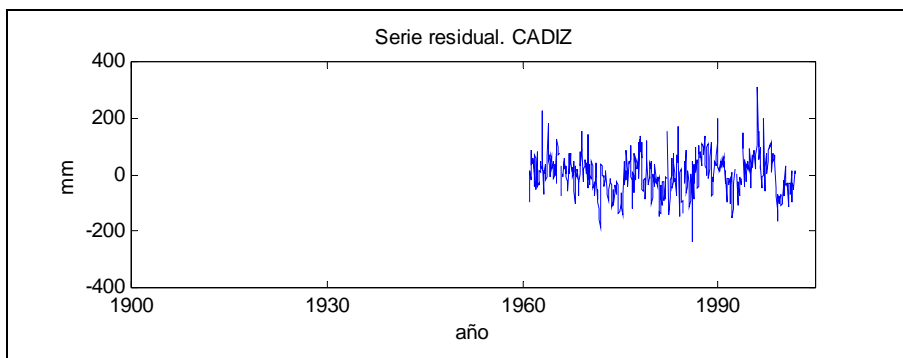
Tendencia (mm/año)

Lineal:	4,15 mm/año
Corrección GIA:	-0,41 mm/año



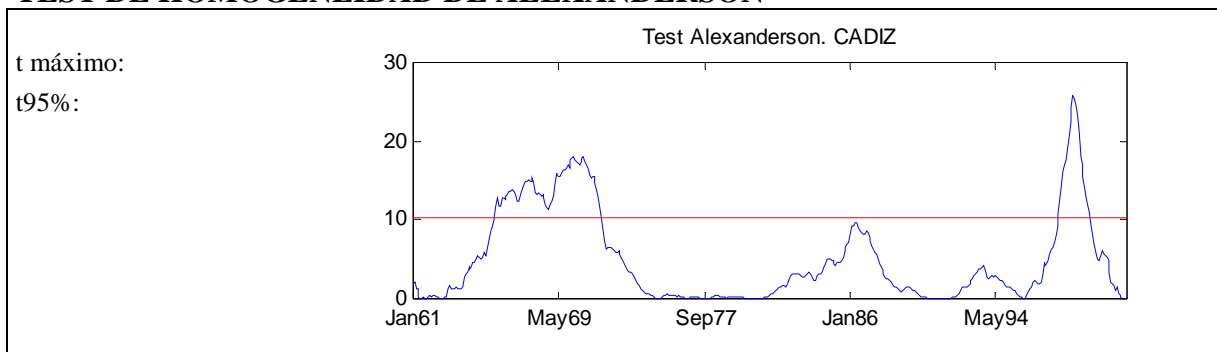
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	480
Moda	-235
Desv. Std.	70,99
Skewness	0,18
Error Std.	0,11
Kurtosis	0,71
Error Std.	0,22
Rango	543
Mínimo	-235
Máximo	308



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 0.59	Sig. 0.88
--------------------------------	---------------------	-----------

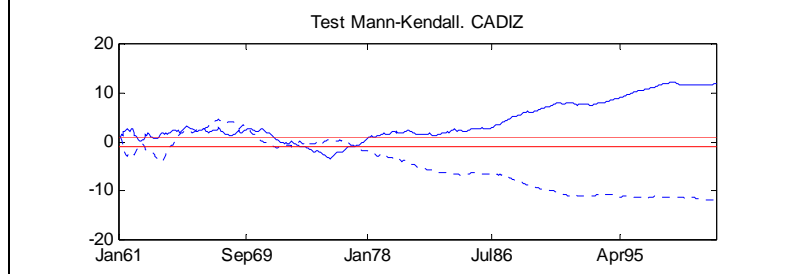
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



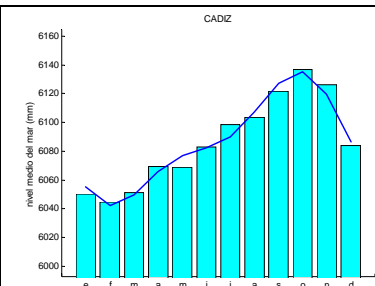
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

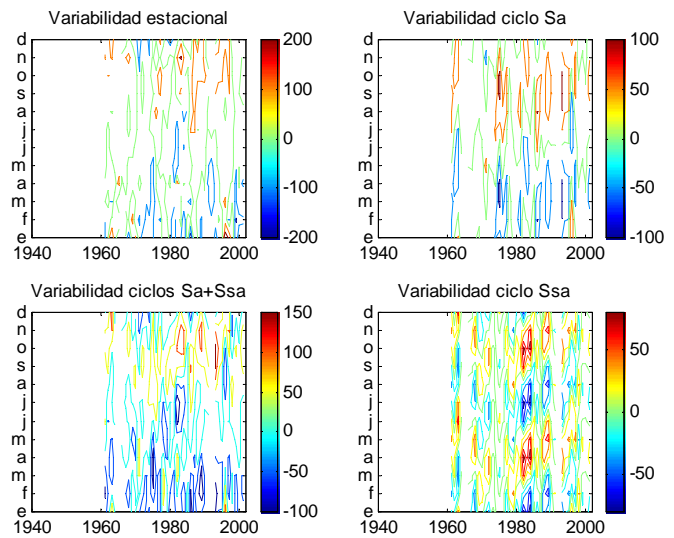
$U(r_s)$ 12,00
 α_1 Tendencia
 creciente



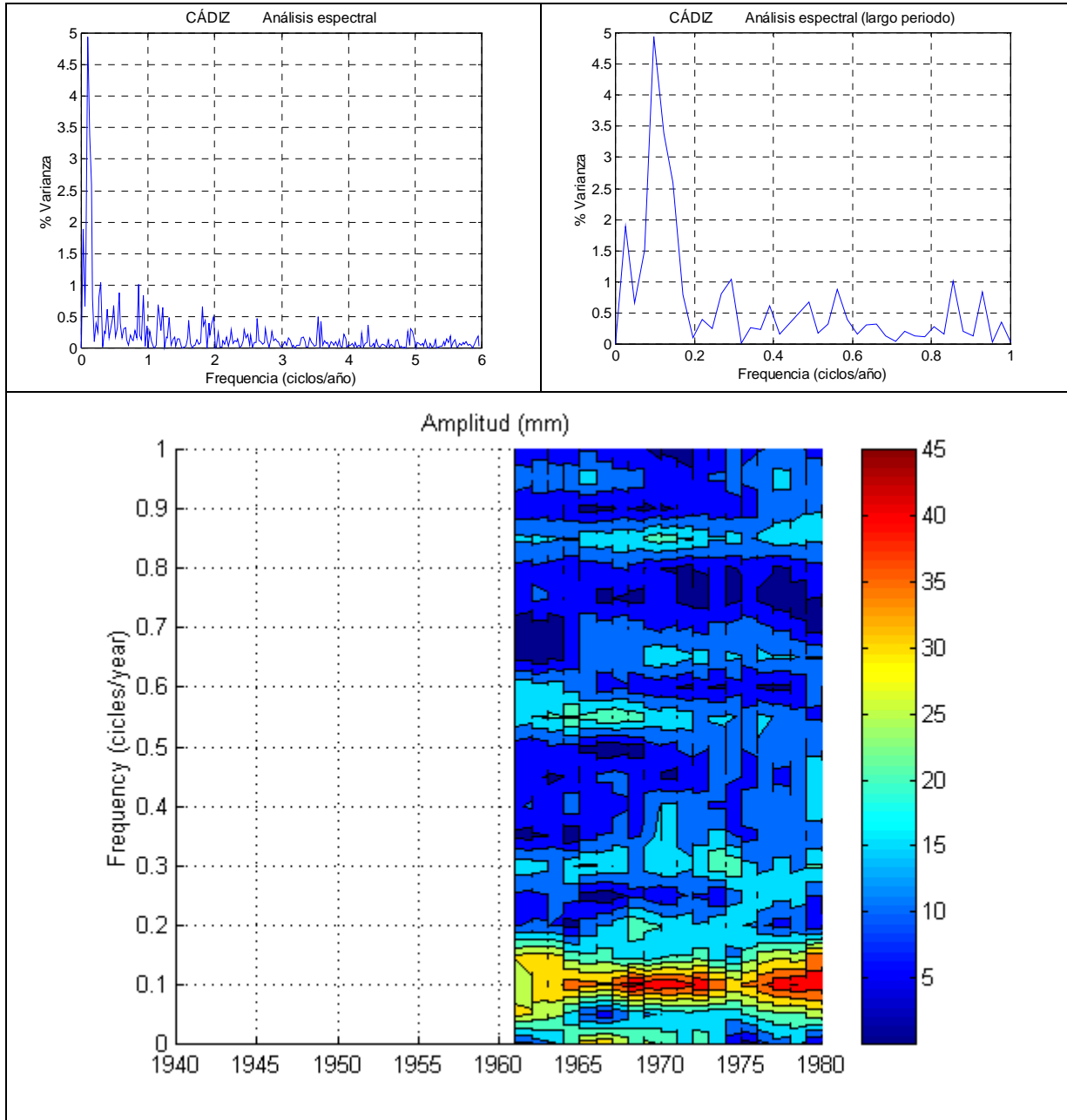
VARIABILIDAD ANUAL



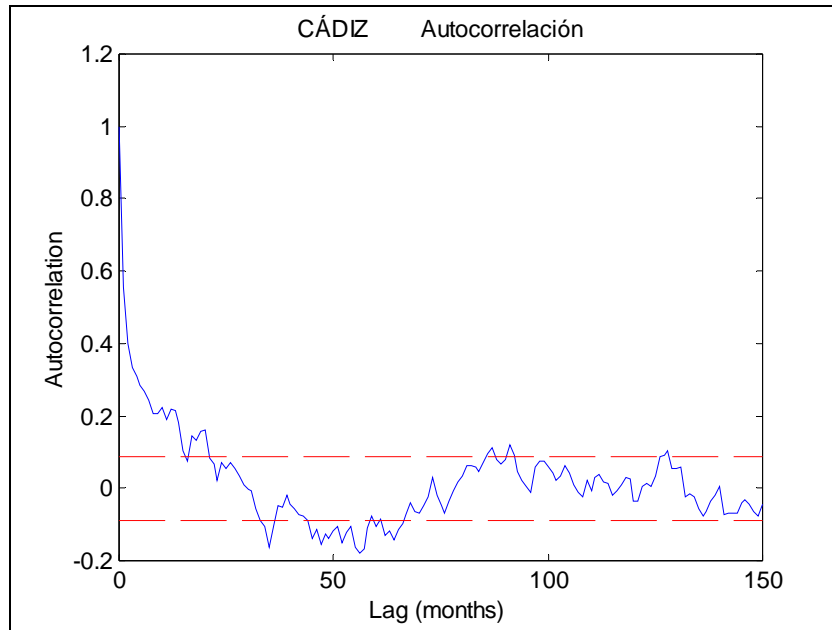
Ene	6050,28
Feb	6044,77
Mar	6051,06
Abr	6069,30
May	6068,63
Jun	6082,92
Jul	6098,67
Ago	6103,44
Sep	6121,74
Oct	6136,90
Nov	6126,14
Dic	6083,94



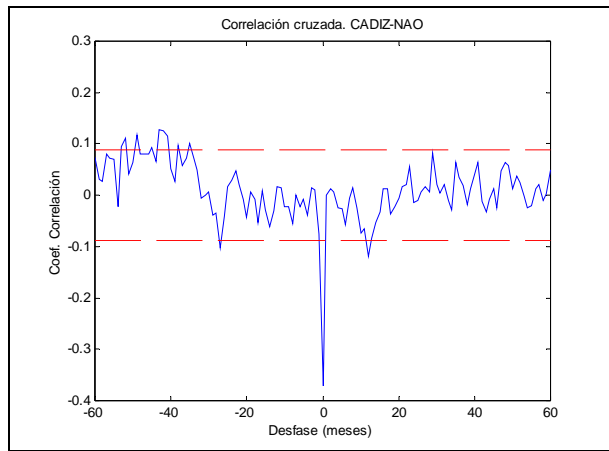
CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS



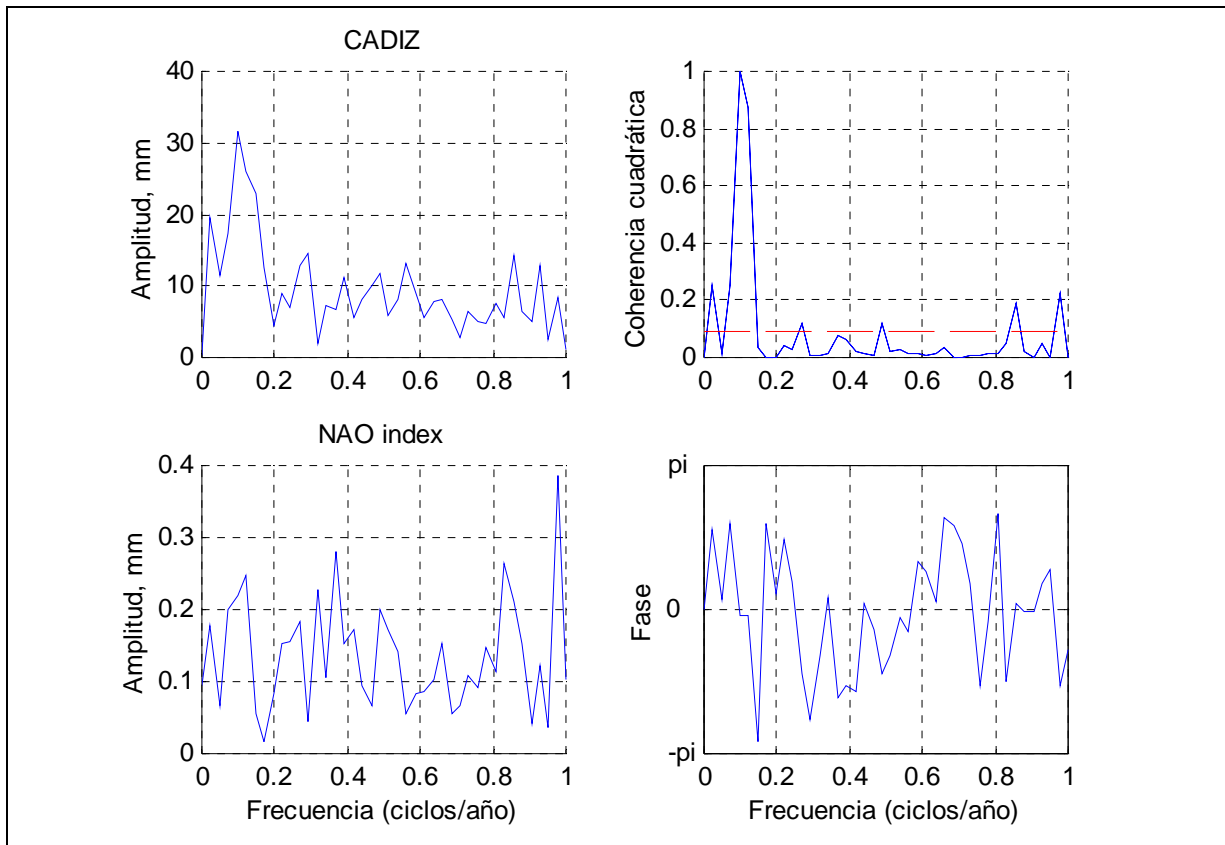
ENSAYOS DE CORRELACIÓN.



CORRELACIONES CRUZADAS



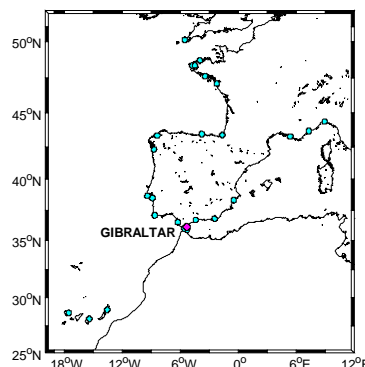
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	GIBRALTAR
Id. PSMSL:	215-001-a

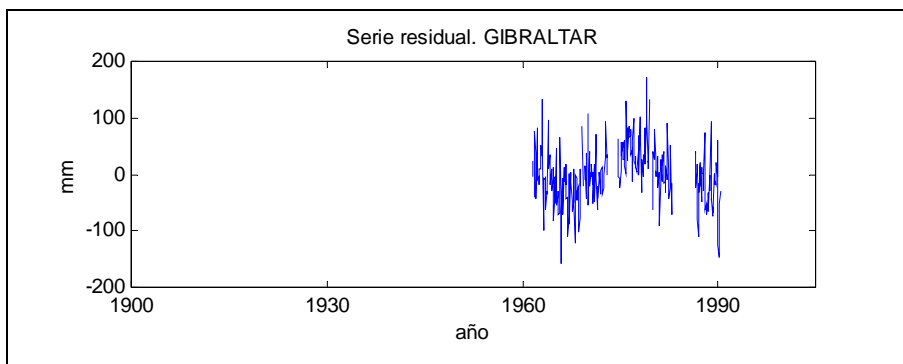
Tendencia (mm/año)

Lineal:	-1,25 mm/año
Corrección GIA:	-0,43 mm/año



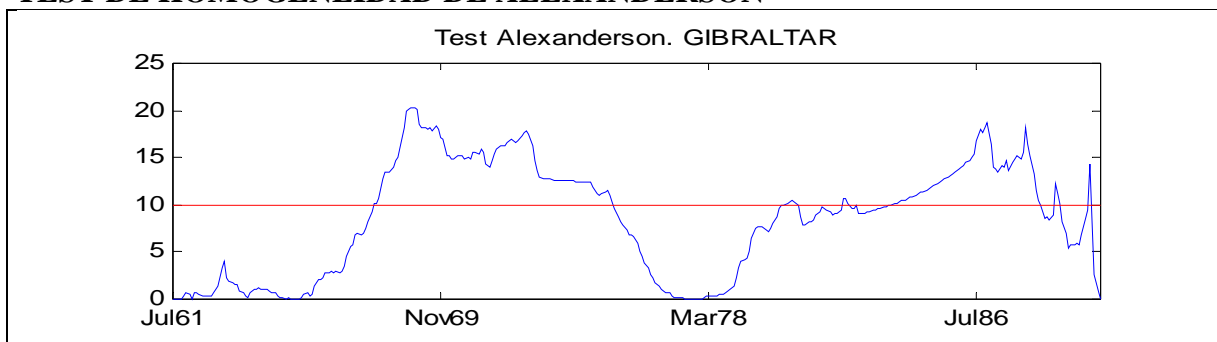
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	277
Moda	-158
Desv. Std.	50,67
Skewness	0,13
Error Std.	0,15
Kurtosis	0,61
Error Std.	0,29
Rango	329
Mínimo	-158
Máximo	171



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 0.77	Sig. 0.60
--------------------------------	---------------------	-----------

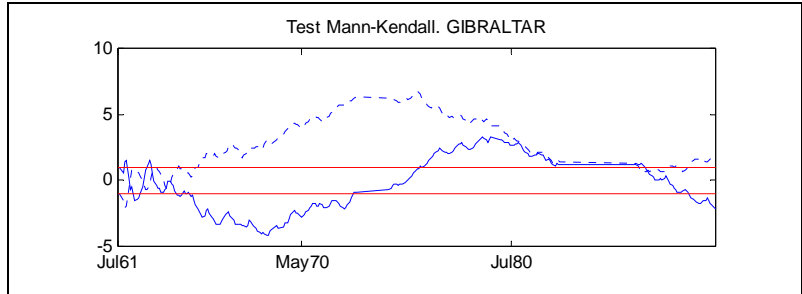
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



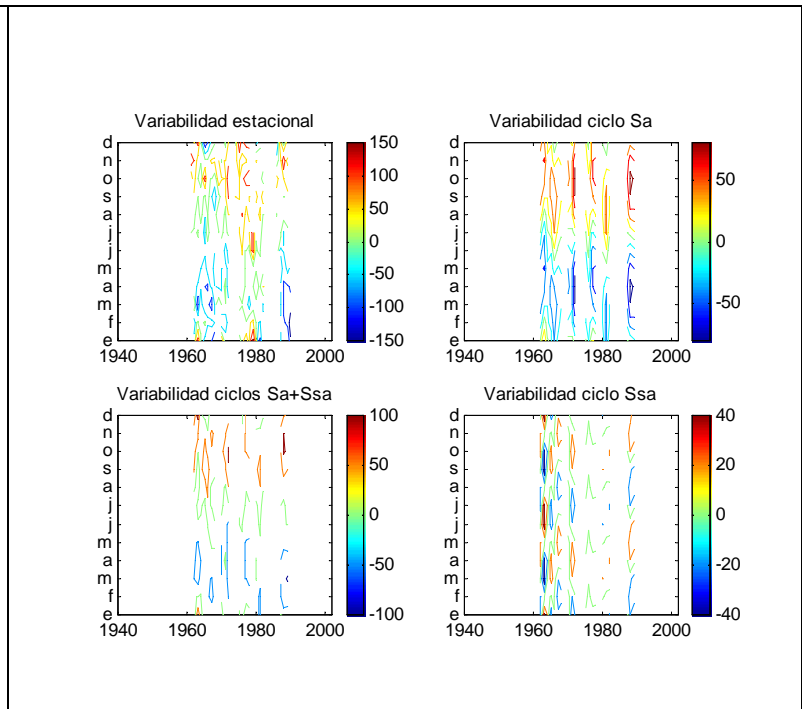
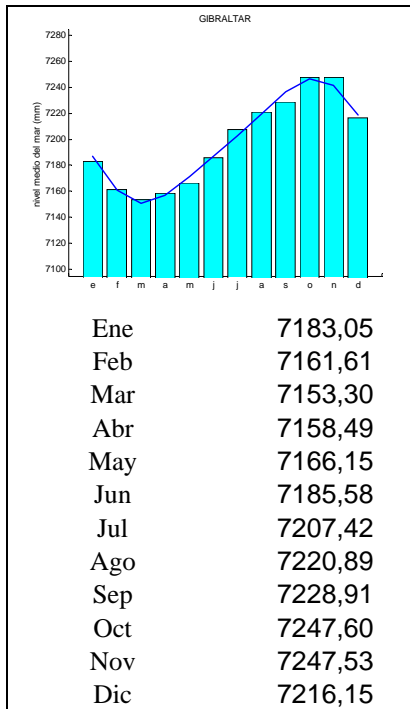
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

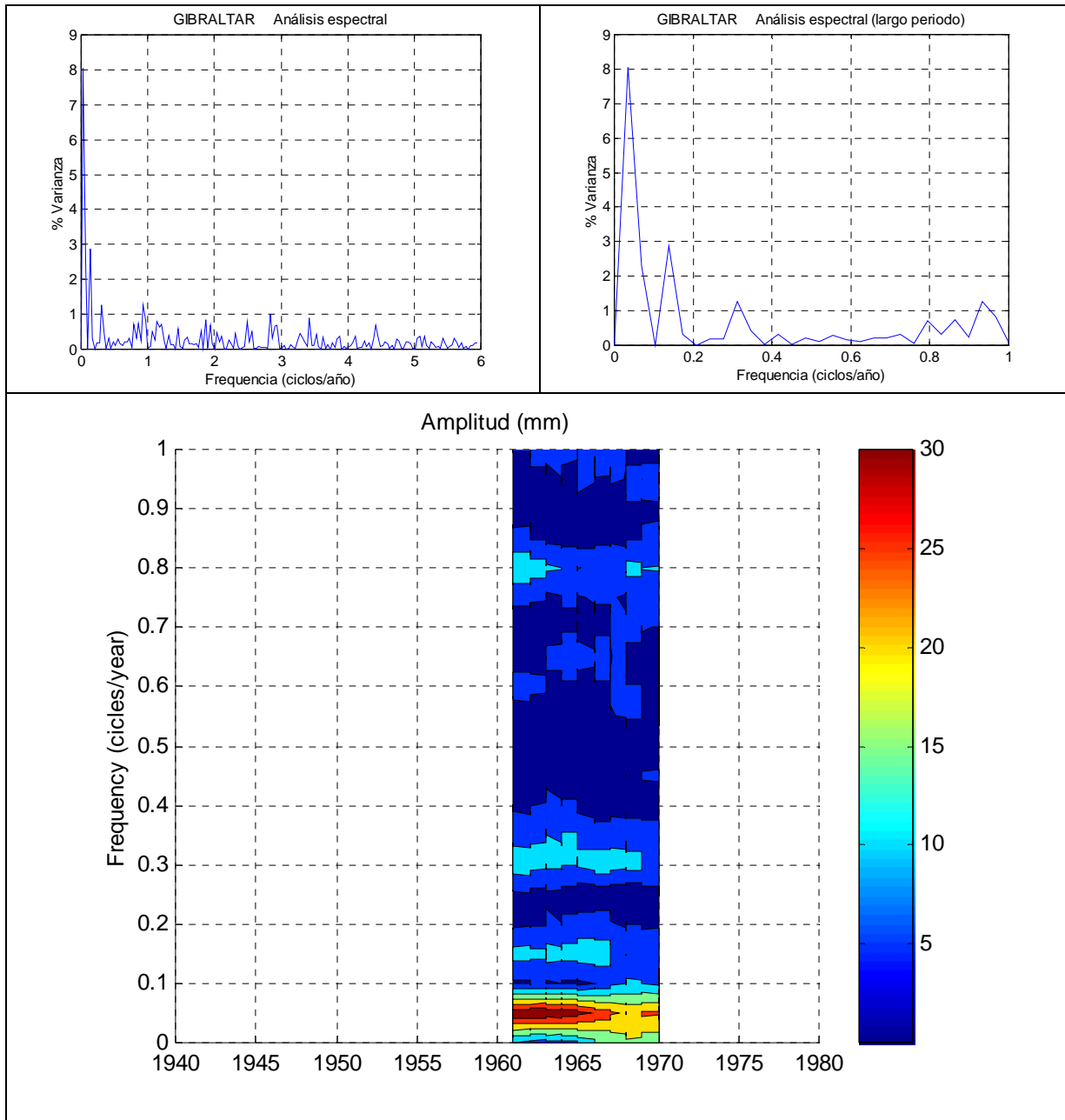
$U(r_s)$ -2,00
 α_1 Tendencia
 decreciente



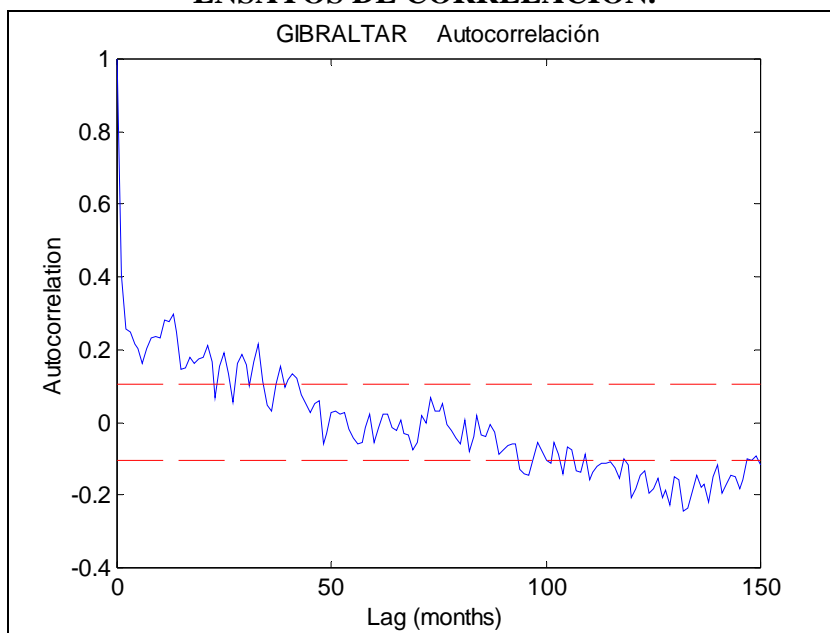
VARIABILIDAD ANUAL



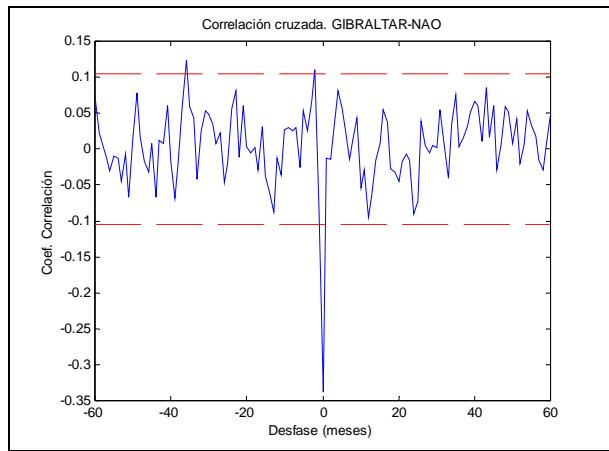
CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS



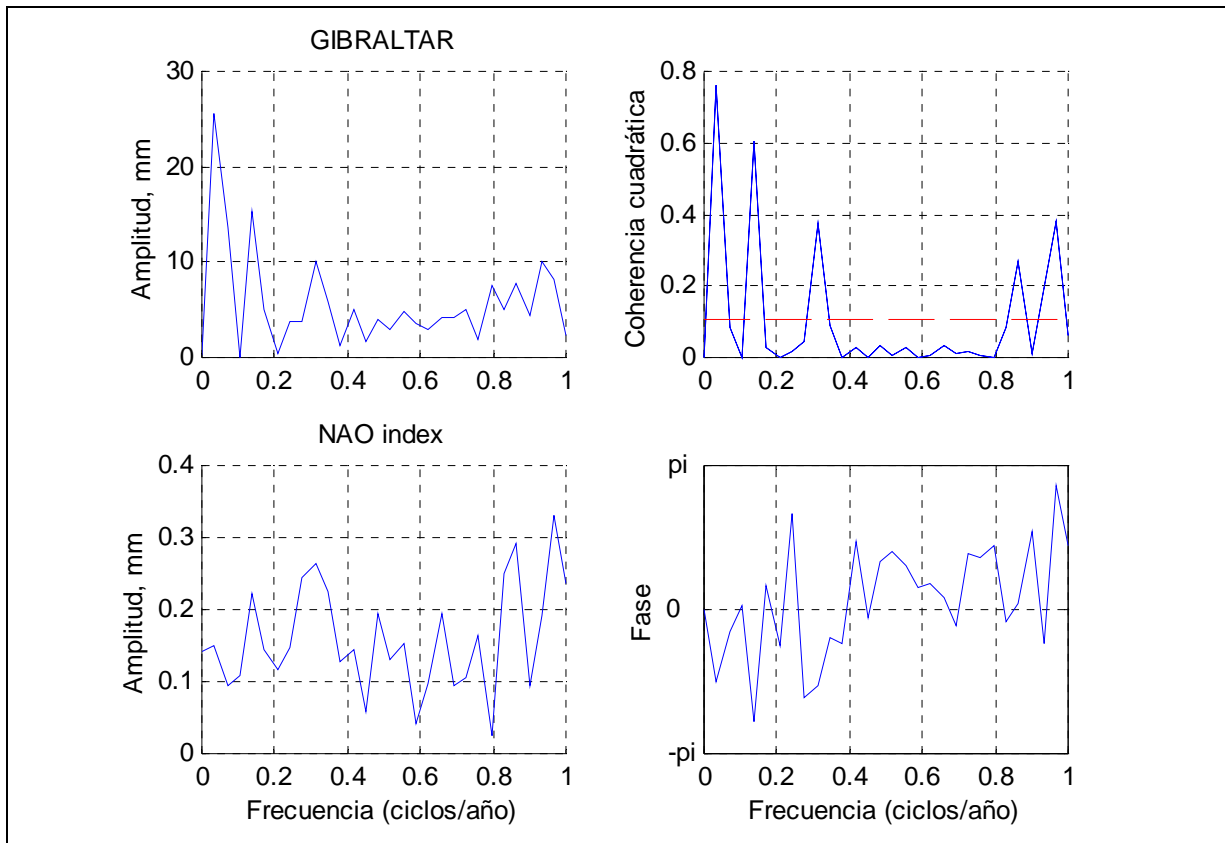
ENSAYOS DE CORRELACIÓN.



