

**El Niño y su
influencia en el
regimen de lluvias
en Baleares**

Mercedes Laita Ruiz
de Asúa
*Dept. de Ciències de la
Terra. Universitat de les
Illes Balears*

Territoris (1998), 1:
187-201

El Niño y su influencia en el régimen de lluvias en Baleares

Mercedes Laita Ruiz de Asúa

Dpt de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears

Resumen

Tras una descripción general del fenómeno El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) y las influencias encontradas sobre el clima en Europa, se consideran los posibles efectos sobre la precipitación en las Islas Baleares. El método estadístico aplicado a la precipitación durante la treintena 1961-1990 se basa en la contingencia