CORRELACIONES CRUZADAS



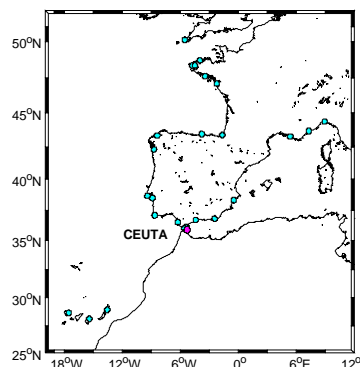
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	CEUTA
Id. PSMSL:	340-001-ieo

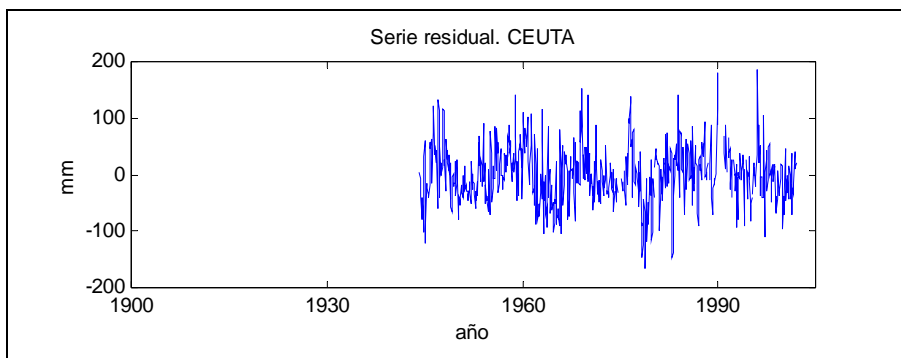
Tendencia (mm/año)

Lineal:	0,50 mm/año
Corrección GIA:	-0,43 mm/año



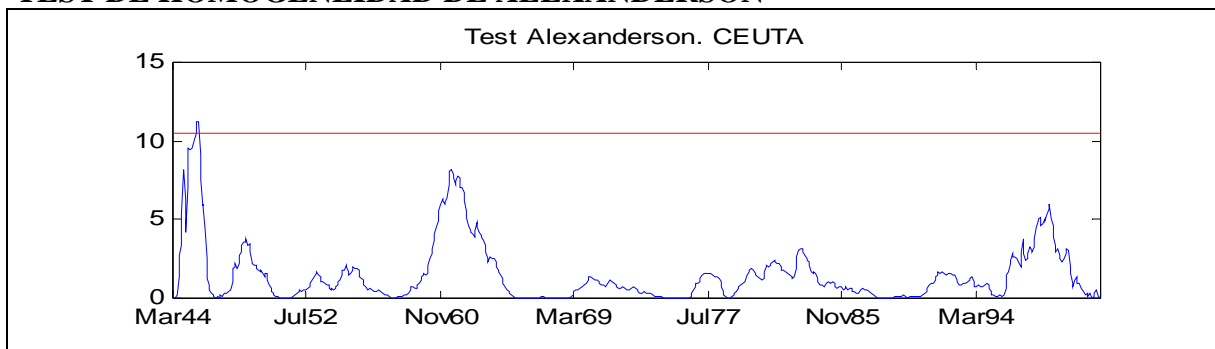
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	667
Moda	-166
Desv. Std.	51,06
Skewness	0,19
Error Std.	0,09
Kurtosis	0,64
Error Std.	0,19
Rango	352
Mínimo	-166
Máximo	186



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 0.90	Sig. 0.40
--------------------------------	---------------------	-----------

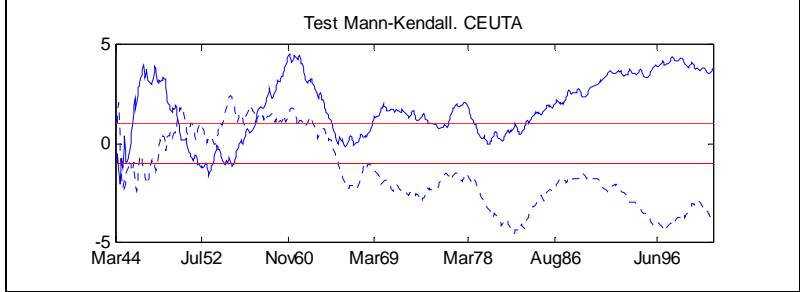
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



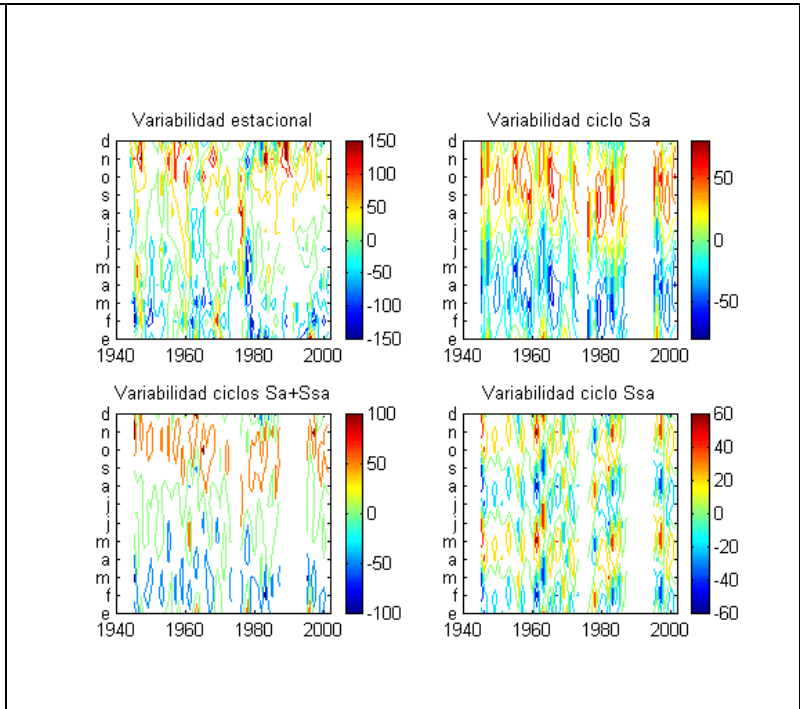
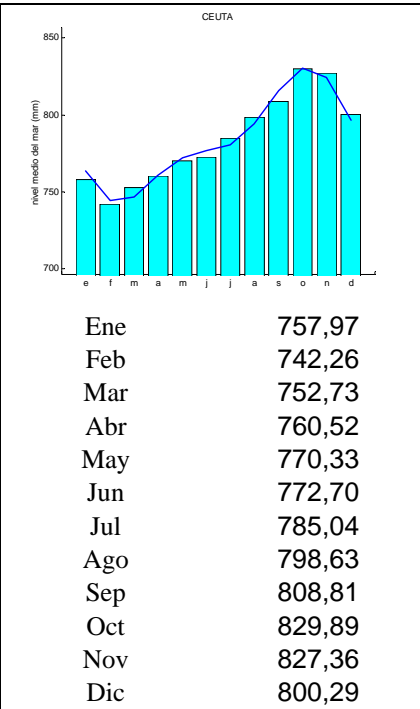
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

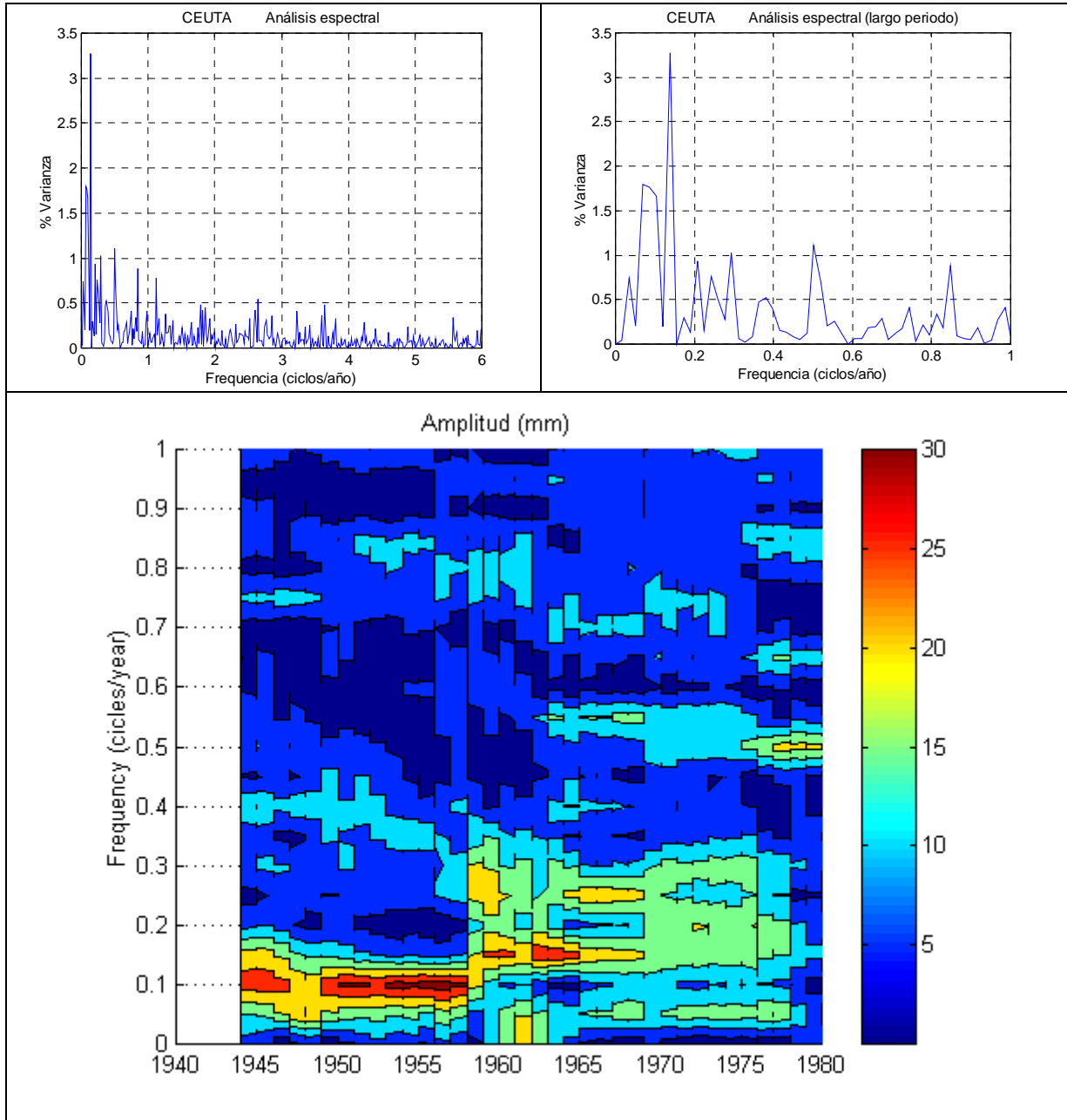
$U(r_s)$ 3,82
 α_1 Tendencia creciente



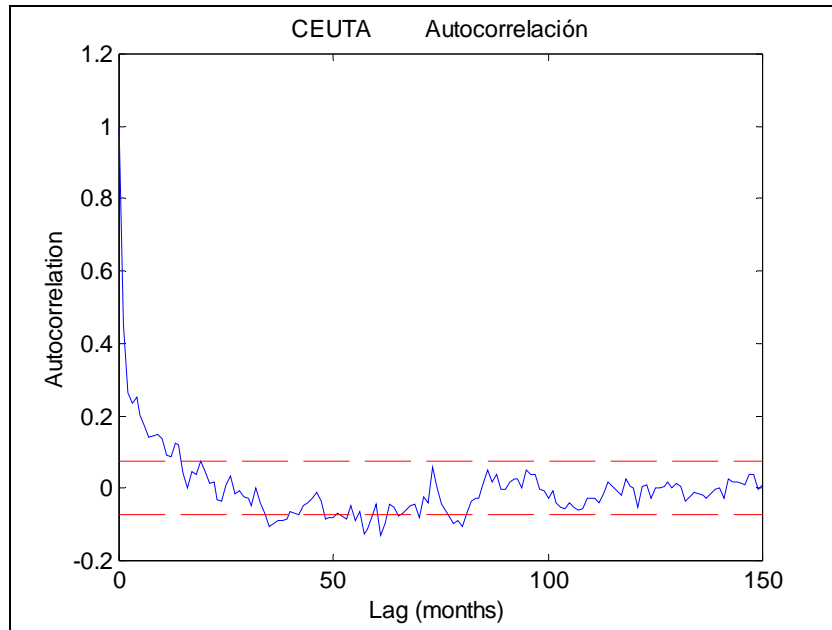
VARIABILIDAD ANUAL



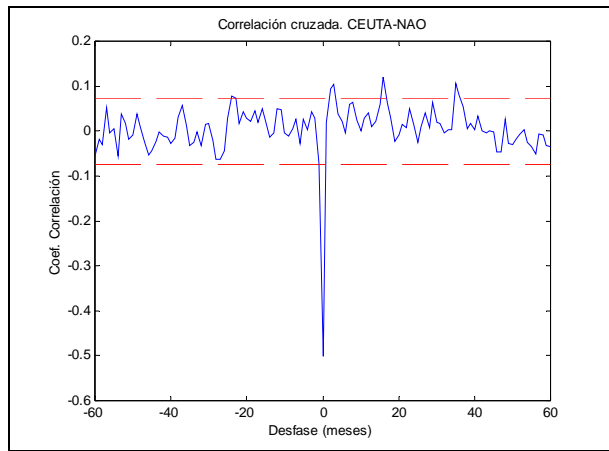
CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS



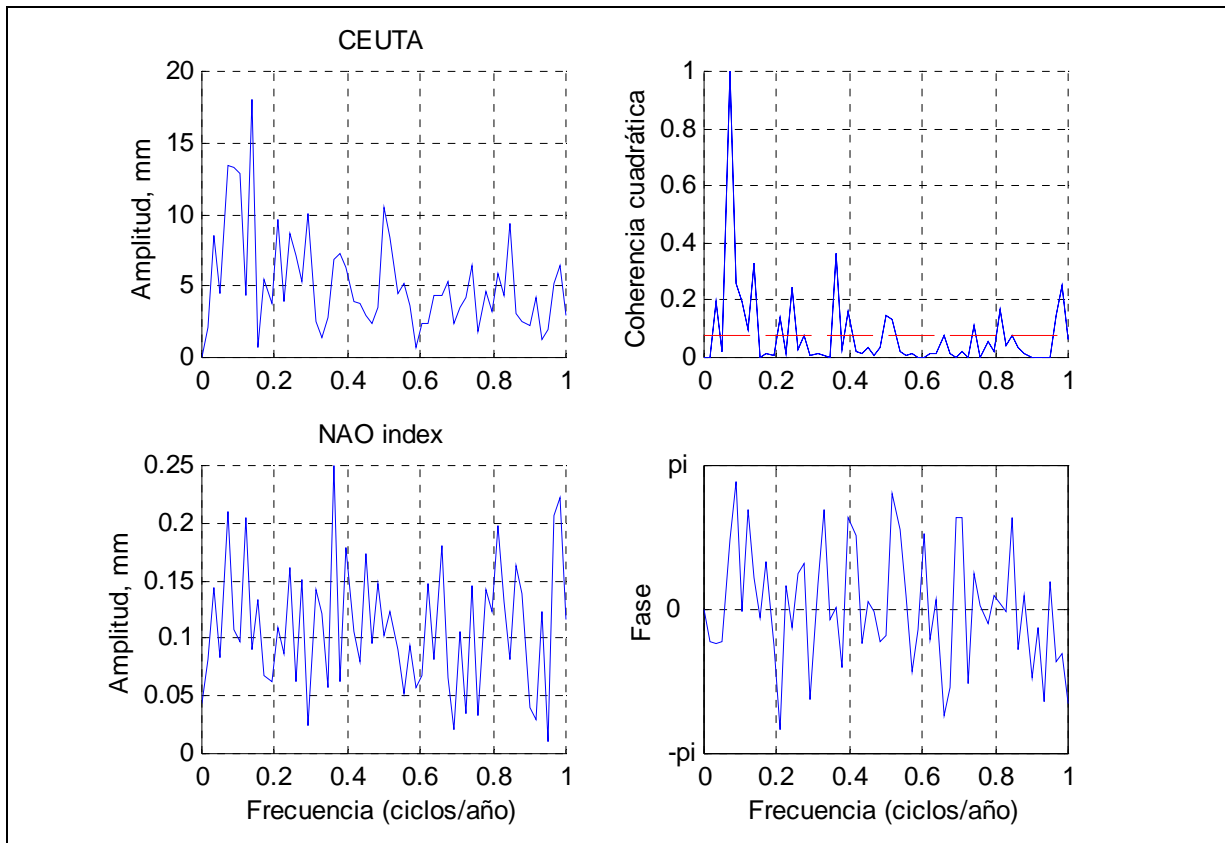
ENSAYOS DE CORRELACIÓN.



CORRELACIONES CRUZADAS



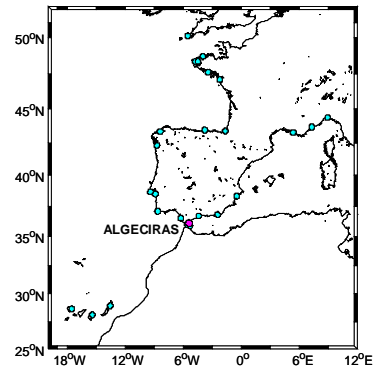
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	ALGECIRAS
Id. PSMSL:	220-011-ieo

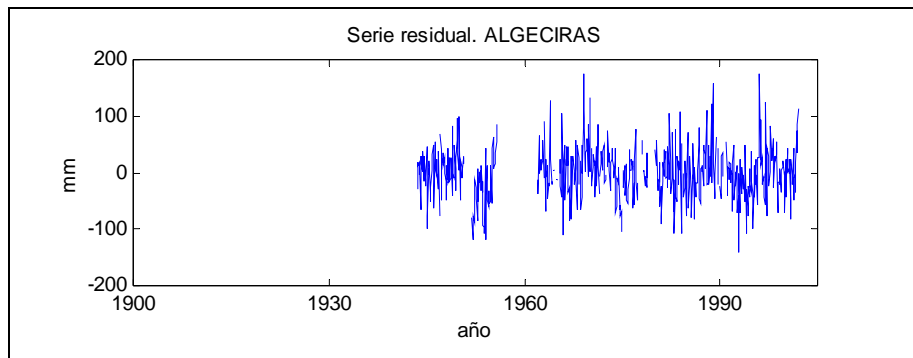
Tendencia (mm/año)

Lineal:	0,38 mm/año
Corrección GIA:	-0,43 mm/año



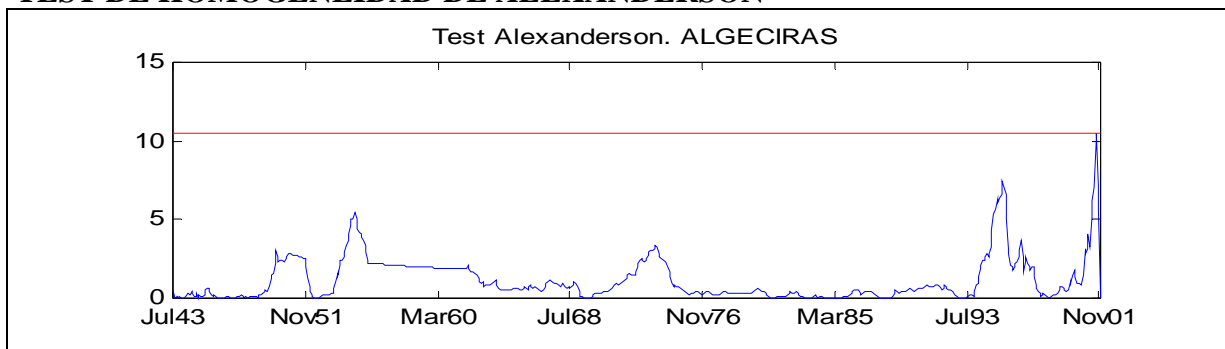
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	568
Moda	-141
Desv. Std.	45,71
Skewness	0,23
Error Std.	0,10
Kurtosis	0,94
Error Std.	0,20
Rango	315
Mínimo	-141
Máximo	174



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 1.06	Sig. 0.21
--------------------------------	---------------------	-----------

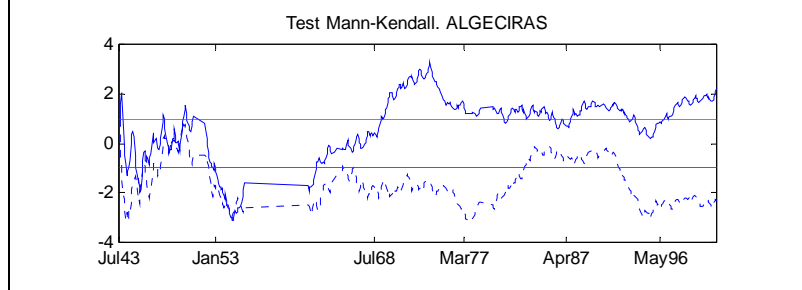
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



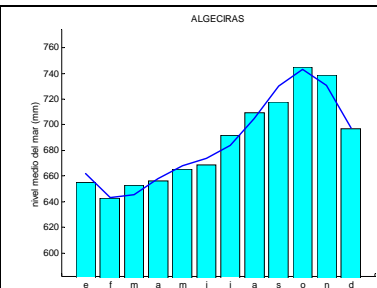
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

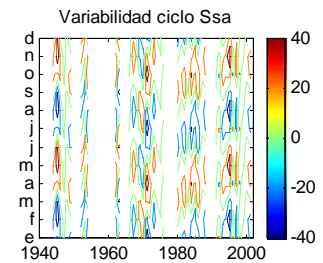
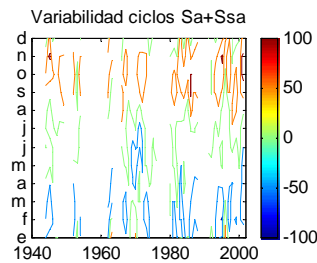
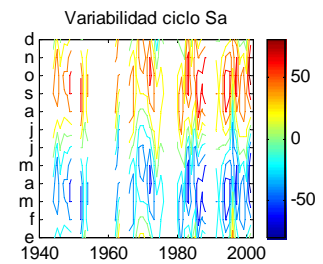
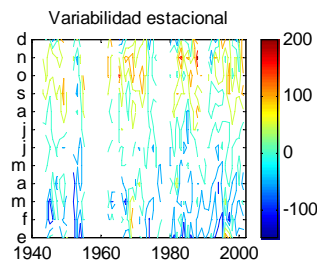
$U(r_s)$ 2,18
 α_1 Tendencia
 creciente



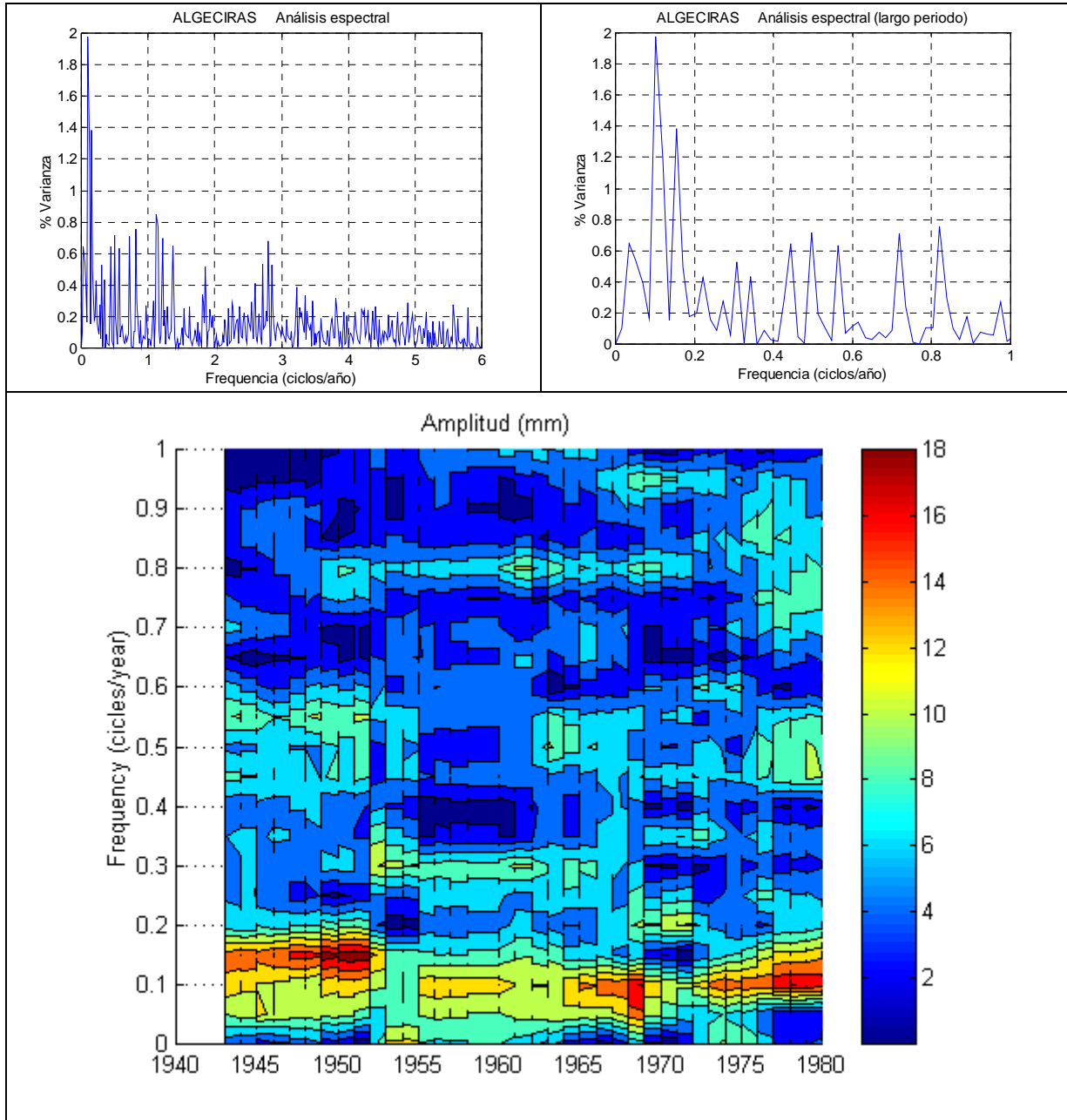
VARIABILIDAD ANUAL



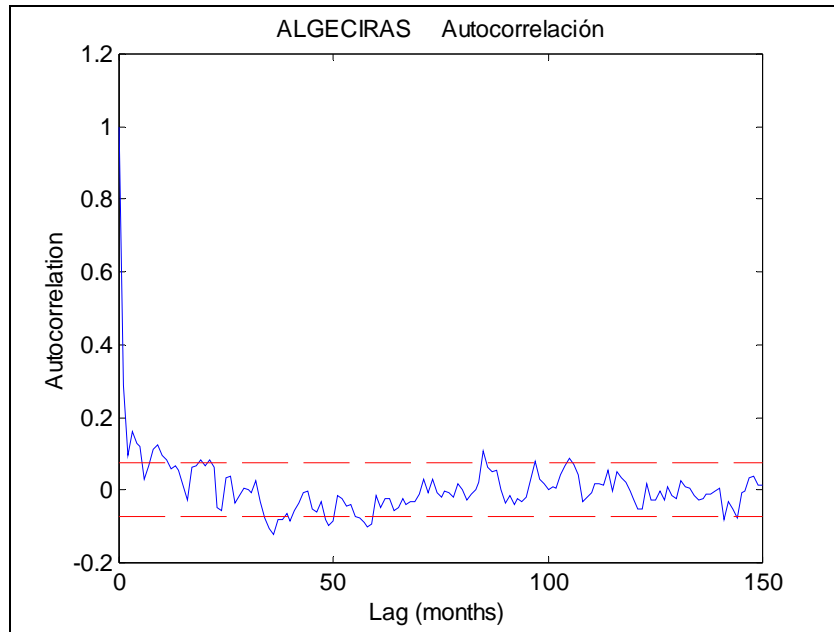
Ene	655,03
Feb	642,83
Mar	652,94
Abr	656,28
May	665,42
Jun	668,65
Jul	691,76
Ago	709,44
Sep	717,70
Oct	744,94
Nov	738,57
Dic	696,78



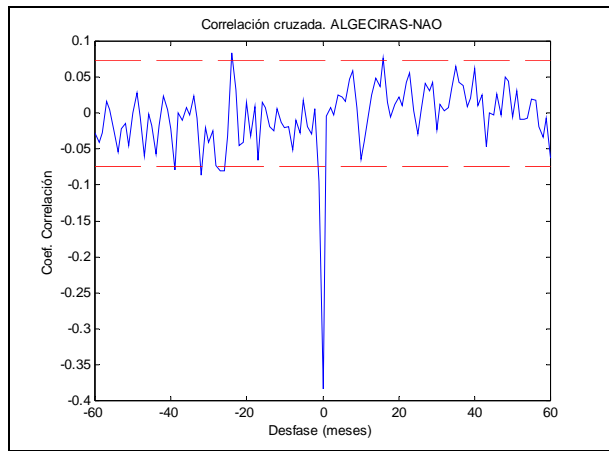
CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS



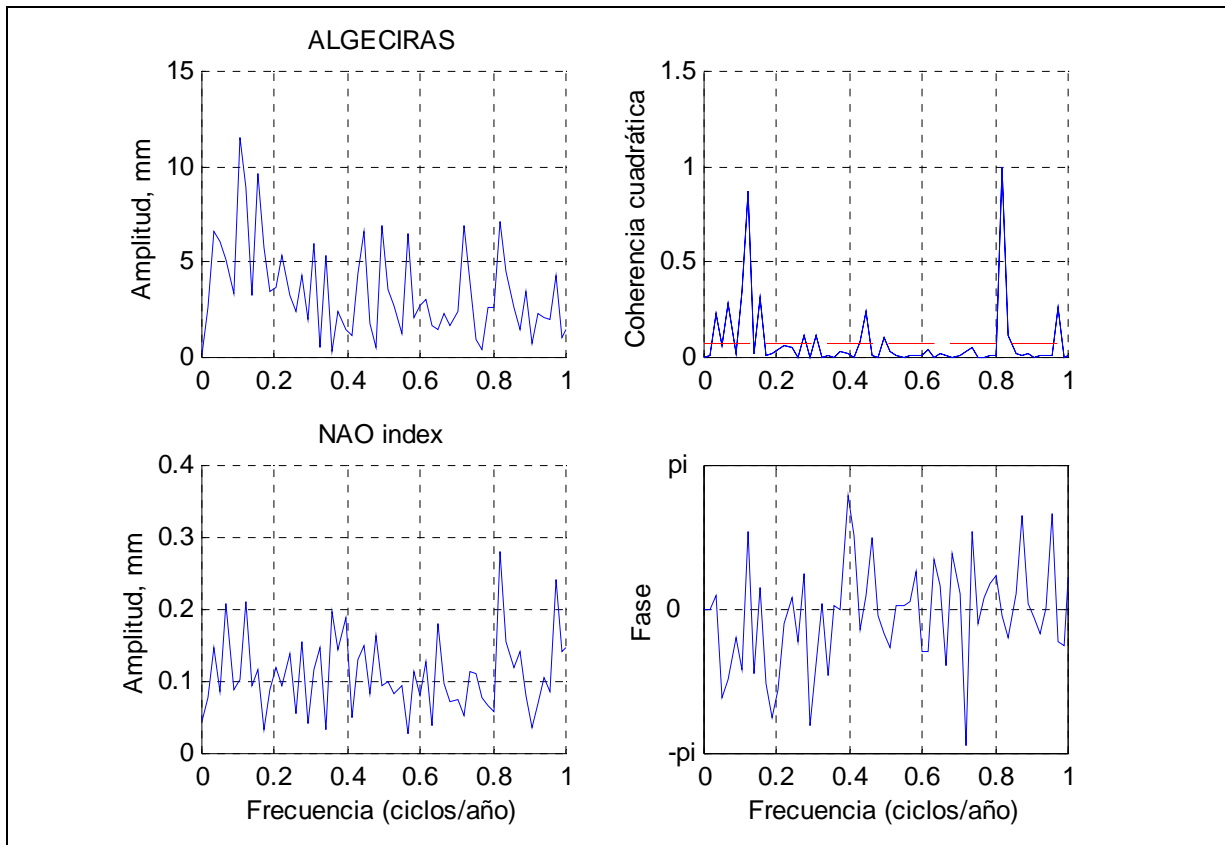
ENSAYOS DE CORRELACIÓN.



CORRELACIONES CRUZADAS



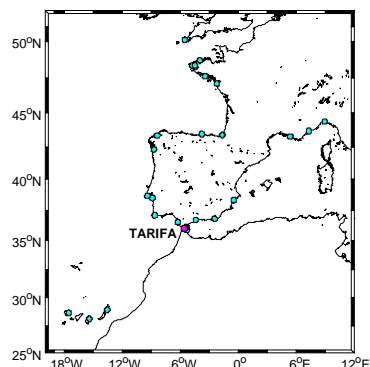
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	TARIFA
Id. PSMSL:	220-021-ieo

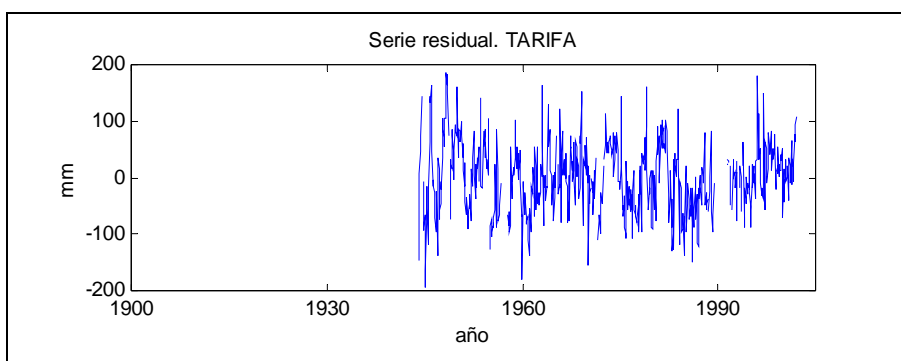
Tendencia (mm/año)

Lineal:	0,06 mm/año
Corrección GIA:	-0,42 mm/año



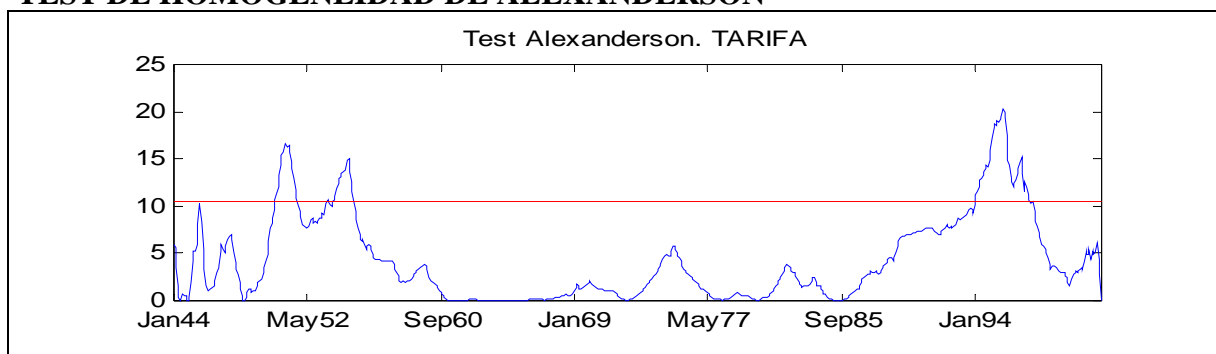
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	635
Moda	-195
Desv. Std.	62,87
Skewness	0,15
Error Std.	0,10
Kurtosis	0,11
Error Std.	0,19
Rango	380
Mínimo	-195
Máximo	186



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 0.76	Sig. 0.61
--------------------------------	---------------------	-----------

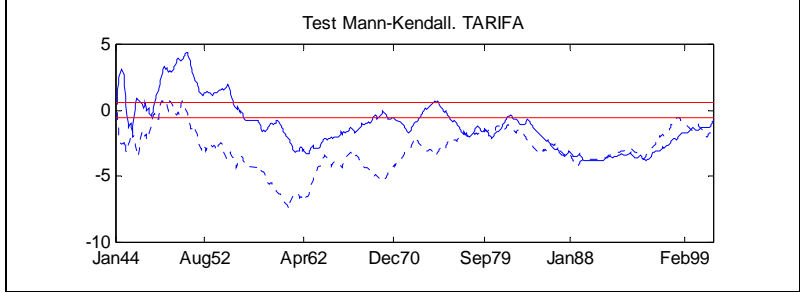
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



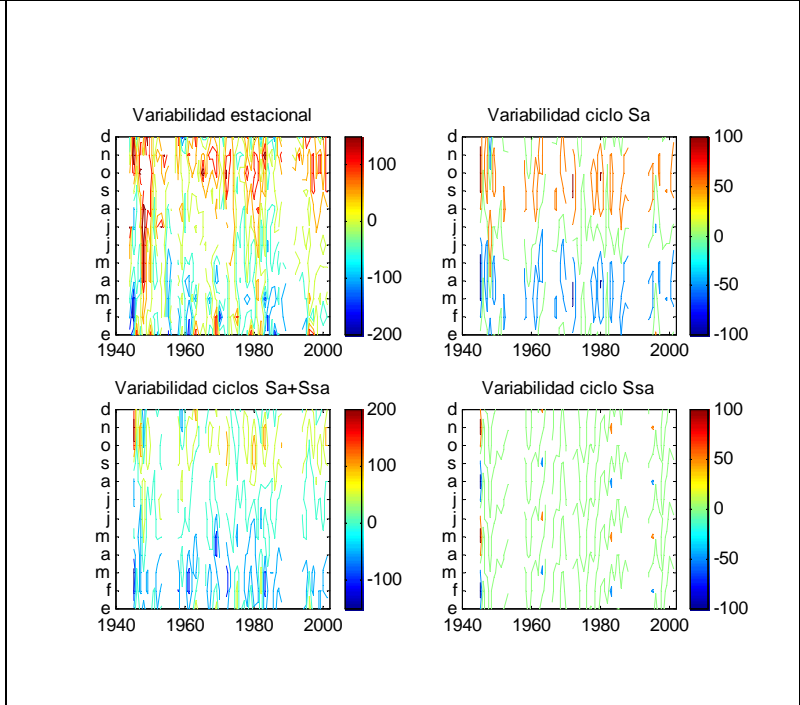
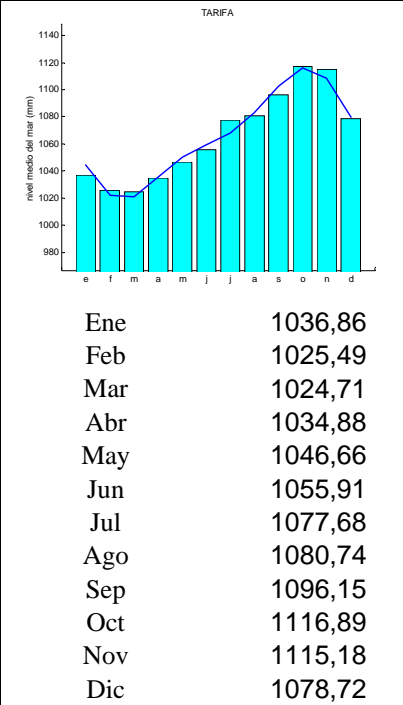
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

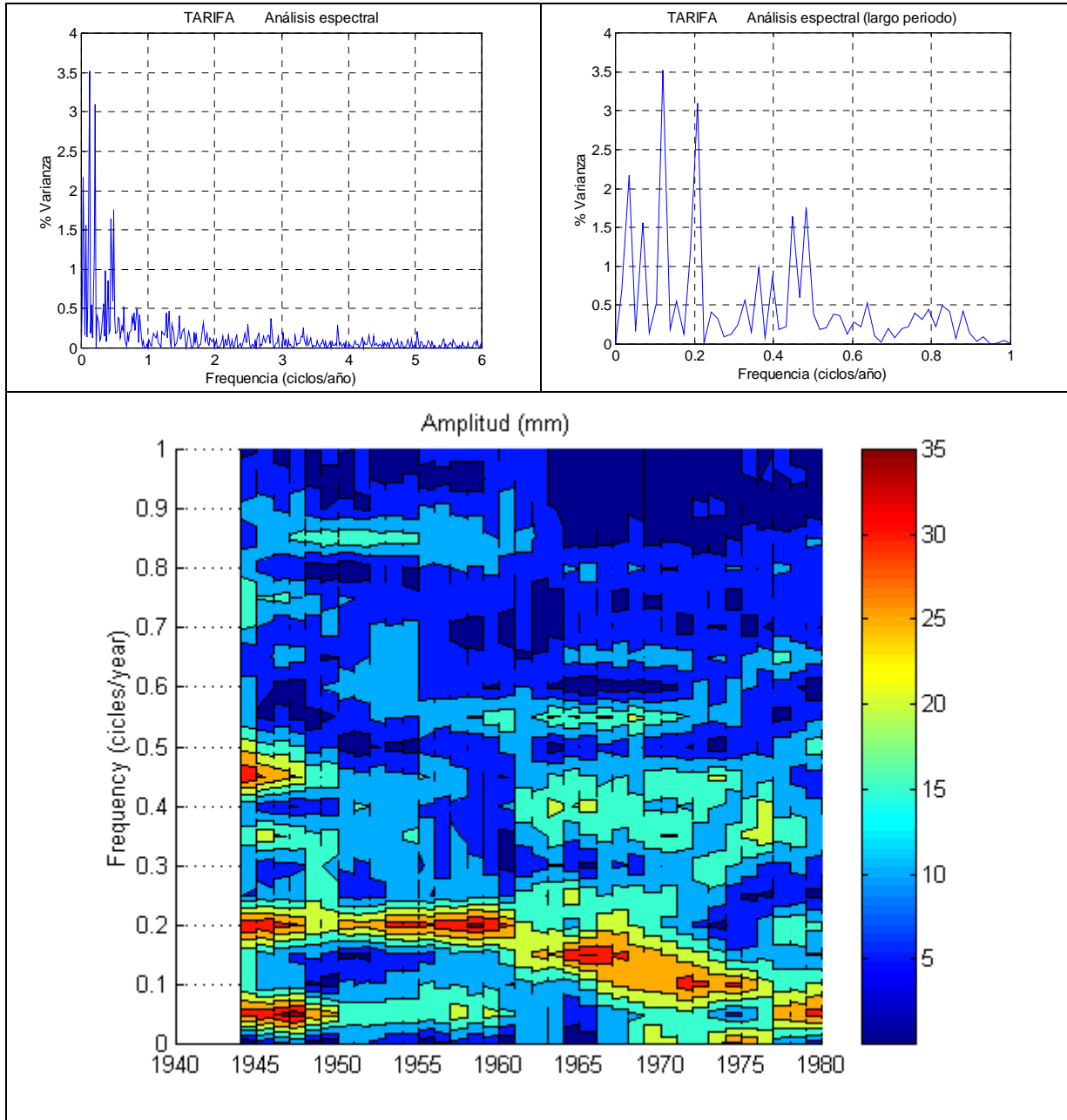
$U(r_s)$ 0,49
 α_1 Sin tendencia



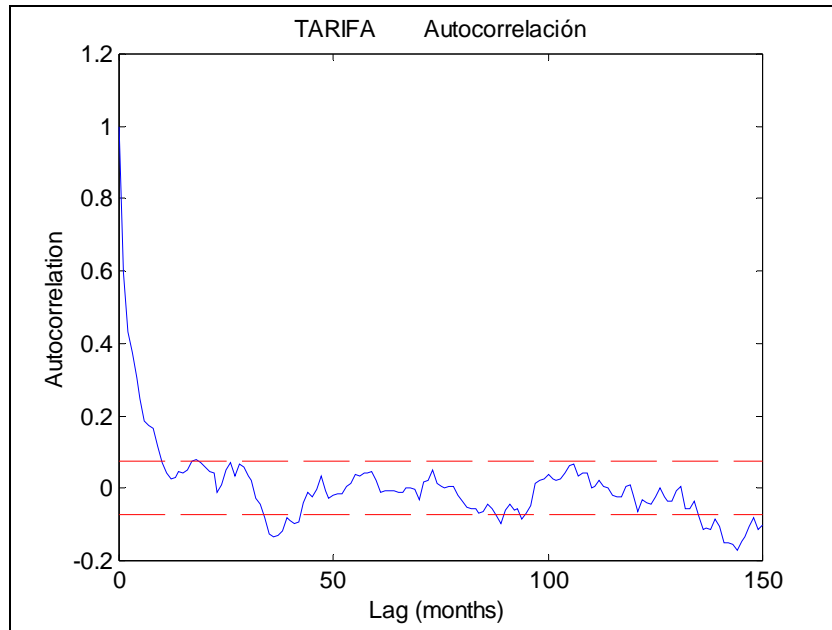
VARIABILIDAD ANUAL



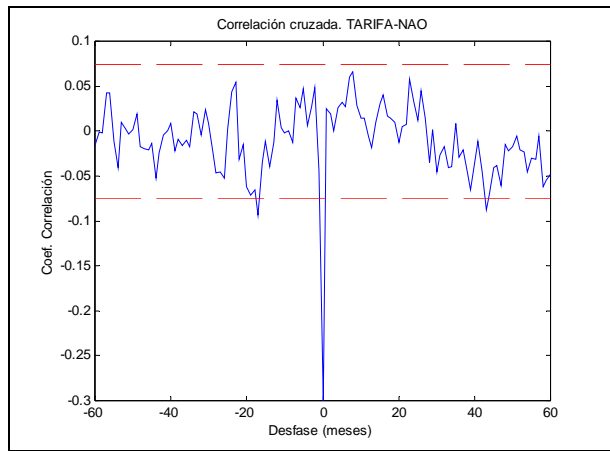
CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS



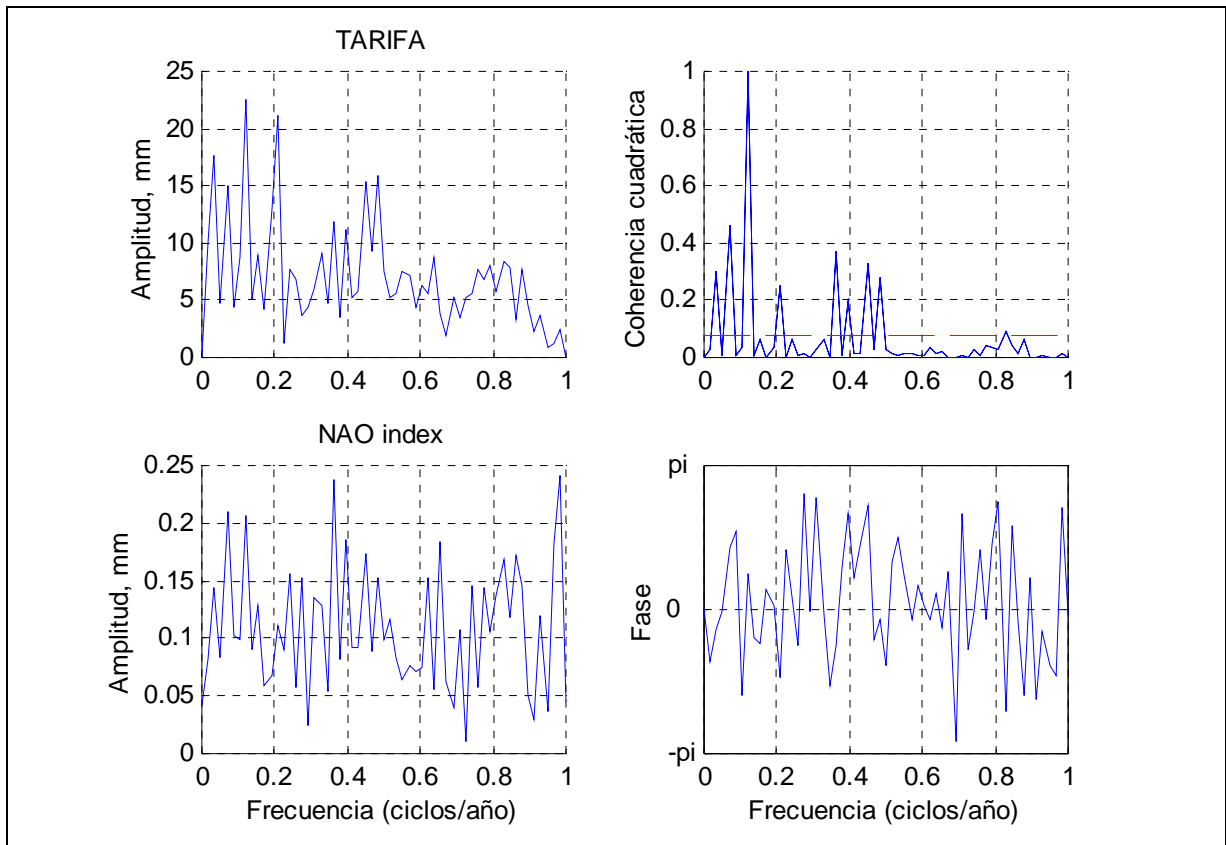
ENSAYOS DE CORRELACIÓN.



CORRELACIONES CRUZADAS



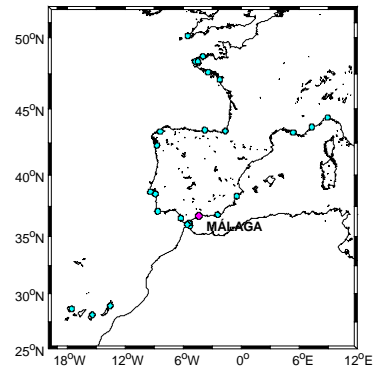
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	MÁLAGA
Id. PSMSL:	220-031-ieo

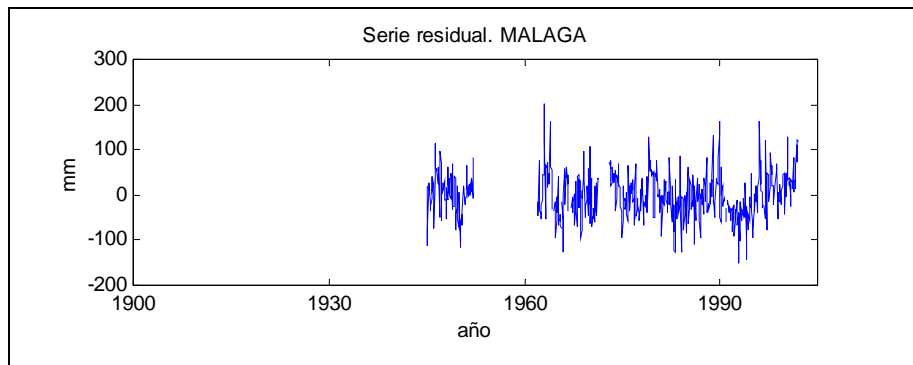
Tendencia (mm/año)

Lineal:	0,89 mm/año
Corrección GIA:	-0,43 mm/año



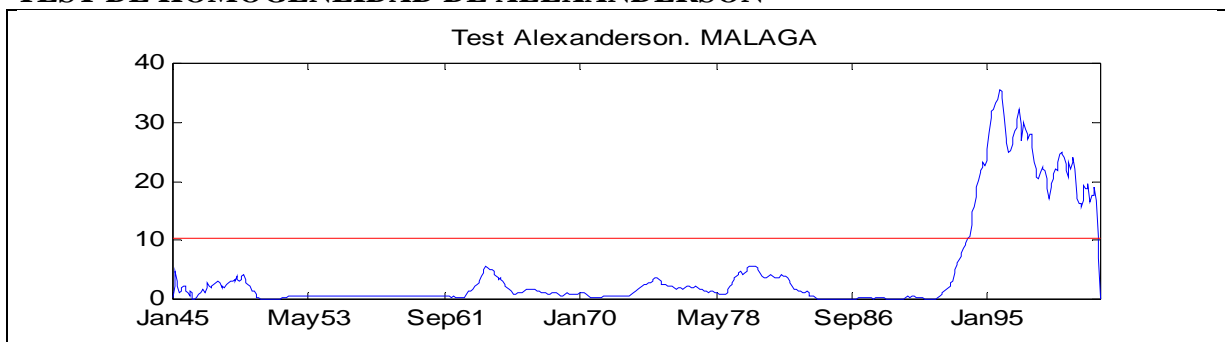
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	535
Moda	-150
Desv. Std.	50,93
Skewness	0,28
Error Std.	0,11
Kurtosis	0,68
Error Std.	0,21
Rango	353
Mínimo	-150
Máximo	203



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 0.80	Sig. 0.55
--------------------------------	---------------------	-----------

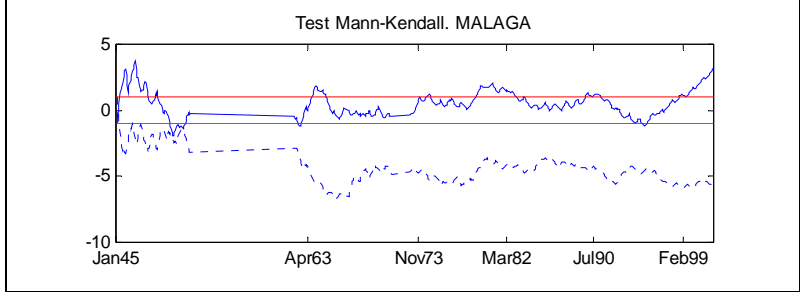
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



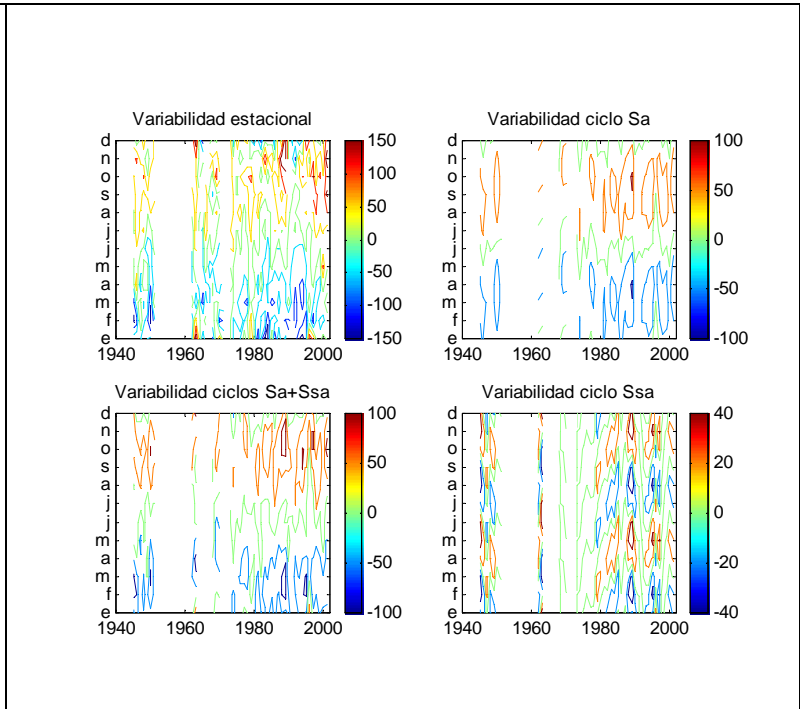
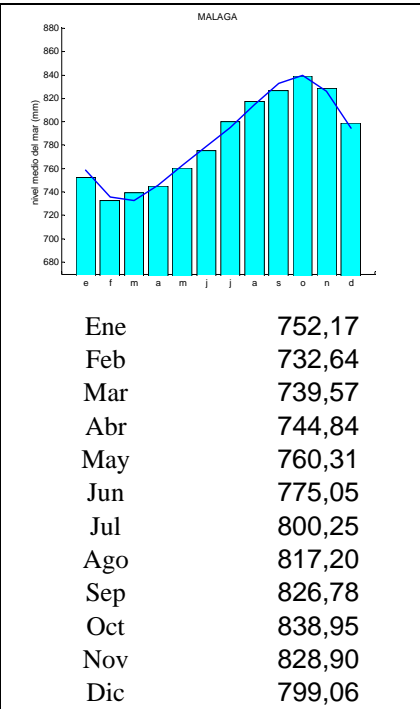
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

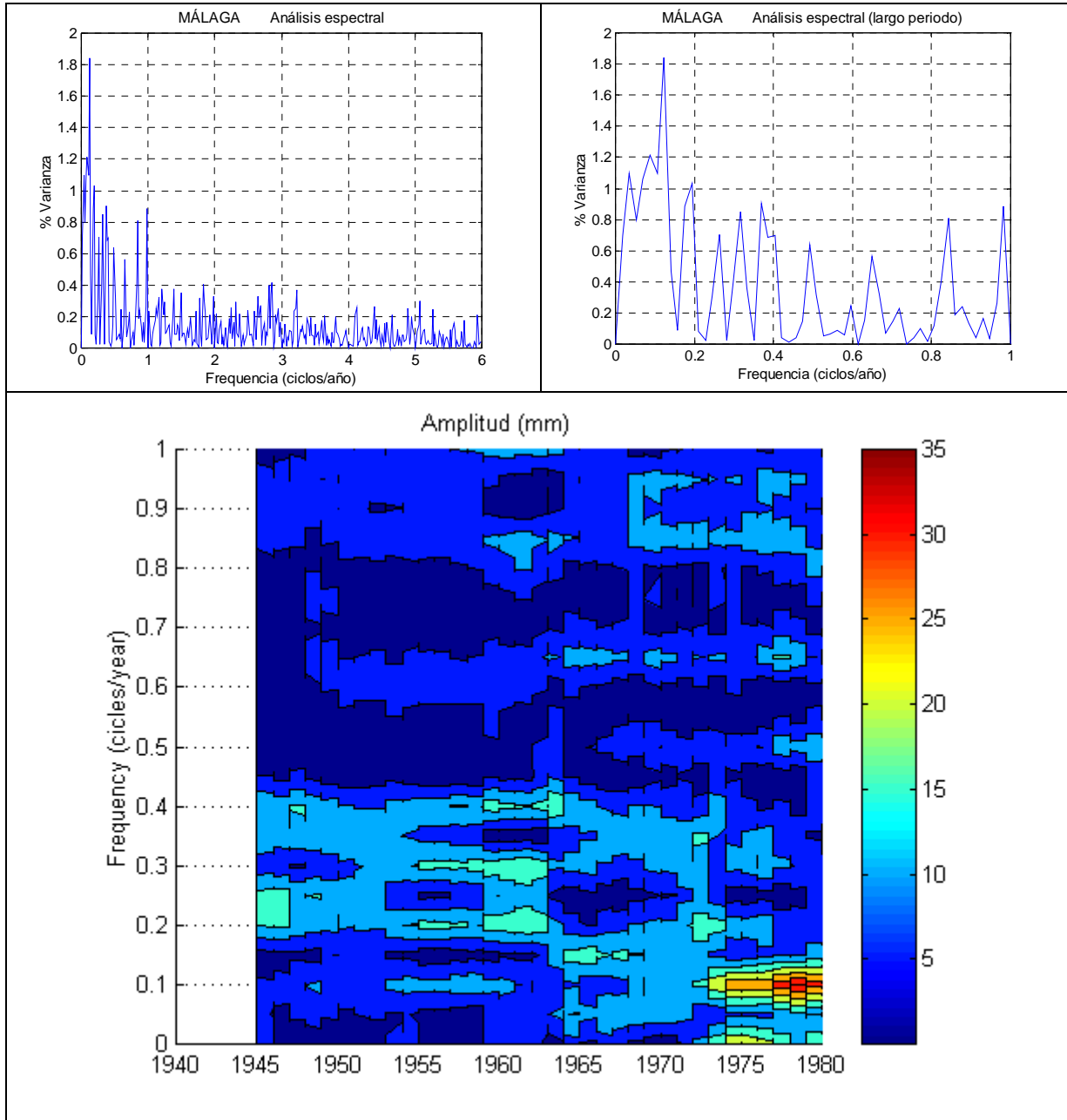
$U(r_s)$ 4,65
 α_1 Tendencia creciente



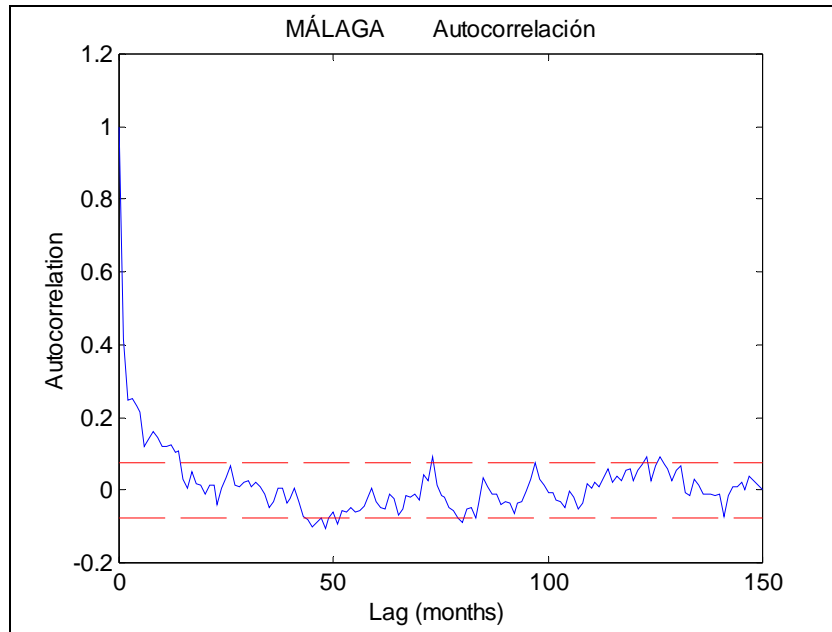
VARIABILIDAD ANUAL



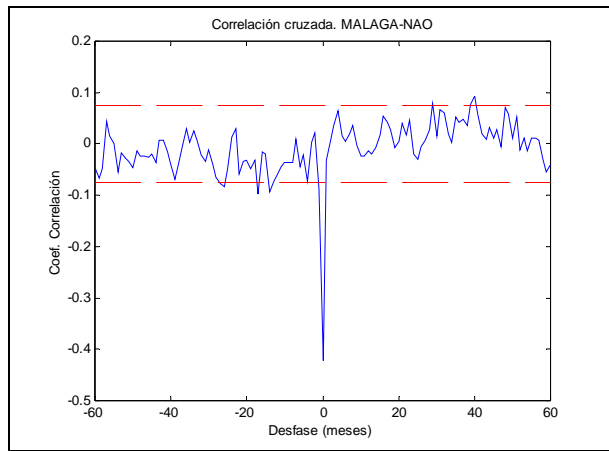
CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS



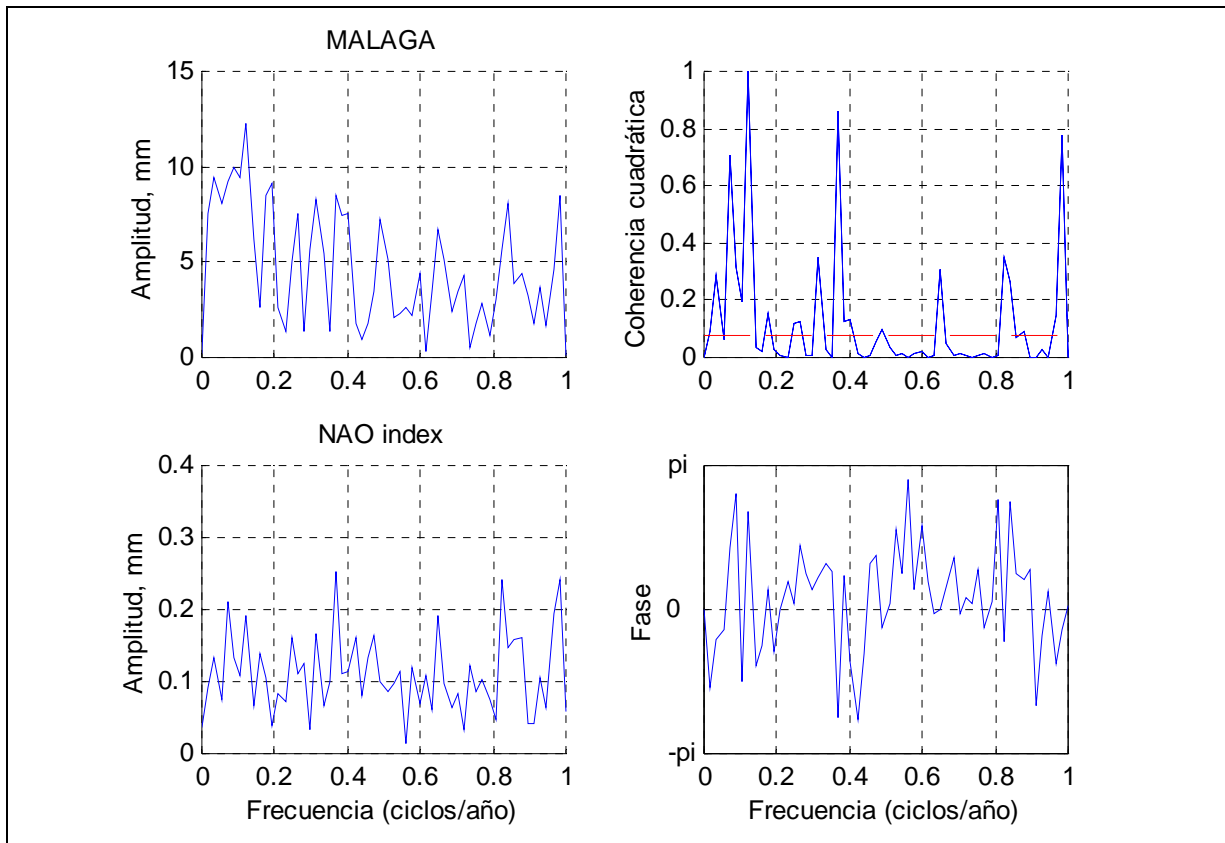
ENSAYOS DE CORRELACIÓN.



CORRELACIONES CRUZADAS



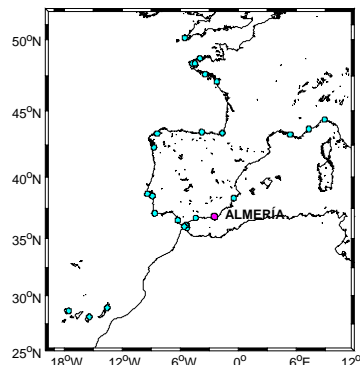
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	ALMERIA
Id. PSMSL:	220-041

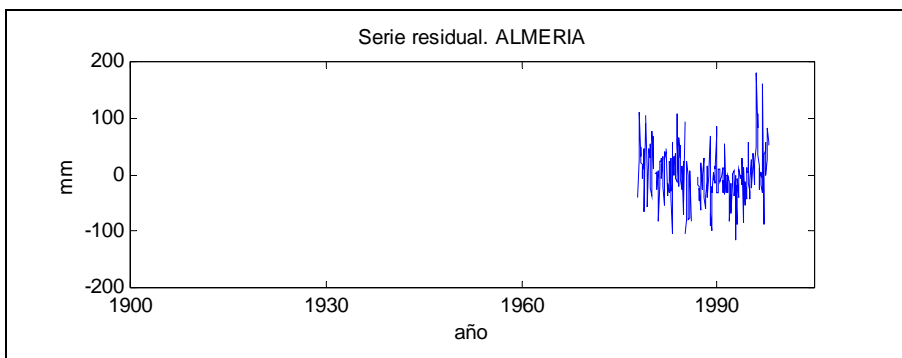
Tendencia (mm/año)

Lineal:	0,32 mm/año
Corrección GIA:	-0,39 mm/año



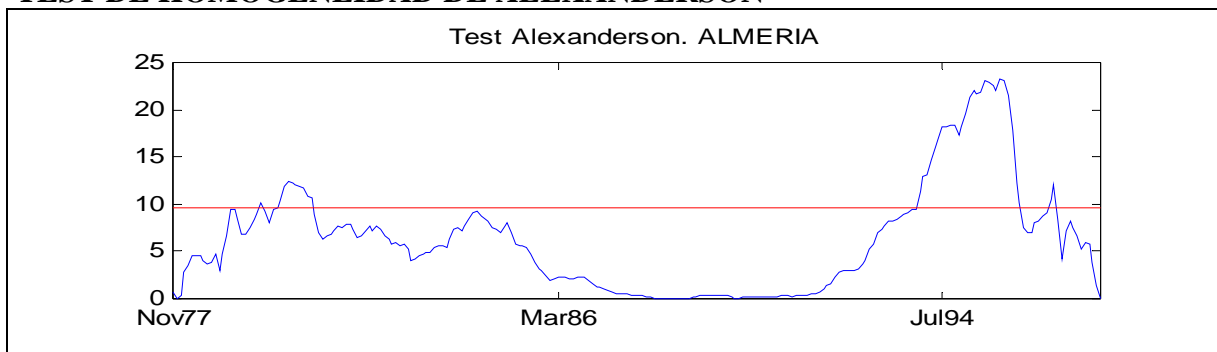
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	225
Moda	-115
Desv. Std.	47,31
Skewness	0,43
Error Std.	0,16
Kurtosis	1,09
Error Std.	0,32
Rango	296
Mínimo	-115
Máximo	181



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 0,87	Sig. 0,44
--------------------------------	----------------------------	-----------

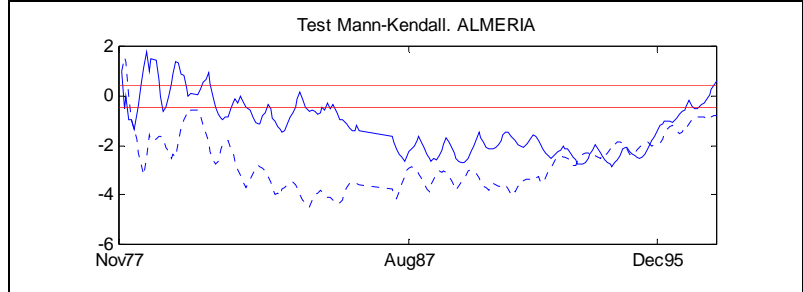
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



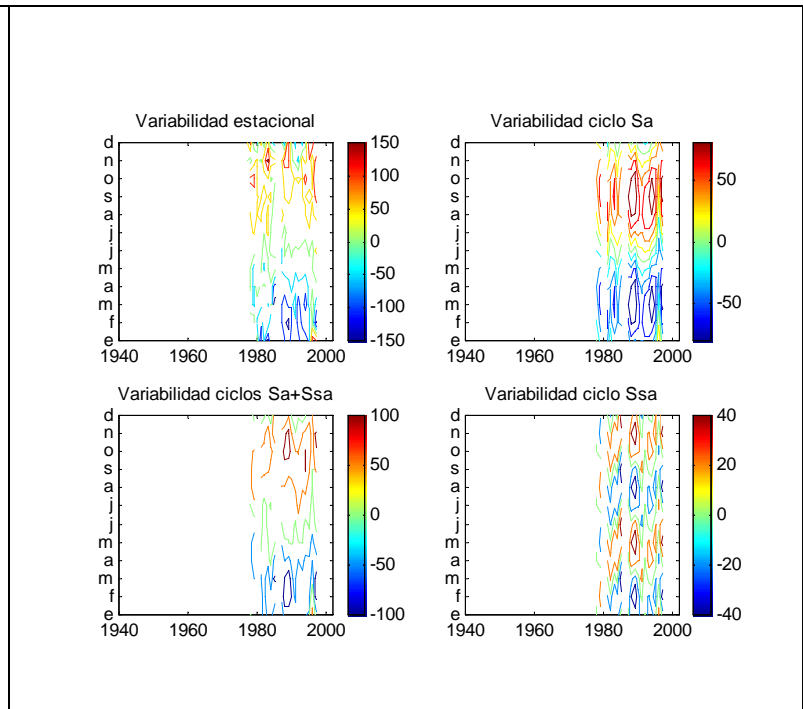
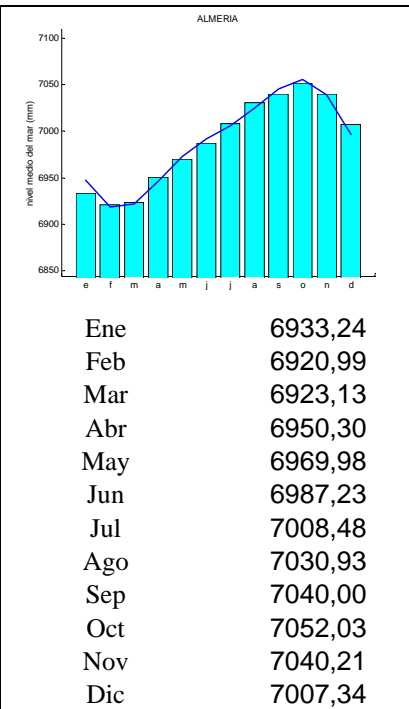
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

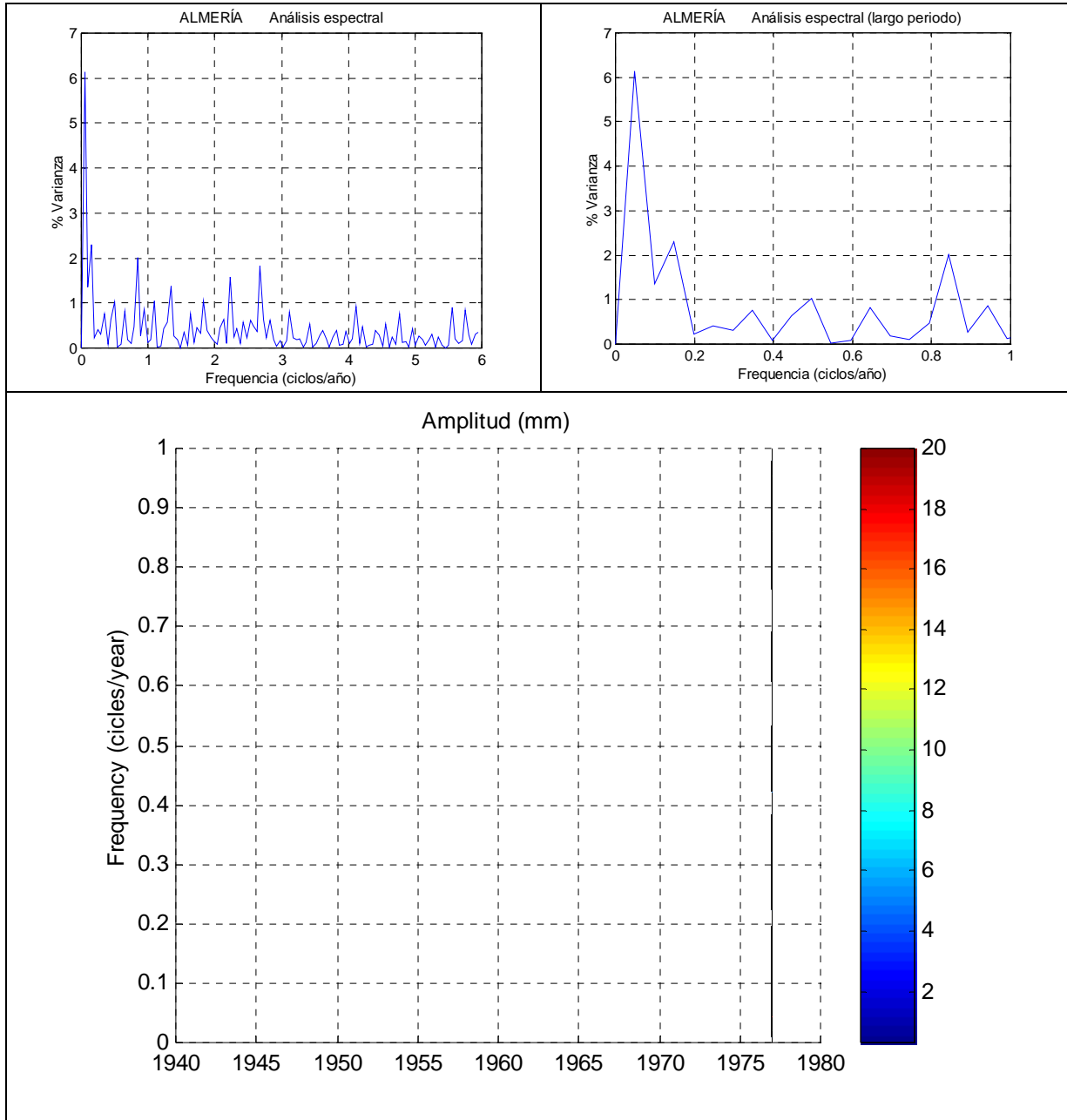
$U(r_s)$ 0,69
 α_1 Sin tendencia



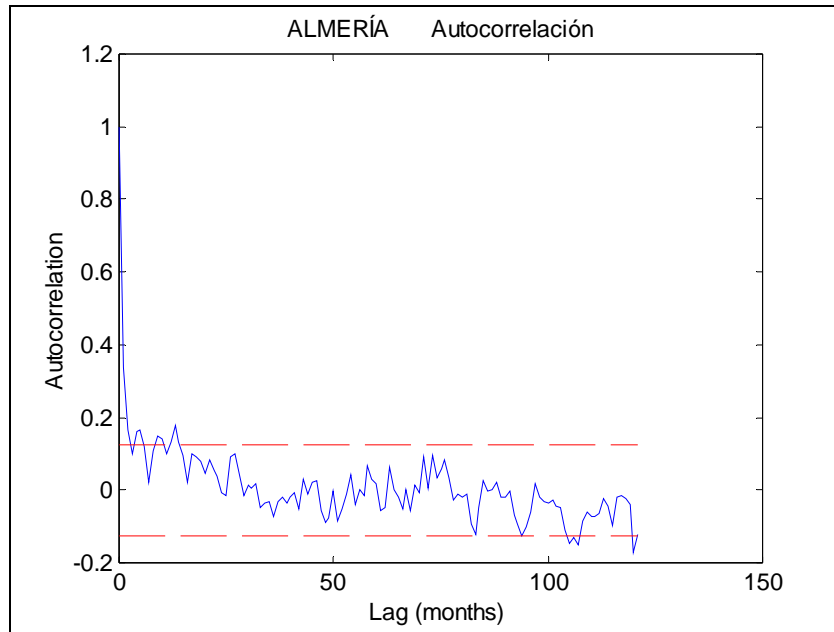
VARIABILIDAD ANUAL



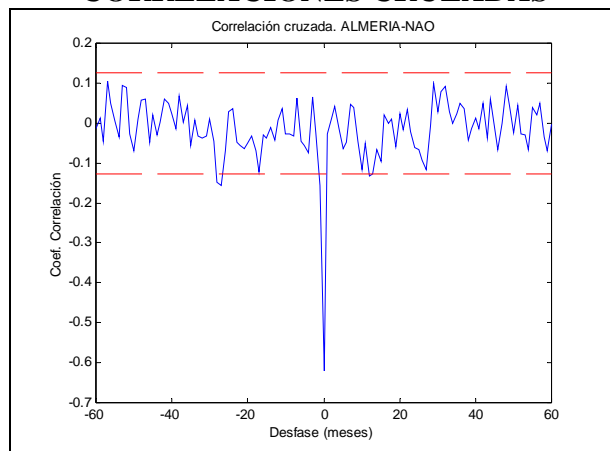
CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS



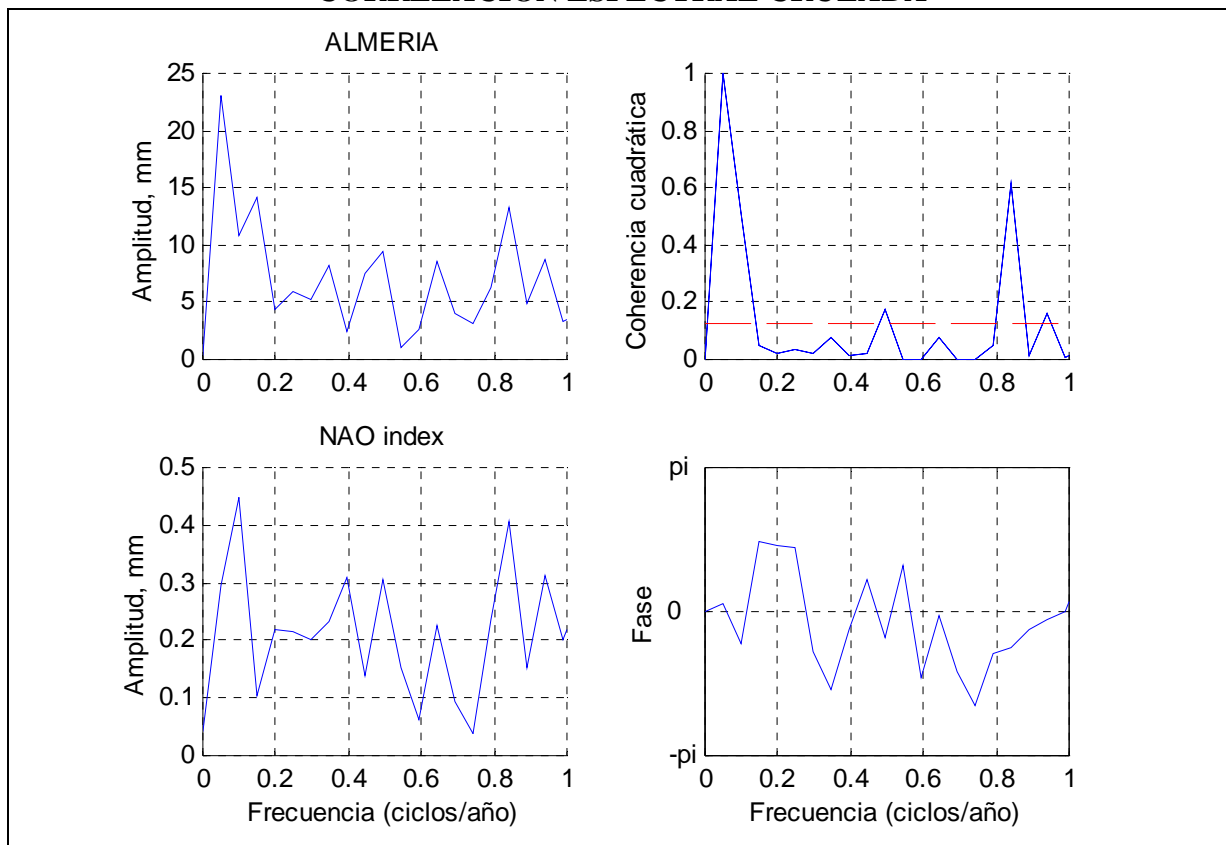
ENSAYOS DE CORRELACIÓN.



CORRELACIONES CRUZADAS



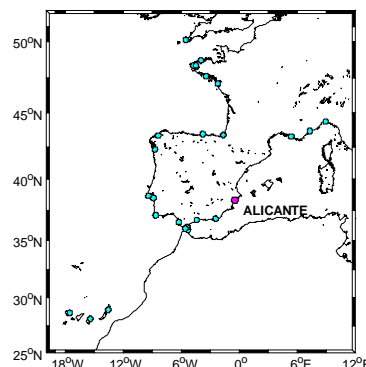
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	ALICANTE
Id. PSMSL:	220-052

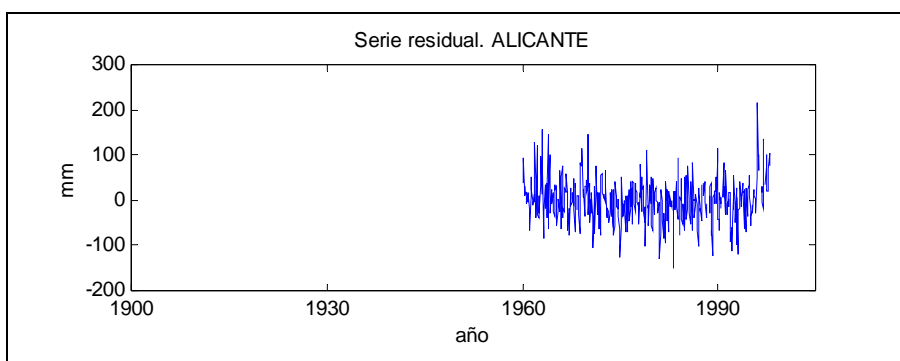
Tendencia (mm/año)

Lineal:	-0,10 mm/año
Corrección GIA:	-0,28 mm/año



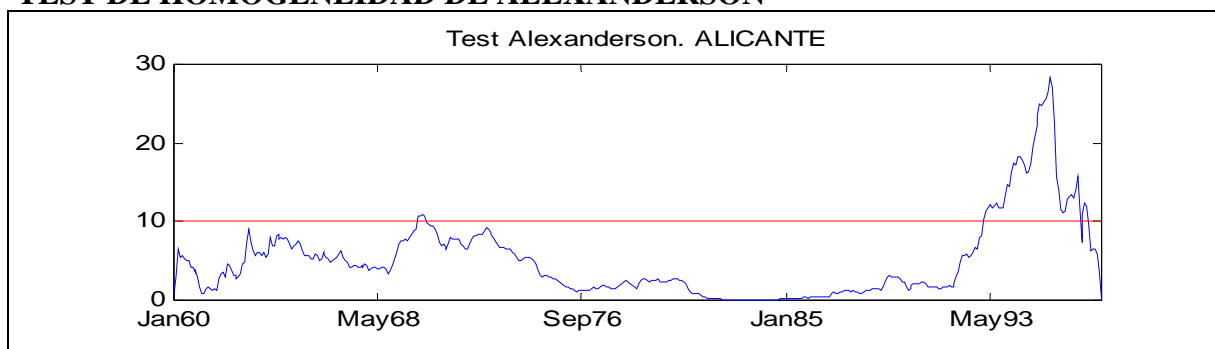
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	442
Moda	-151
Desv. Std.	49,05
Skewness	0,38
Error Std.	0,12
Kurtosis	1,26
Error Std.	0,23
Rango	366
Mínimo	-151
Máximo	215



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 1,30	Sig. 0.07
--------------------------------	----------------------------	-----------

TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON

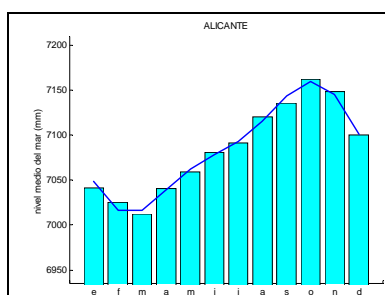


ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

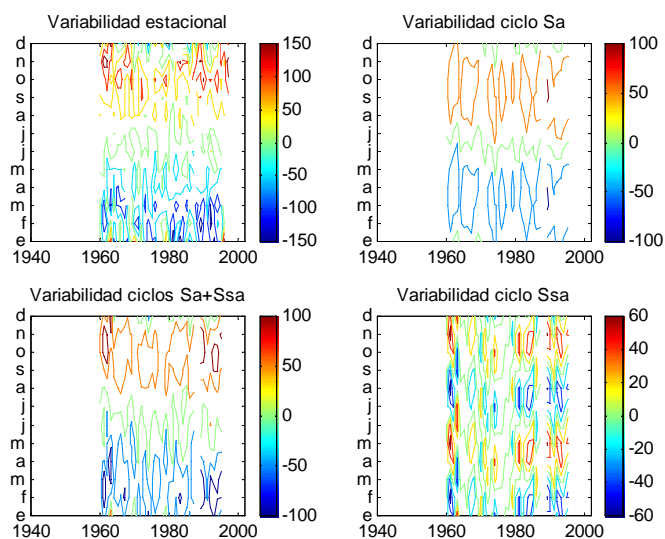
Test de Spearman

$U(r_s)$ -0,37
 α_1 Sin tendencia

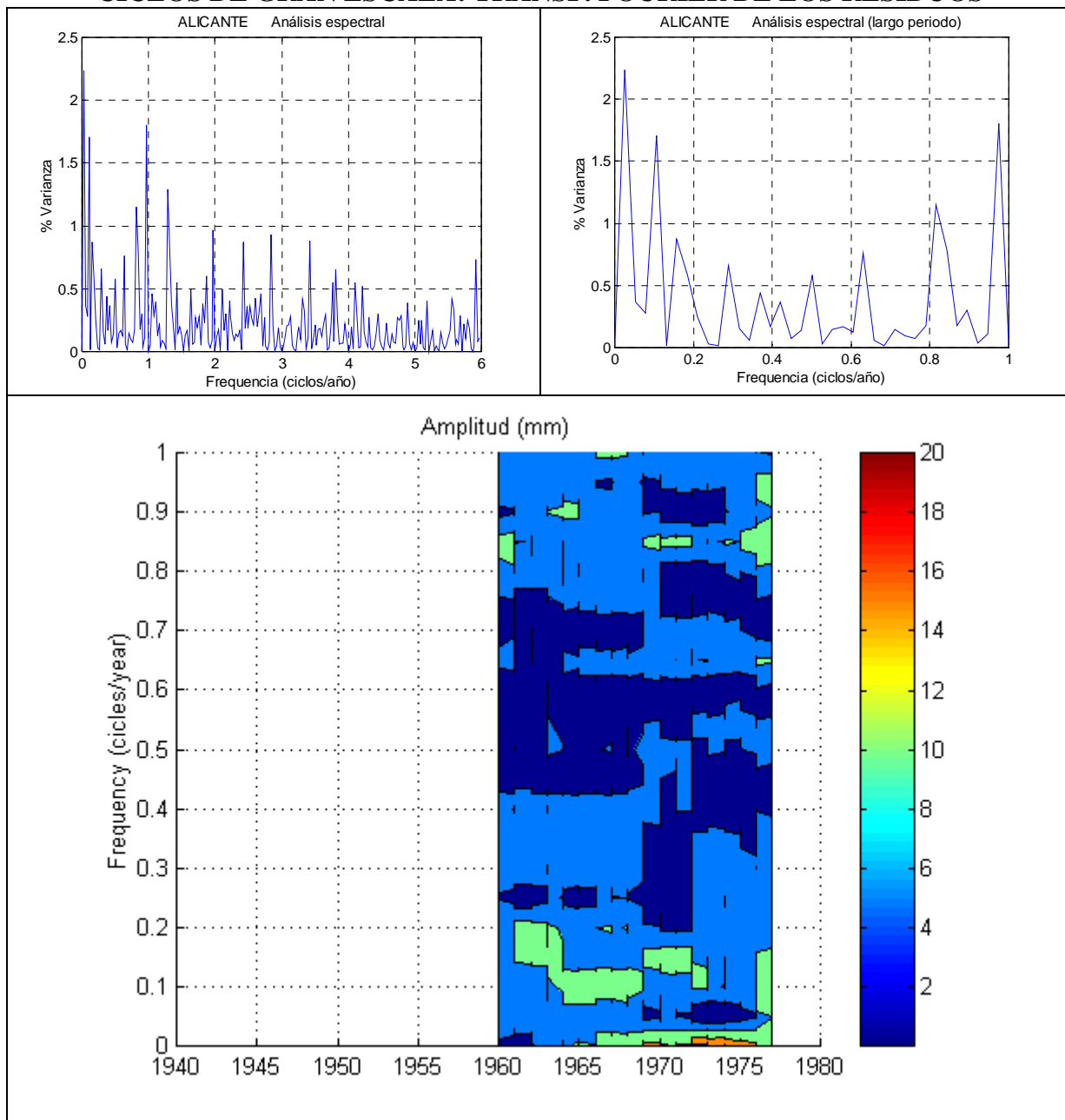
VARIABILIDAD ANUAL

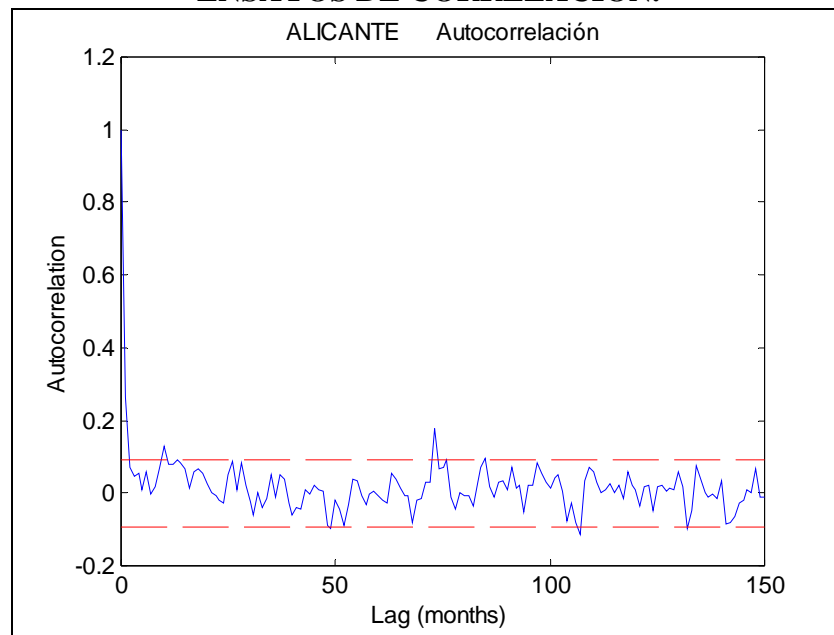


Ene	7041,29
Feb	7025,41
Mar	7012,36
Abr	7040,79
May	7059,32
Jun	7081,00
Jul	7091,56
Ago	7119,99
Sep	7135,76
Oct	7162,16
Nov	7148,14
Dic	7100,44

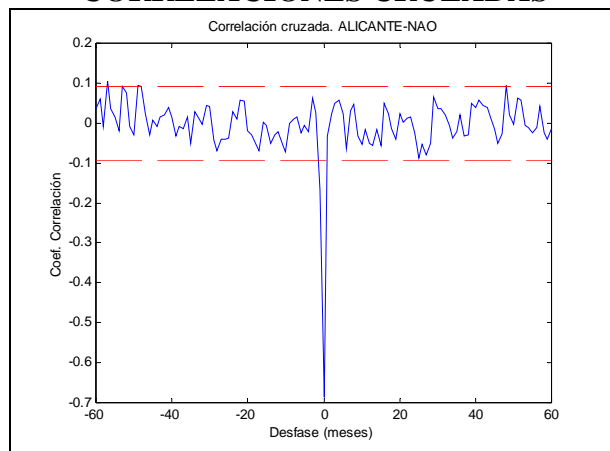


CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS

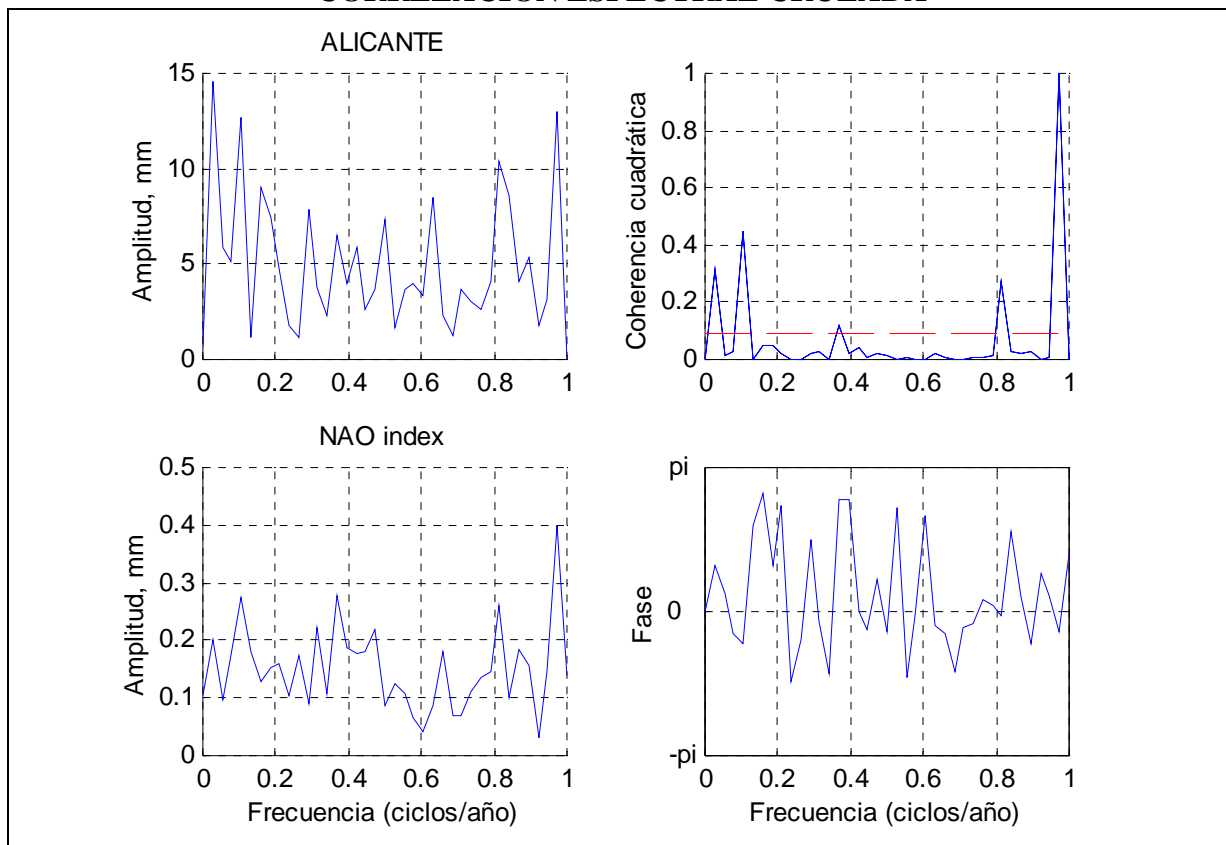


ENSAYOS DE CORRELACIÓN.

CORRELACIONES CRUZADAS



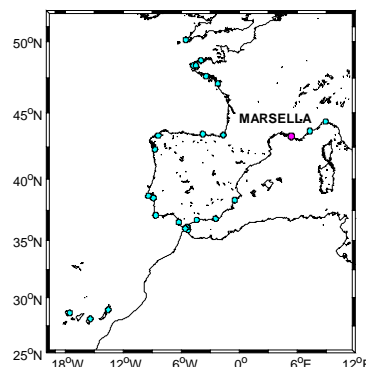
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	MARSELLA
Id. PSMSL:	230-051

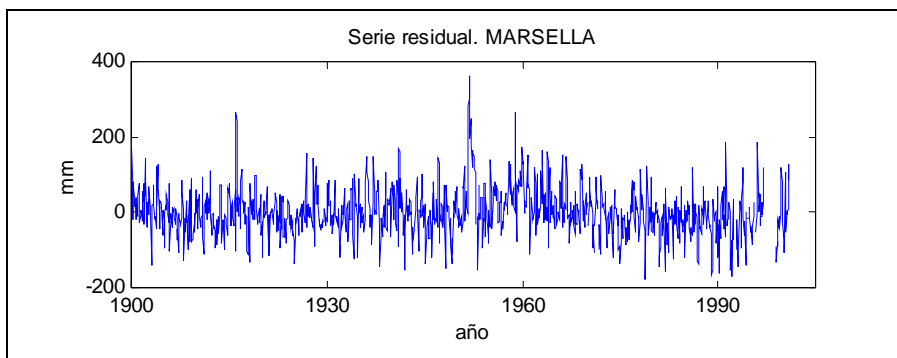
Tendencia (mm/año)

Lineal:	1,22 mm/año
Corrección GIA:	-0,15 mm/año



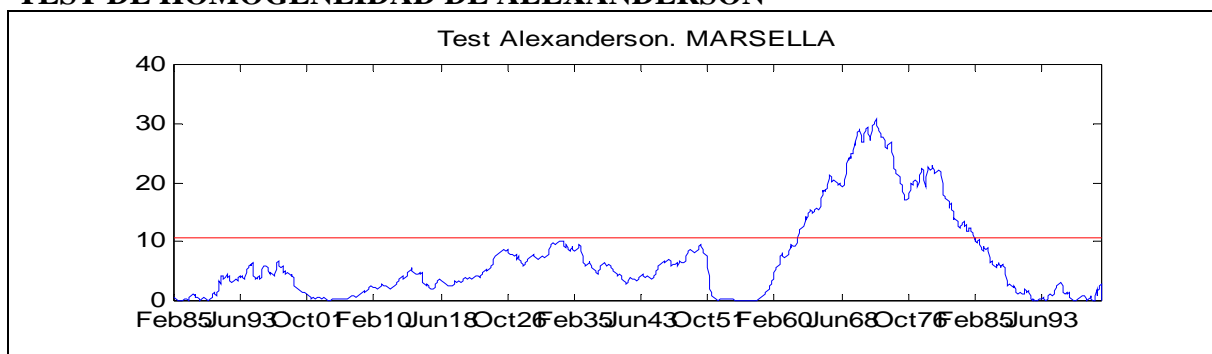
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	1354
Moda	-178
Desv. Std.	62,06
Skewness	0,65
Error Std.	0,07
Kurtosis	2,51
Error Std.	0,13
Rango	541
Mínimo	-178
Máximo	363



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 2,47	Sig. 0.00
--------------------------------	----------------------------	-----------

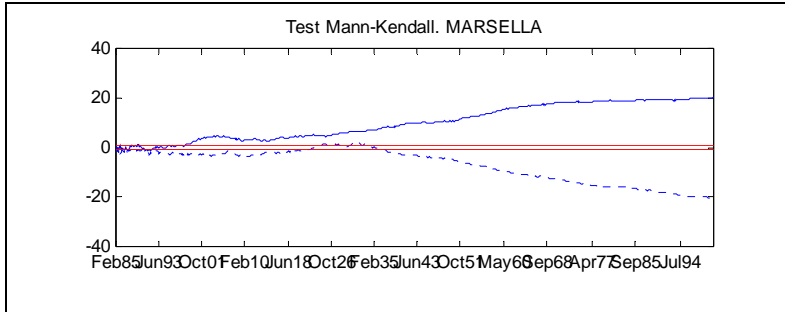
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



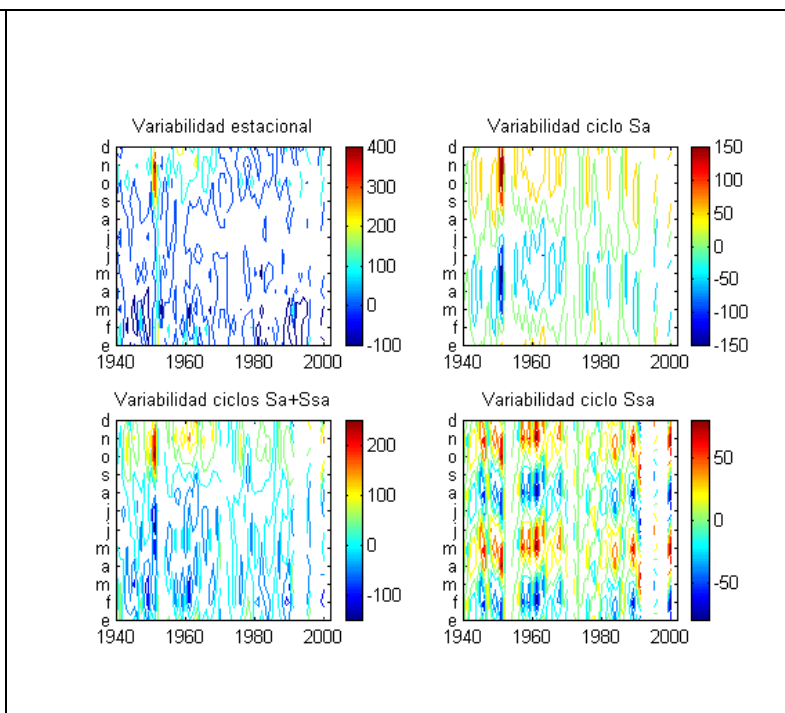
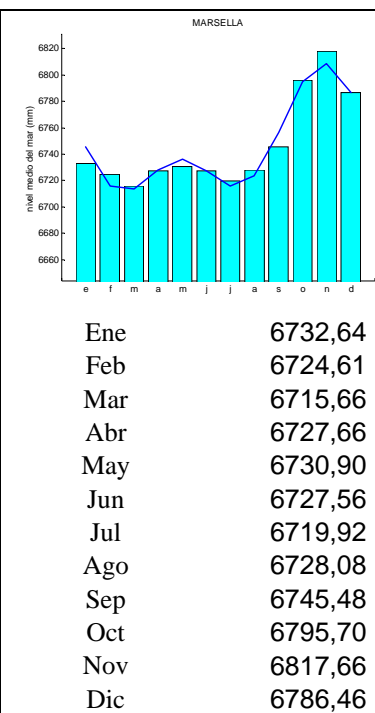
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

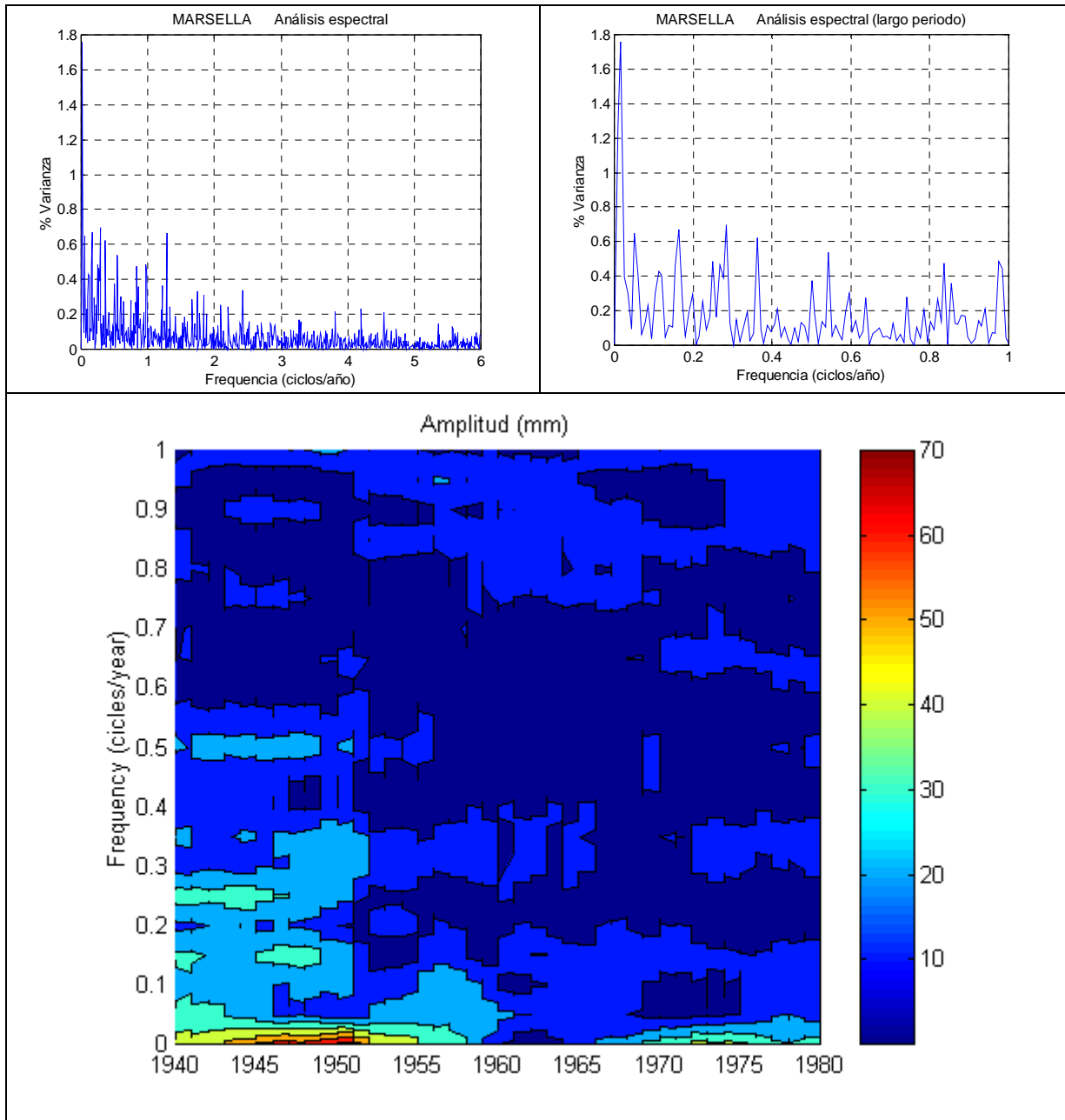
$U(r_s)$ 19,65
 α_1 Tendencia
 creciente

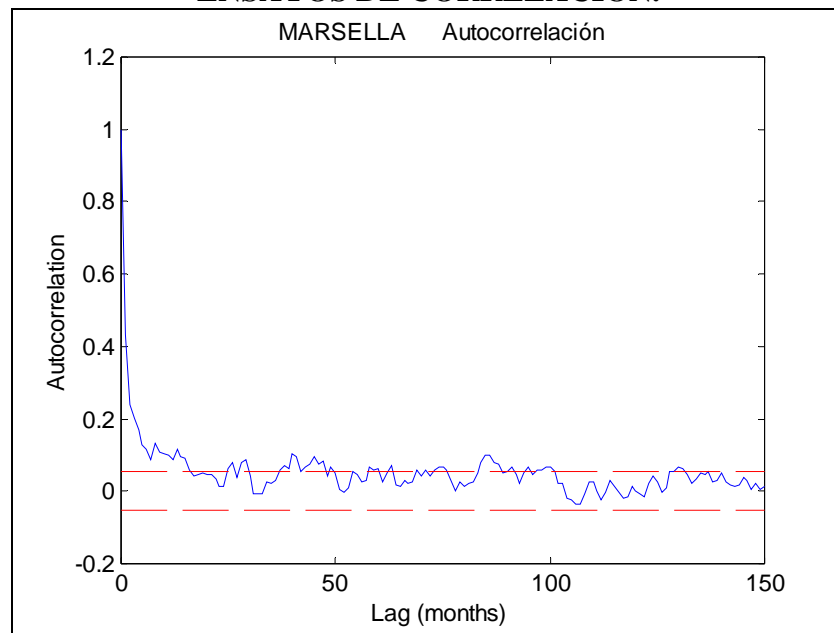


VARIABILIDAD ANUAL

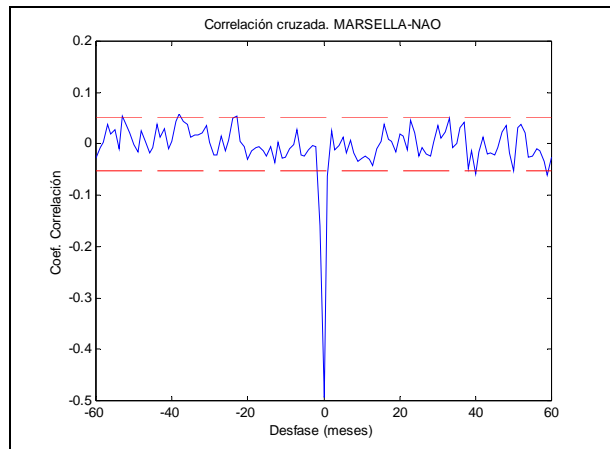


CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS

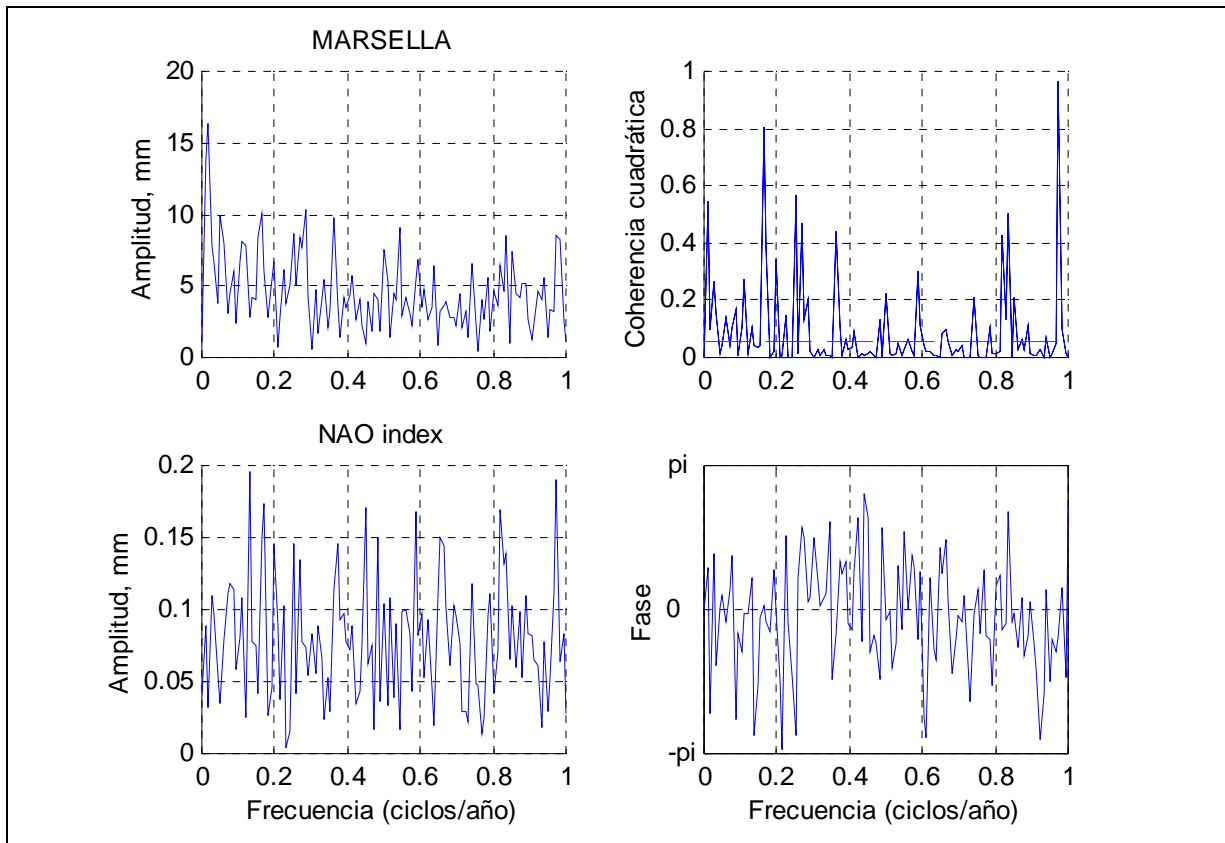


ENSAYOS DE CORRELACIÓN.

CORRELACIONES CRUZADAS



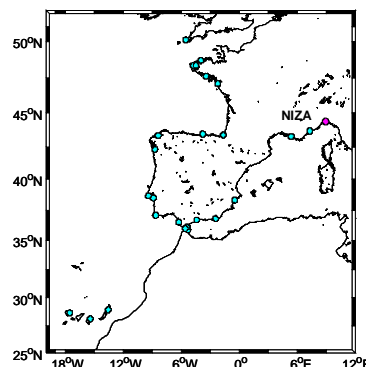
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	NIZA
Id. PSMSL:	230-081

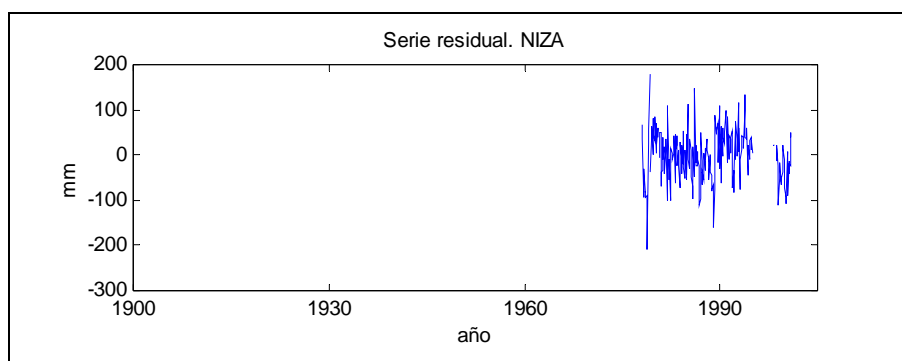
Tendencia (mm/año)

Lineal:	3,34 mm/año
Corrección GIA:	-0,14 mm/año



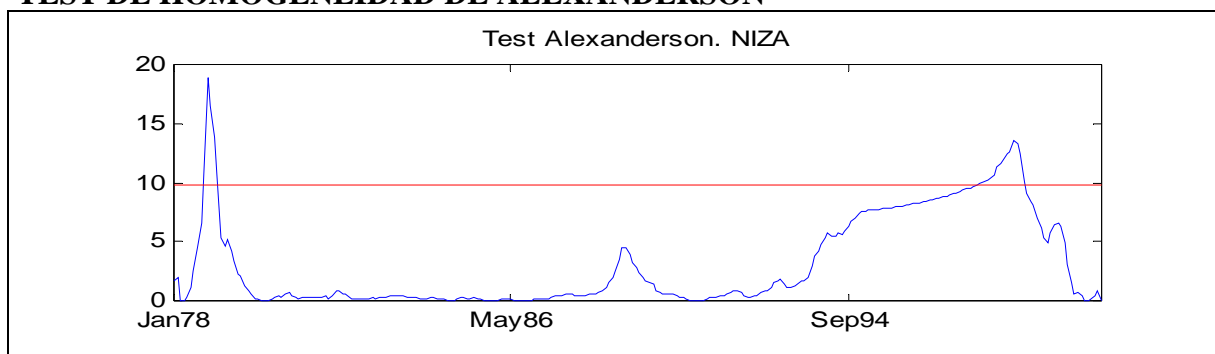
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	233
Moda	-209
Desv. Std.	56,83
Skewness	-0,19
Error Std.	0,16
Kurtosis	0,55
Error Std.	0,32
Rango	389
Mínimo	-209
Máximo	180



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 0.64	Sig. 0.80
--------------------------------	---------------------	-----------

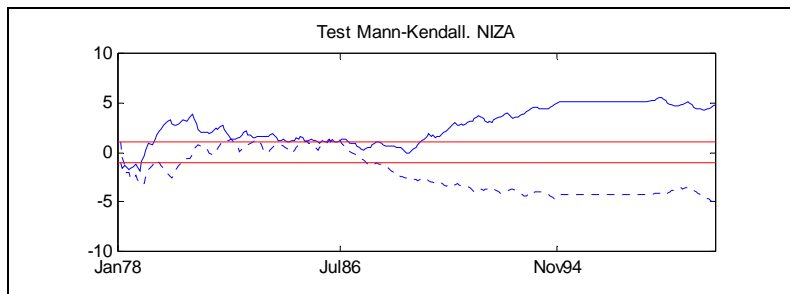
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



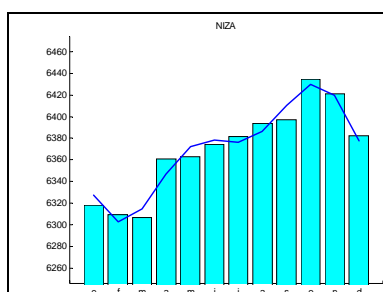
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

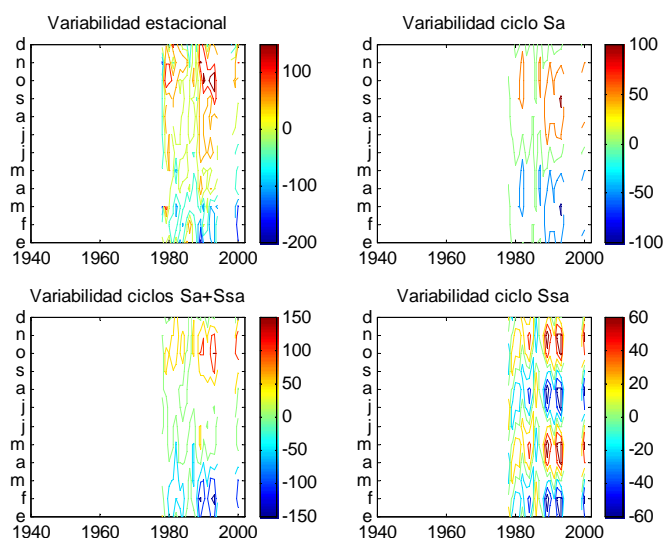
$U(r_s)$ 4,90
 α_1 Tendencia
 creciente



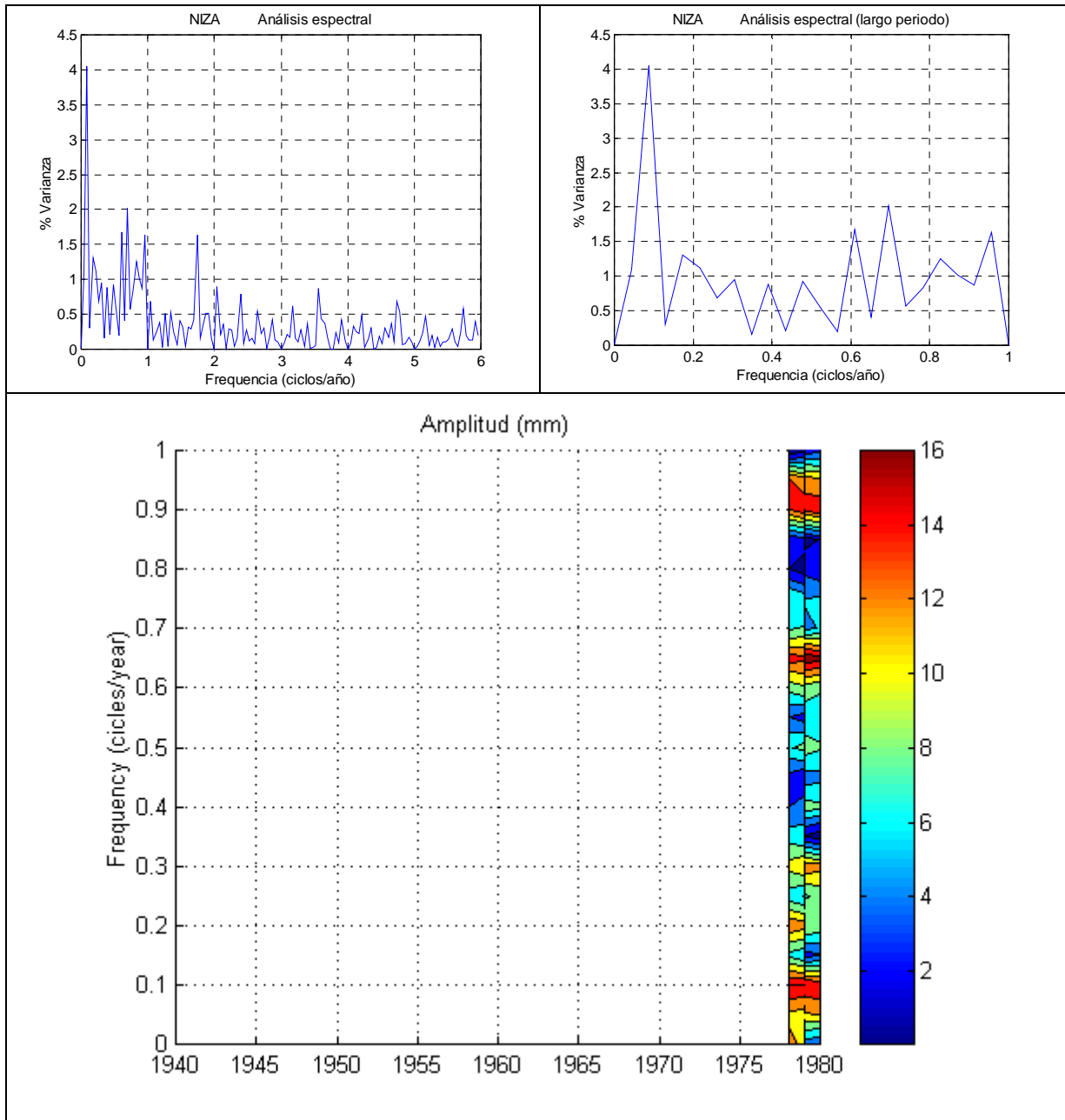
VARIABILIDAD ANUAL

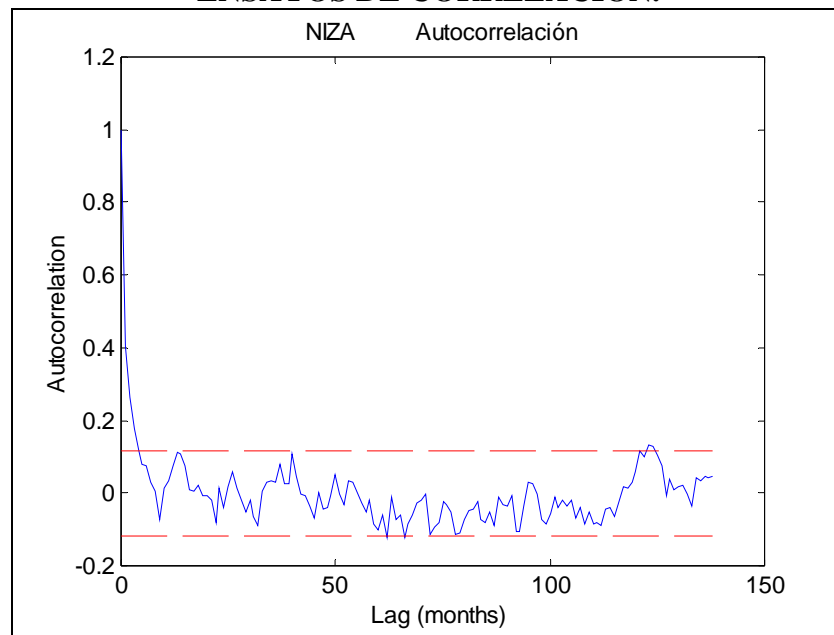


Ene	6317,99
Feb	6309,29
Mar	6306,96
Abr	6361,07
May	6362,72
Jun	6374,02
Jul	6381,67
Ago	6393,93
Sep	6397,11
Oct	6434,68
Nov	6421,15
Dic	6382,48

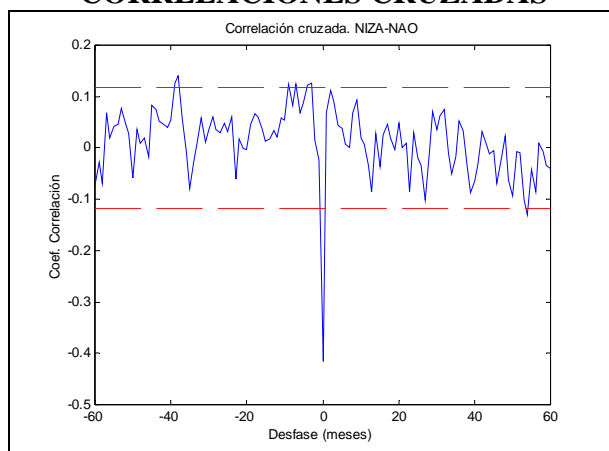


CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS

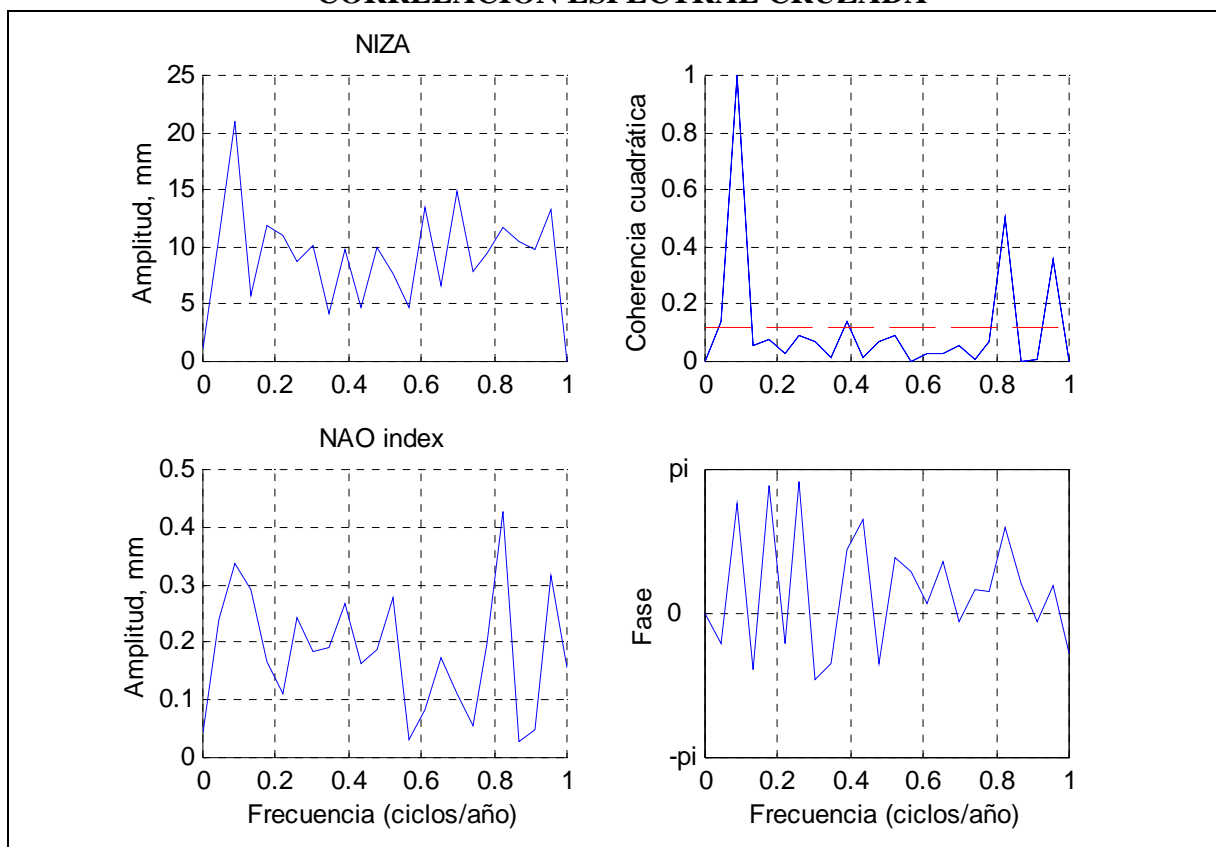


ENSAYOS DE CORRELACIÓN.

CORRELACIONES CRUZADAS



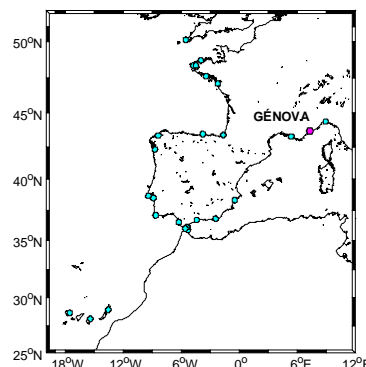
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	GENOVA
Id. PSMSL:	250-011

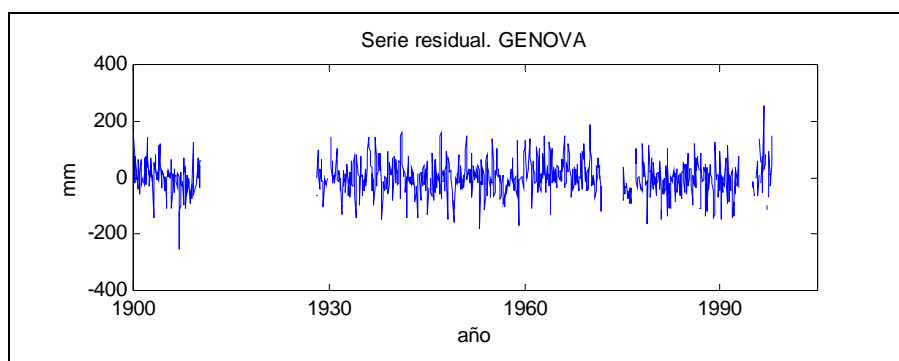
Tendencia (mm/año)

Lineal:	1,21 mm/año
Corrección GIA:	-0,18 mm/año



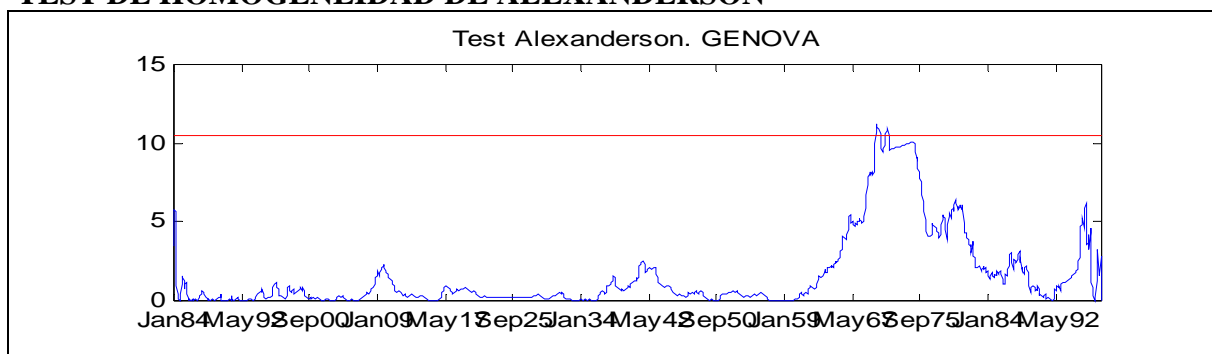
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	1071
Moda	-256
Desv. Std.	58,11
Skewness	0,02
Error Std.	0,07
Kurtosis	0,98
Error Std.	0,15
Rango	513
Mínimo	-256
Máximo	257



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 1.55	Sig. 0.02
--------------------------------	---------------------	-----------

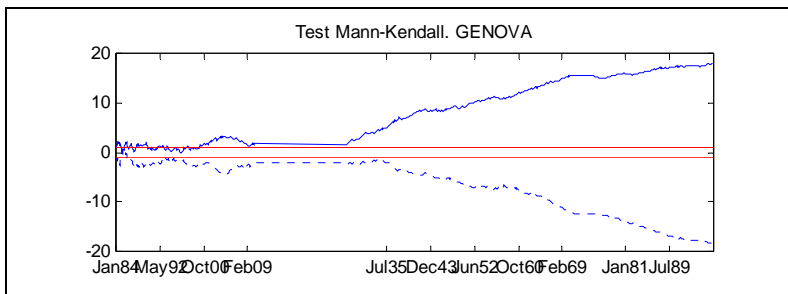
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



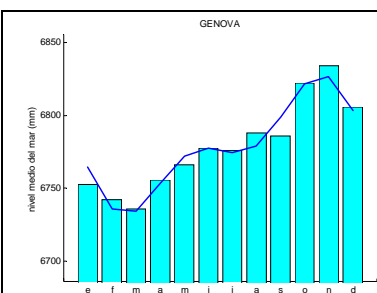
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

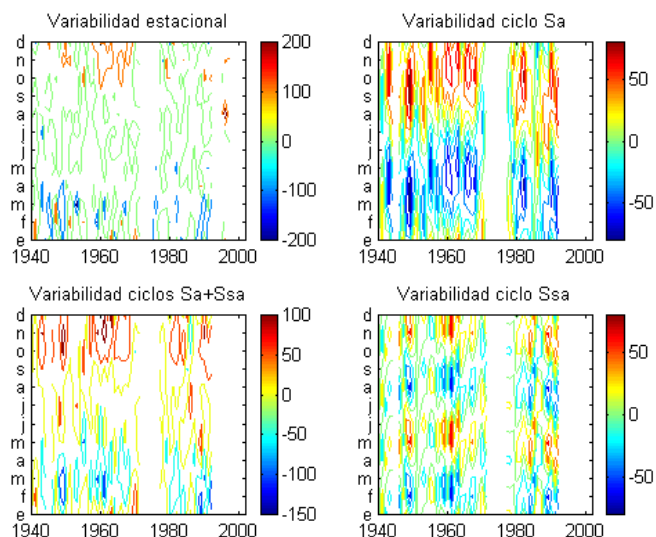
$U(r_s)$ 17,54
 α_1 Tendencia
 creciente



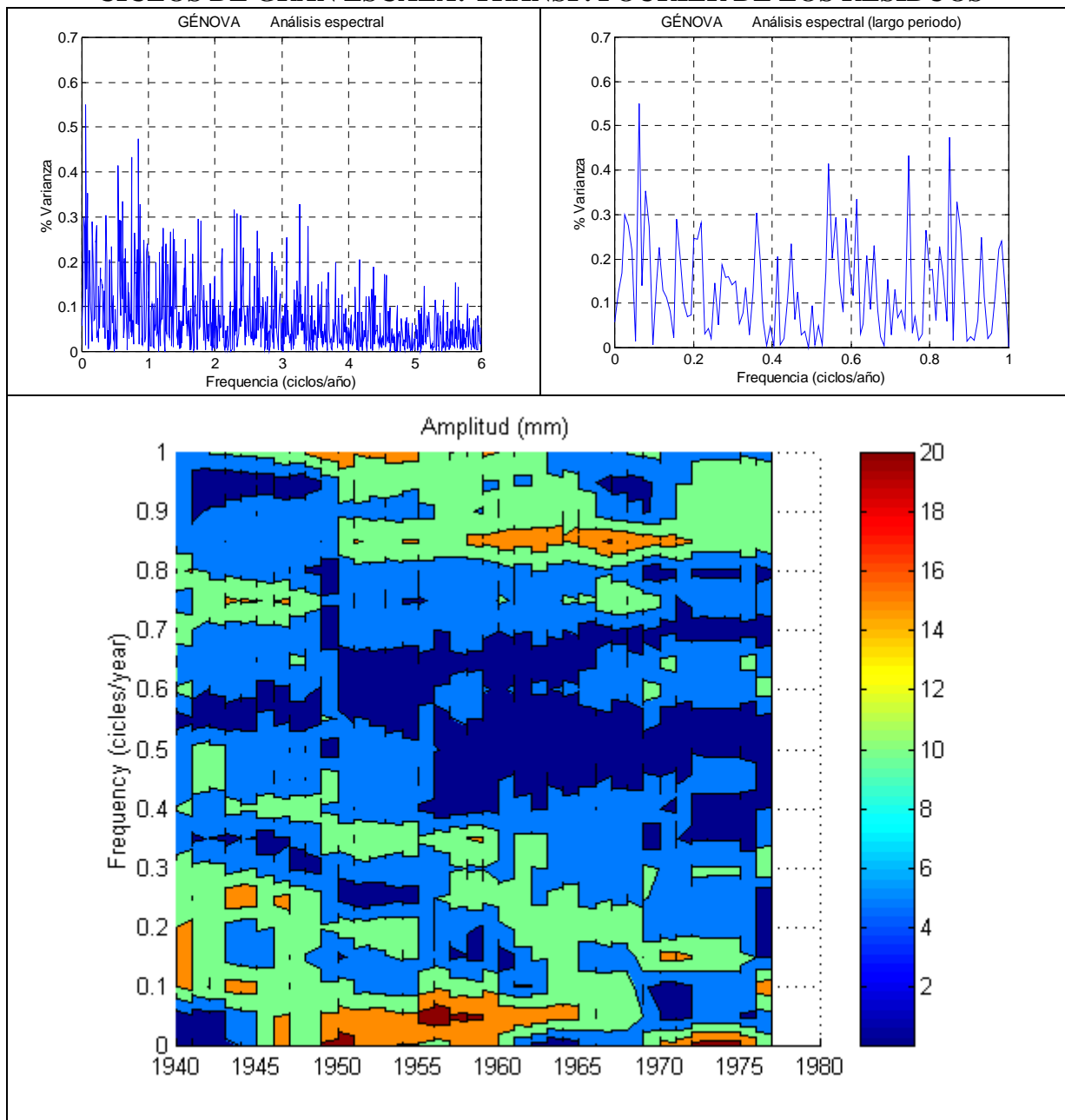
VARIABILIDAD ANUAL

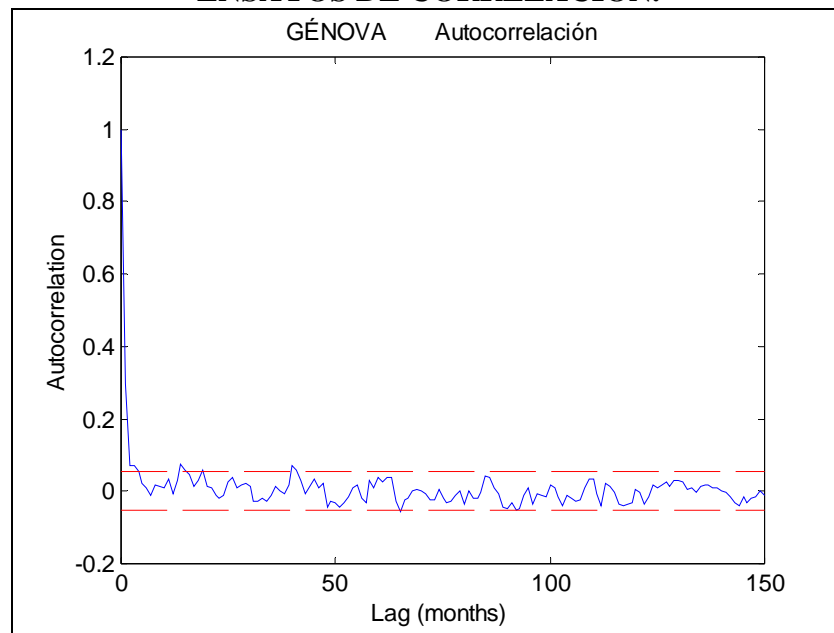


Ene	6752,67
Feb	6742,04
Mar	6735,67
Abr	6755,54
May	6766,20
Jun	6777,42
Jul	6776,23
Ago	6788,03
Sep	6785,72
Oct	6822,41
Nov	6834,32
Dic	6805,82

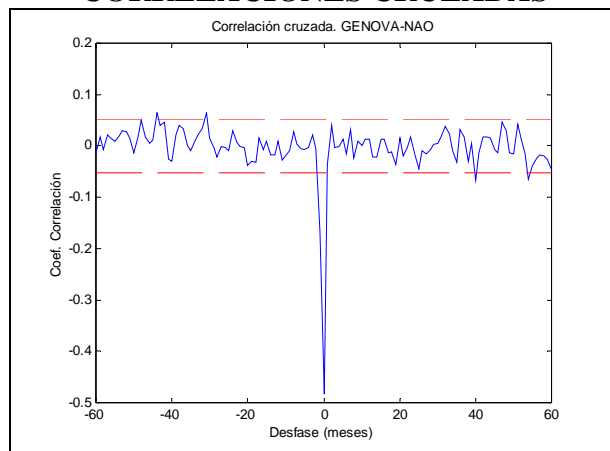


CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS

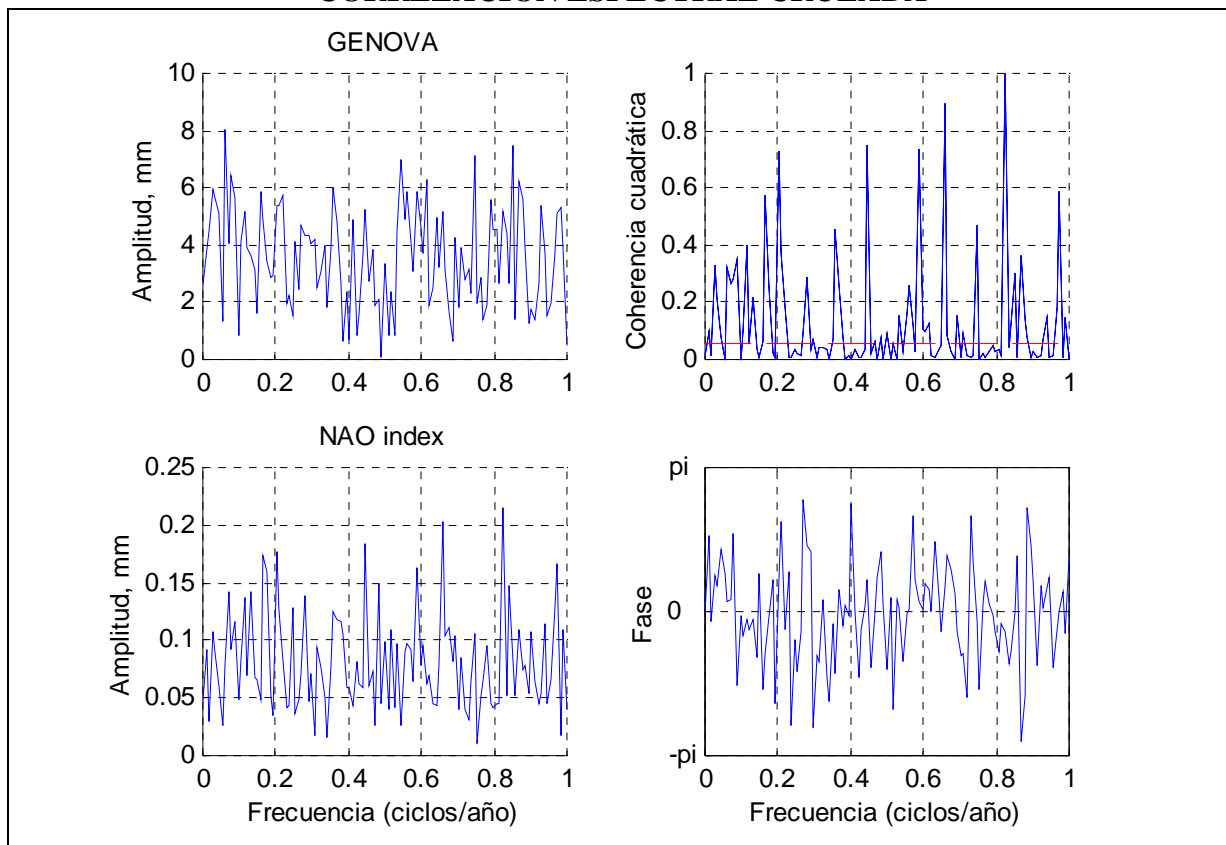


ENSAYOS DE CORRELACIÓN.

CORRELACIONES CRUZADAS



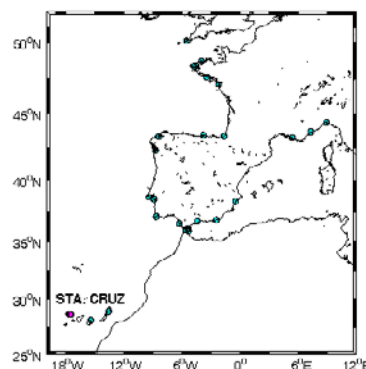
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	S.CRUZ
Id. PSMSL:	370-046

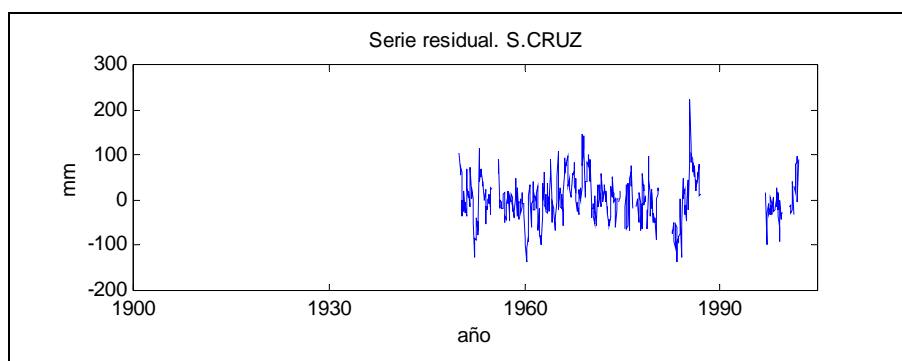
Tendencia (mm/año)

Lineal:	0,31 mm/año
Corrección GIA:	-0,20 mm/año



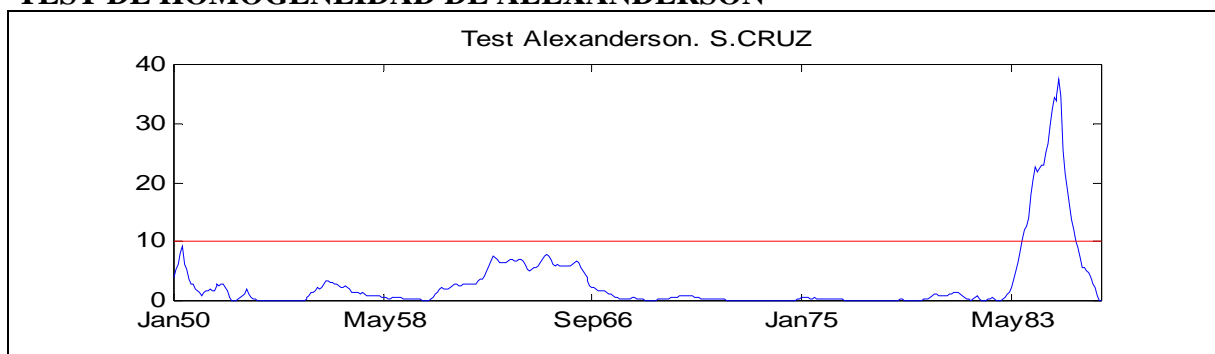
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	438
Moda	-138
Desv. Std.	49,74
Skewness	0,27
Error Std.	0,12
Kurtosis	0,84
Error Std.	0,23
Rango	362
Mínimo	-138
Máximo	224



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 0.10	Sig. 0.18
--------------------------------	---------------------	-----------

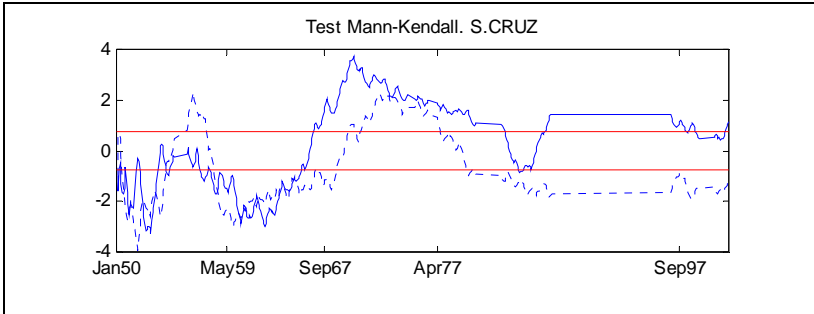
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



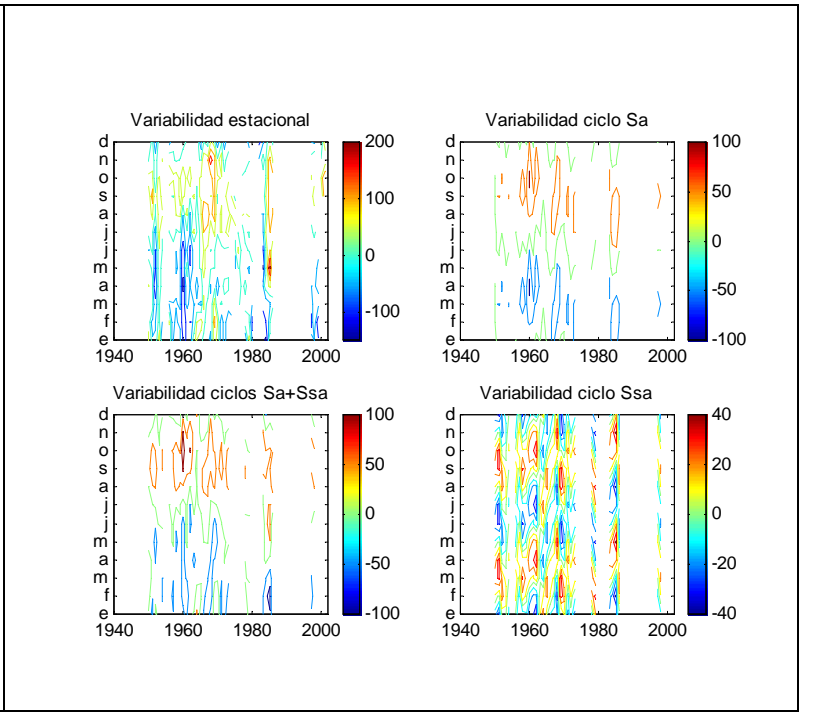
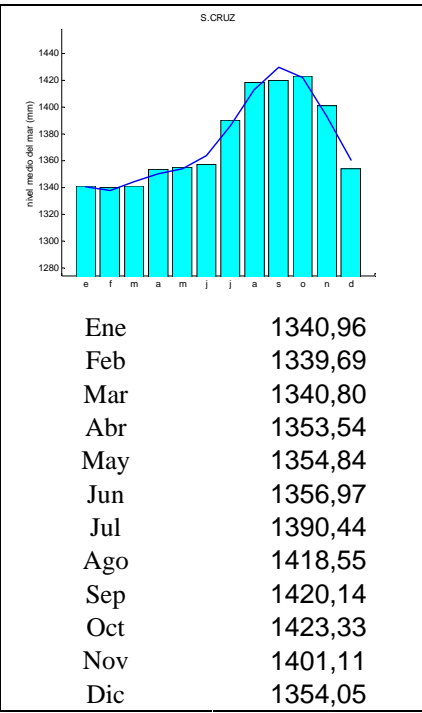
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

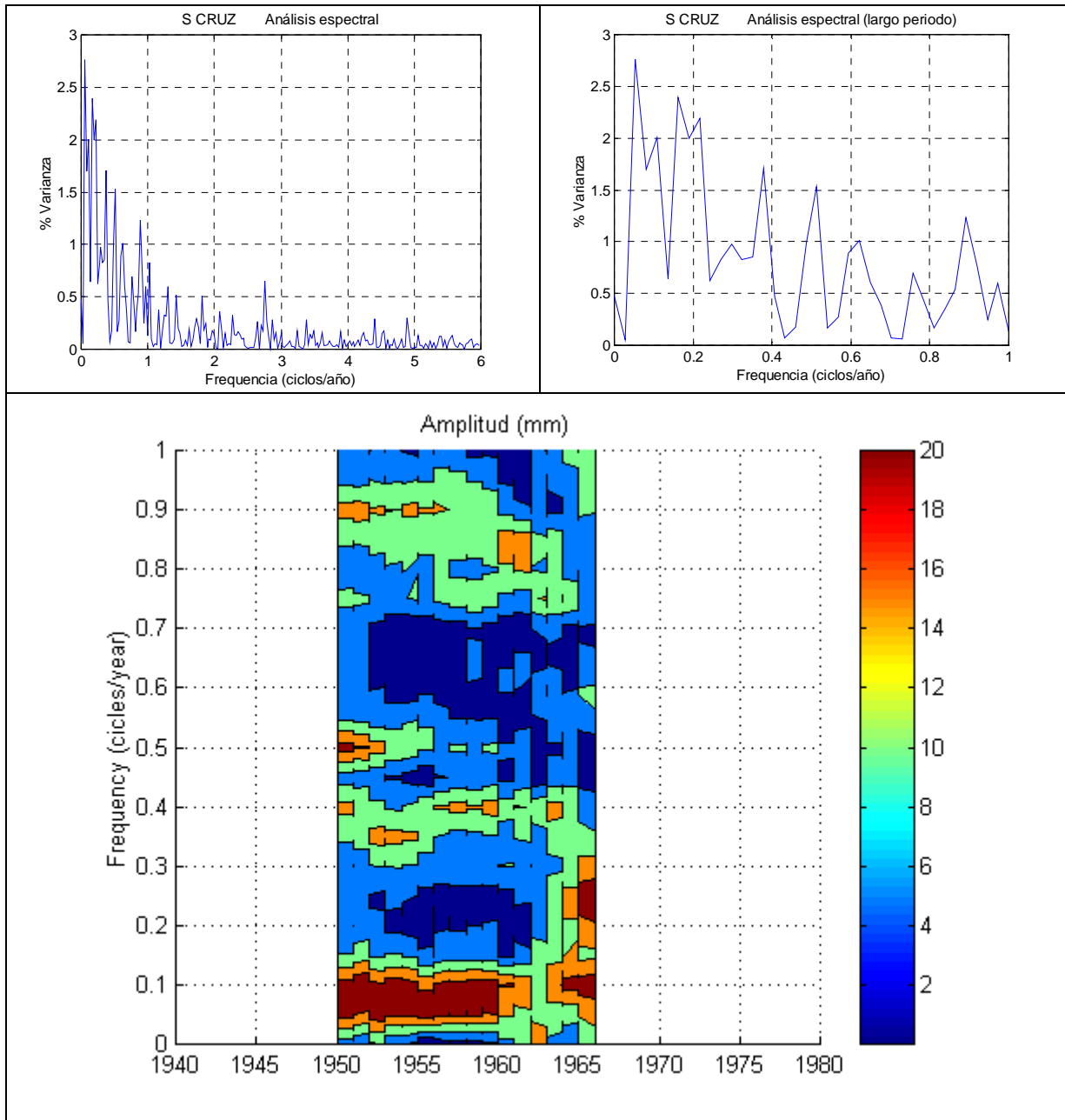
$U(r_s)$ 1,23
 α_1 Sin tendencia

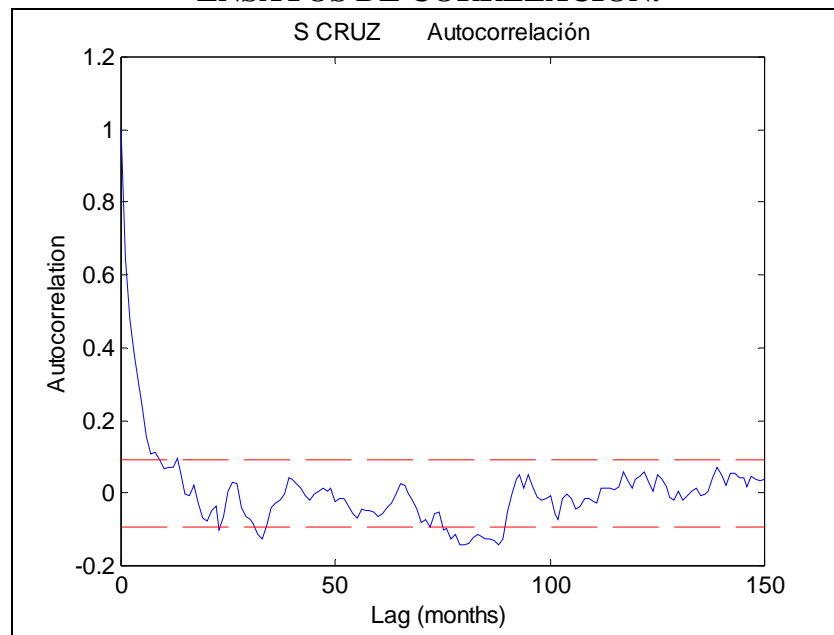


VARIABILIDAD ANUAL

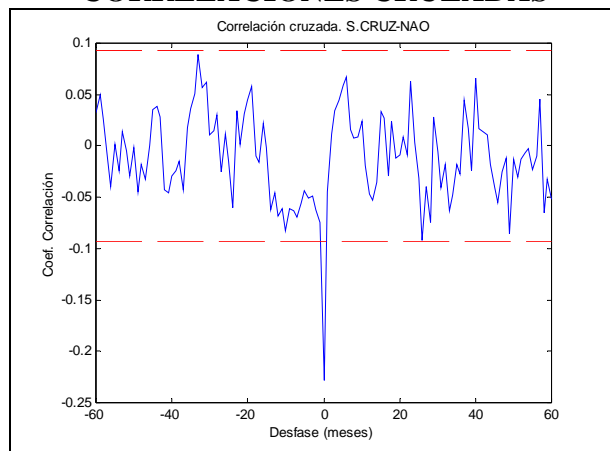


CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS

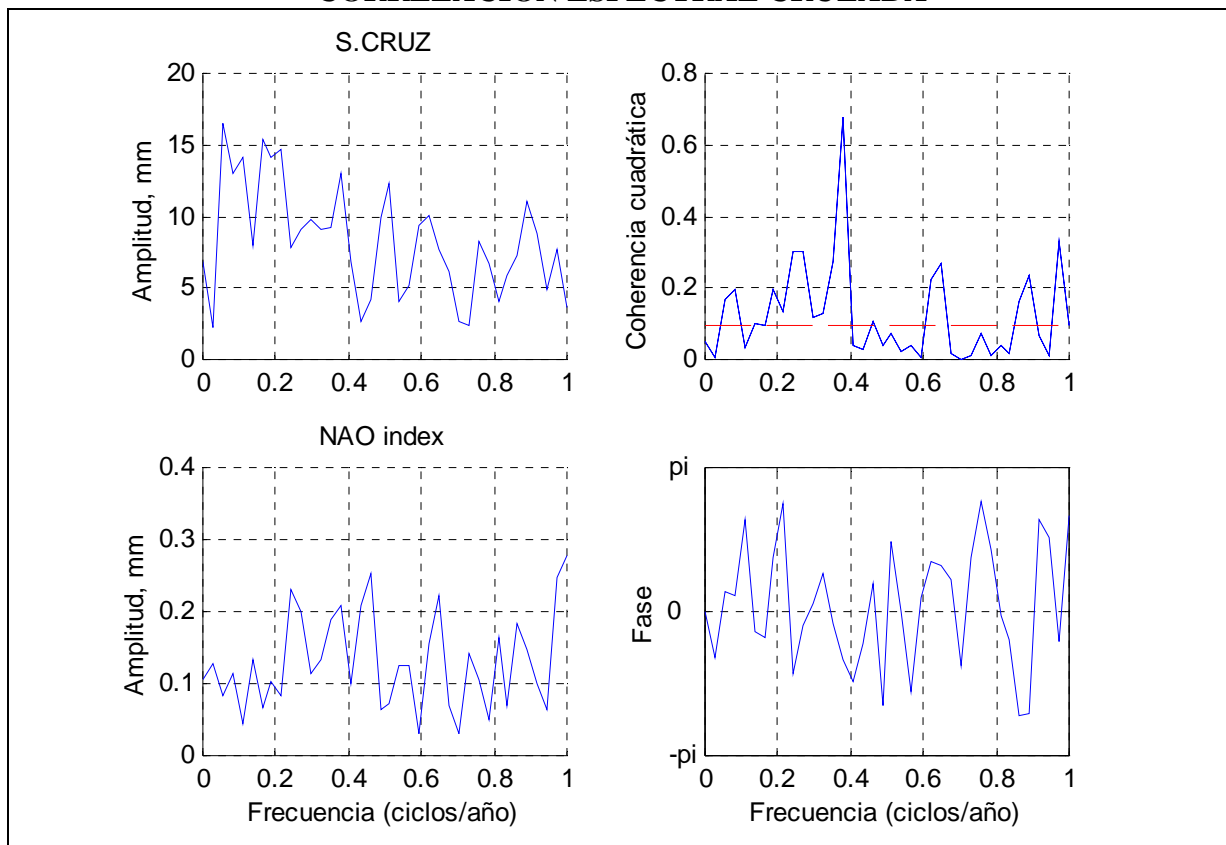


ENSAYOS DE CORRELACIÓN.

CORRELACIONES CRUZADAS



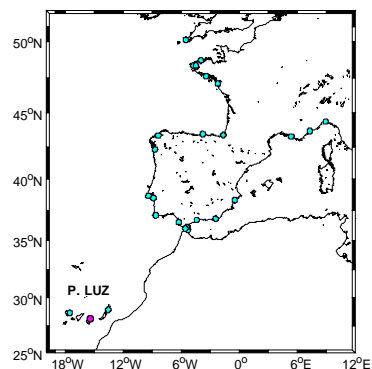
CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



ESTACIÓN:	P.LUZ
Id. PSMSL:	370-015

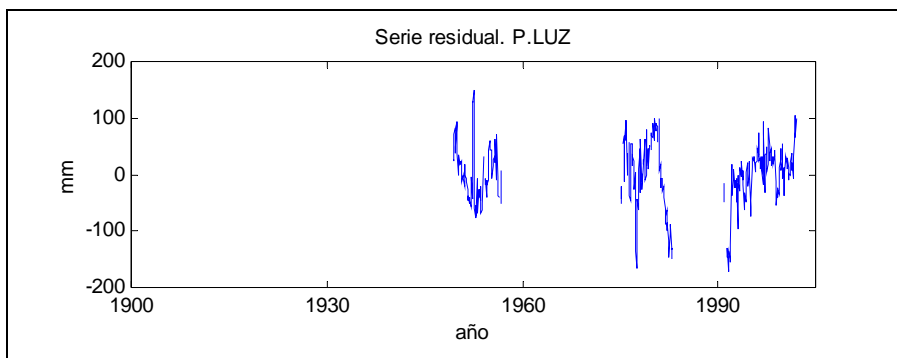
Tendencia (mm/año)

Lineal:	-0,01 mm/año
Corrección GIA:	—



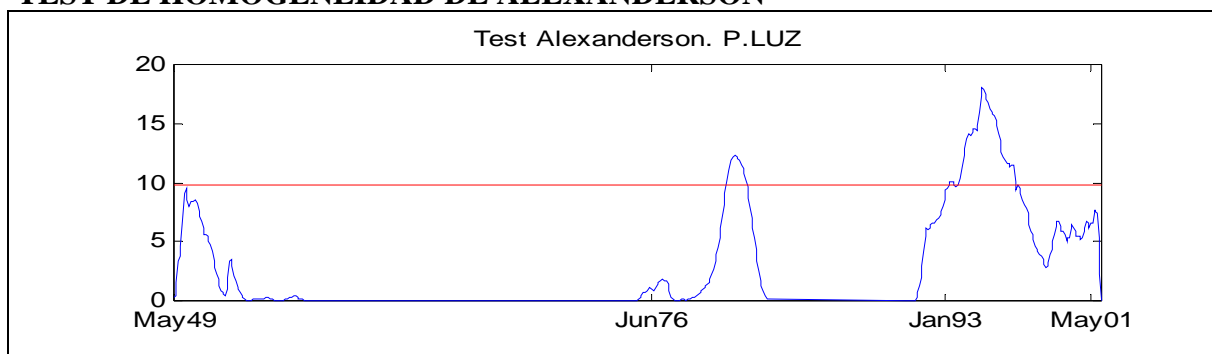
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	308
Moda	-172
Desv. Std.	55,15
Skewness	-0,58
Error Std.	0,14
Kurtosis	0,82
Error Std.	0,28
Rango	321
Mínimo	-172
Máximo	149



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 1,19	Sig. 0.12
--------------------------------	----------------------------	-----------

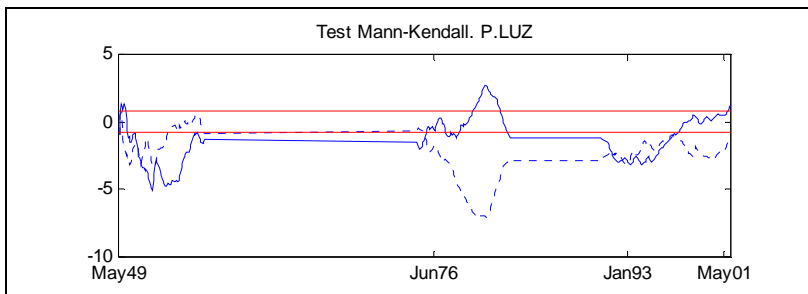
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



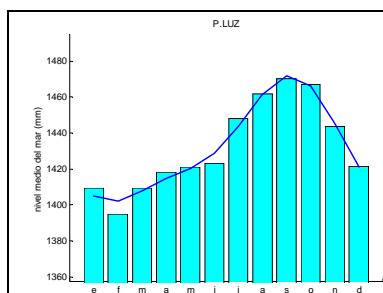
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

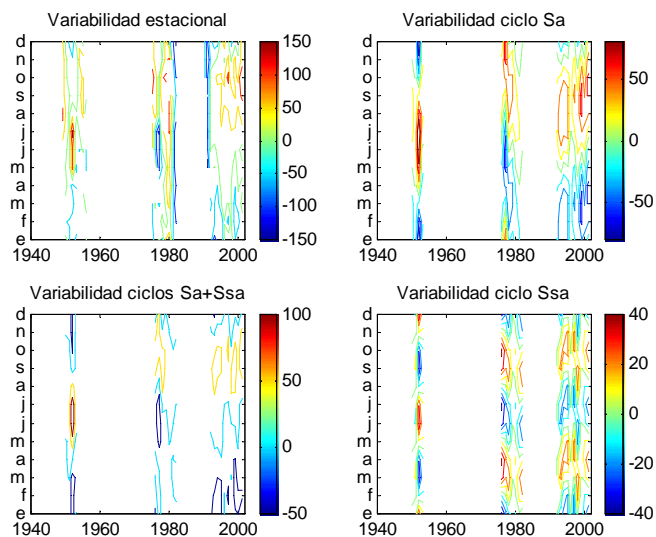
$U(r_s)$ 1,15
 α_1 Sin tendencia



VARIABILIDAD ANUAL



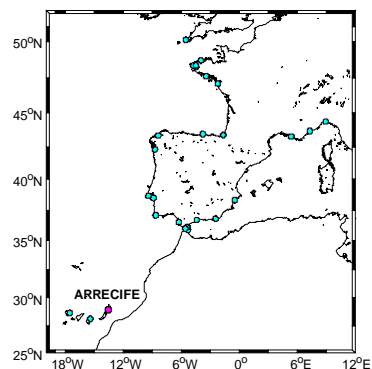
Ene	1670,21
Feb	1670,92
Mar	1695,04
Abr	1696,84
May	1698,51
Jun	1700,99
Jul	1737,80
Ago	1755,67
Sep	1752,22
Oct	1744,12
Nov	1734,08
Dic	1696,99



ESTACIÓN:	ARRECIFE
Id. PSMSL:	370-004

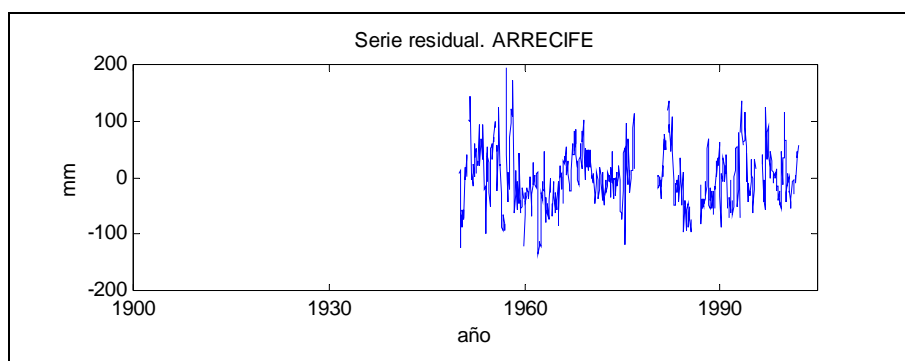
Tendencia (mm/año)

Lineal:	0,19 mm/año
Corrección GIA:	—



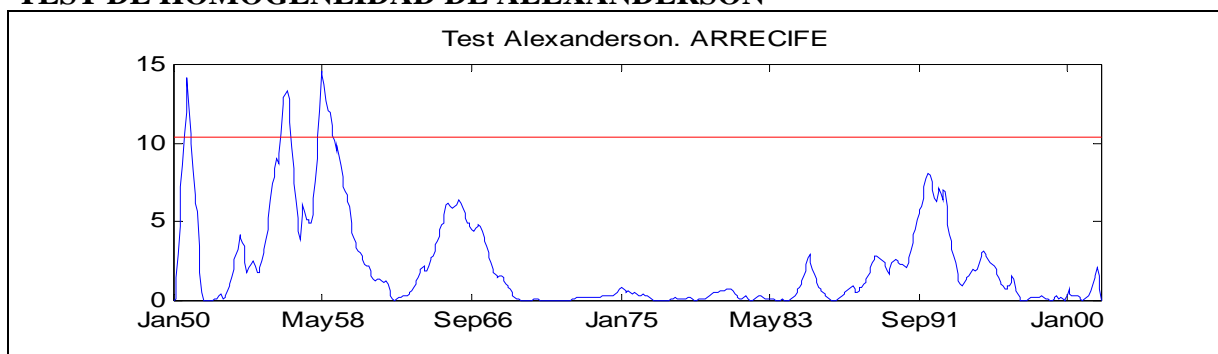
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	539
Moda	-134
Desv. Std.	50,92
Skewness	0,36
Error Std.	0,11
Kurtosis	0,42
Error Std.	0,21
Rango	329
Mínimo	-134
Máximo	194



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 1,23	Sig. 0.10
--------------------------------	----------------------------	-----------

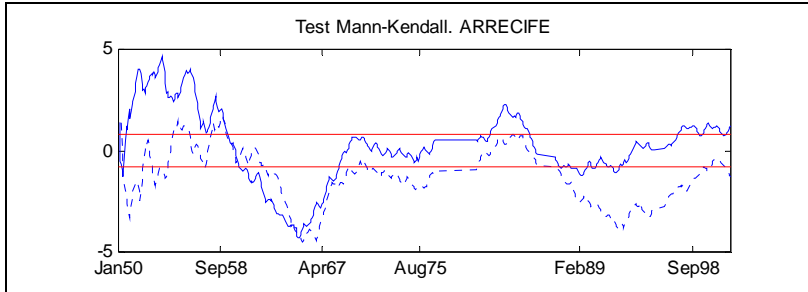
TEST DE HOMOGENEIDAD DE ALEXANDERSON



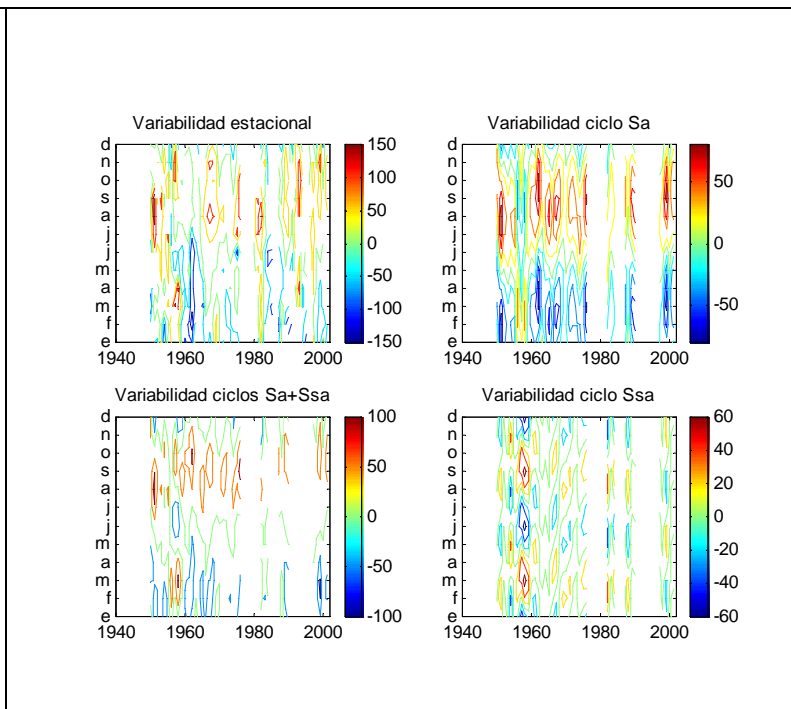
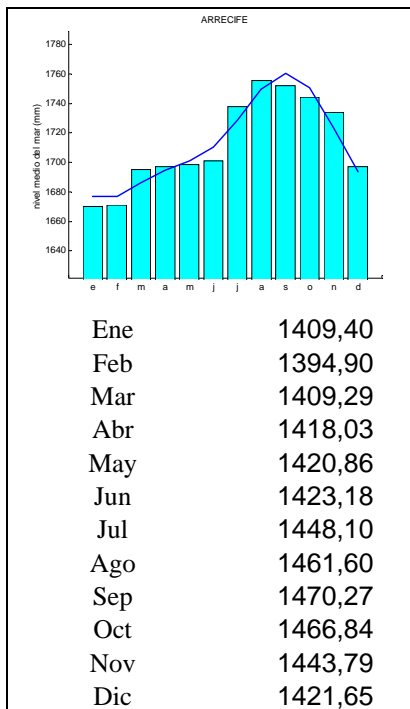
ENSAYOS DE TENDENCIA SOBRE LAS SERIES ORIGINALES

Test de Spearman

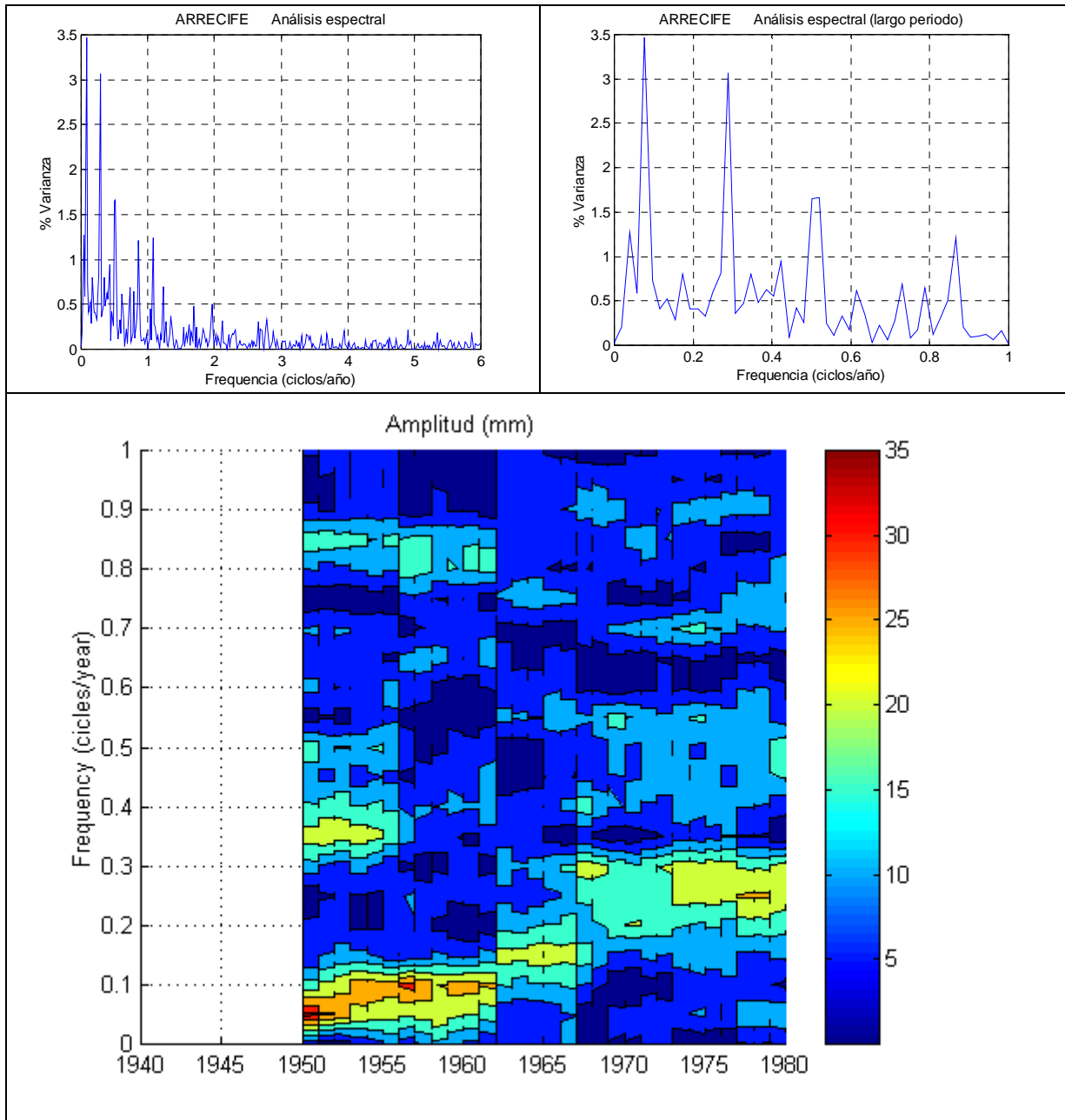
$U(r_s)$ 1,20
 α_1 Sin tendencia

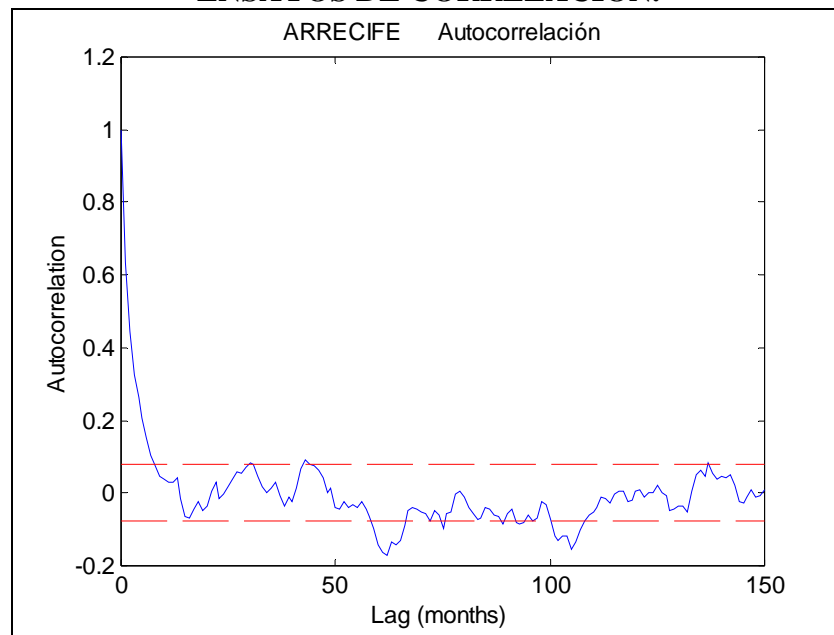


VARIABILIDAD ANUAL

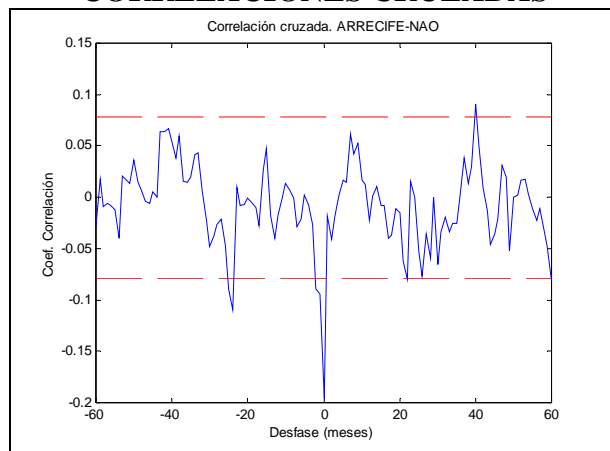


CICLOS DE GRAN ESCALA: TRANSF. FOURIER DE LOS RESIDUOS

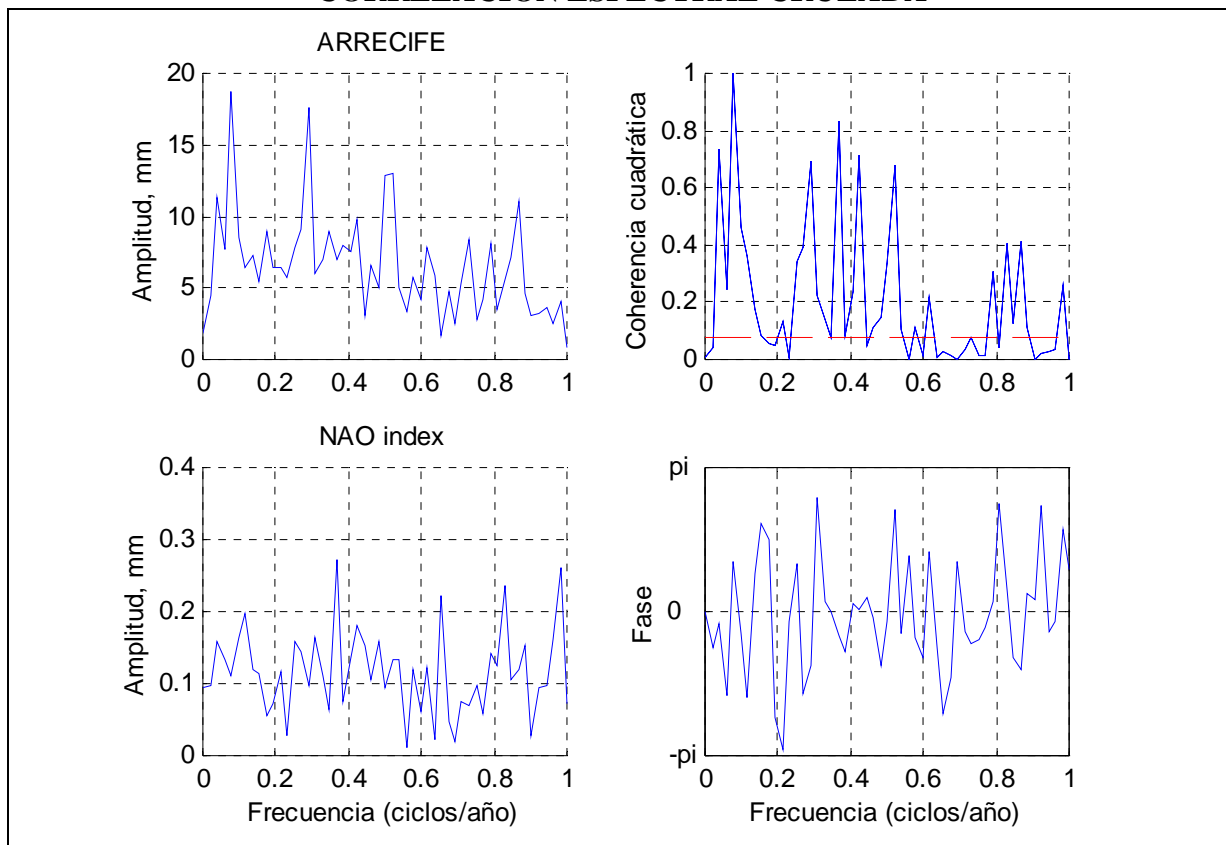


ENSAYOS DE CORRELACIÓN.

CORRELACIONES CRUZADAS



CORRELACIÓN ESPECTRAL CRUZADA



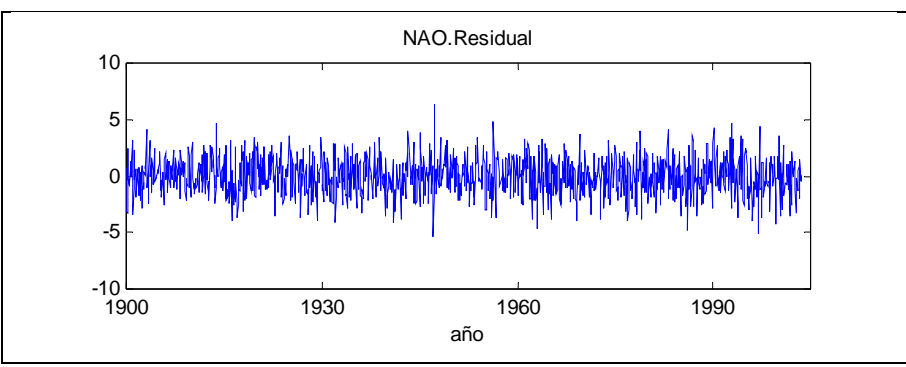
VARIABLE: Índice NAO

Tendencia (/año)

Lineal: 1.8840e-4

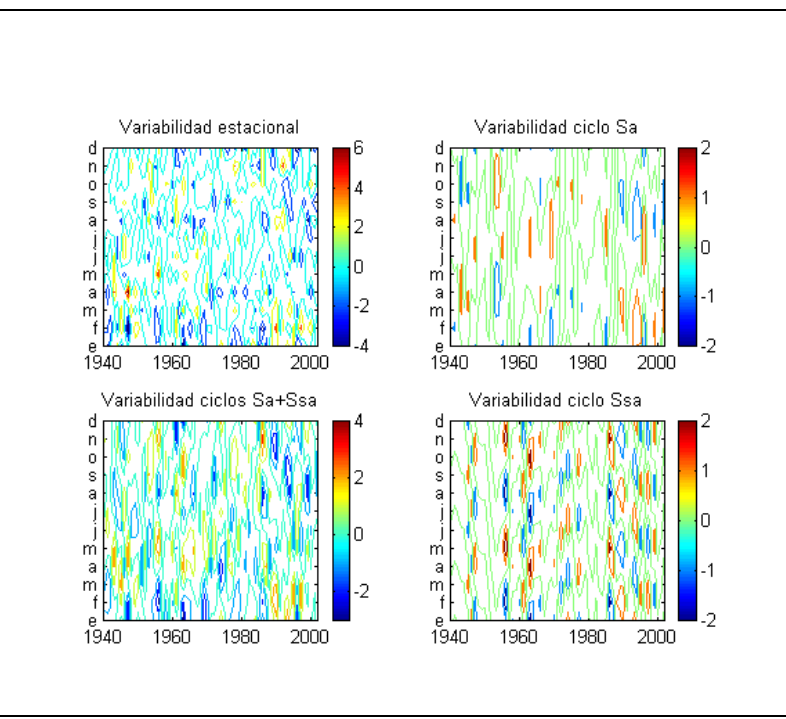
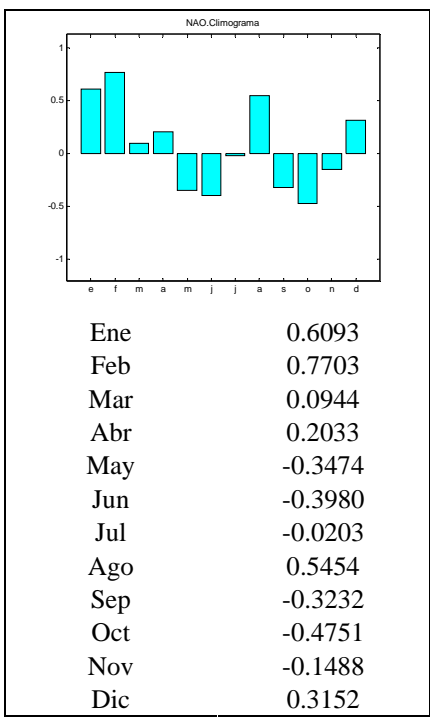
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	2175
Moda	-5.59
Desv. Std.	1.71959
Skewness	-.070
Error Std.	.052
Kurtosis	-.110
Error Std.	.105
Rango	12.02
Mínimo	-5.59
Máximo	6.43



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV Estadístico Z: 0.716 Sig. 0.684

VARIABILIDAD ANUAL



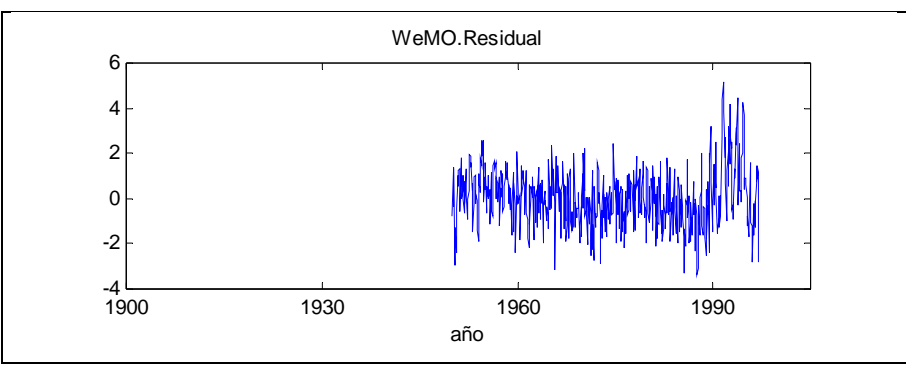
VARIABLE: Índice WeMO

Tendencia (/año)

Lineal: 0.0120

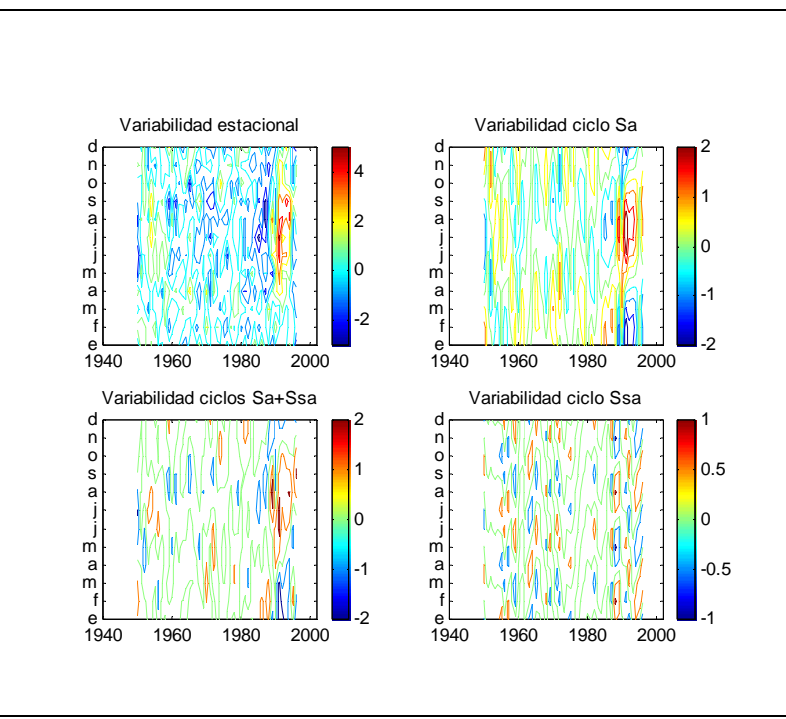
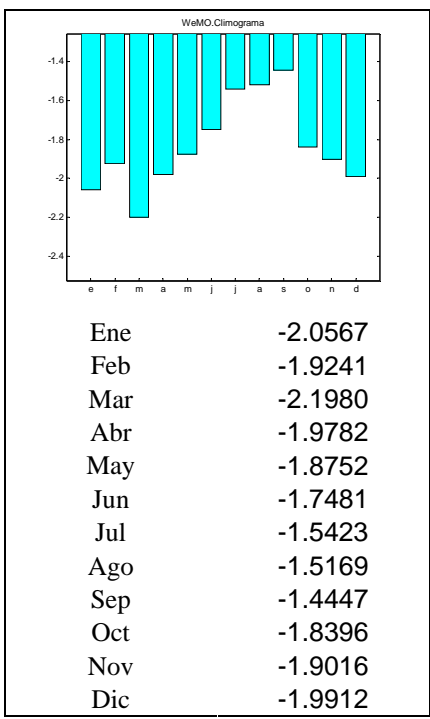
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	564
Moda	-3.40
Desv. Std.	1.29383
Skewness	.421
Error Std.	.103
Kurtosis	.865
Error Std.	.205
Rango	8.53
Mínimo	-3.40
Máximo	5.13



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV Estadístico Z: 0.764 Sig. 0.604

VARIABILIDAD ANUAL



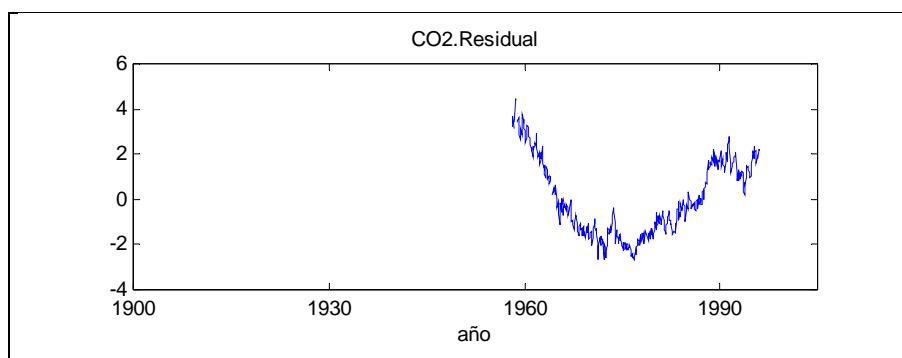
VARIABLE:	Concentración CO2
------------------	-------------------

Tendencia (/año)

Lineal:	1.2792
---------	--------

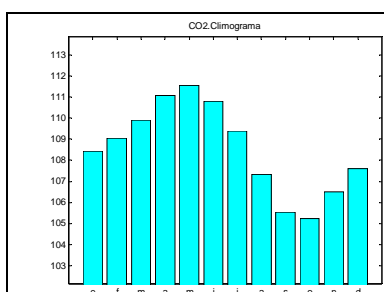
RESIDUOS ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS

N	449
Moda	-2.69
Desv. Std.	1.65303
Skewness	.430
Error Std.	.115
Kurtosis	-.917
Error Std.	.230
Rango	7.14
Mínimo	-2.69
Máximo	4.45



TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV	Estadístico Z: 2.199	Sig. .000
--------------------------------	----------------------	-----------

VARIABILIDAD ANUAL



Ene	108.4336
Feb	109.0592
Mar	109.9057
Abr	111.0674
May	111.5392
Jun	110.8065
Jul	109.3739
Ago	107.3449
Sep	105.5422
Oct	105.2182
Nov	106.4958
Dic	107.5913

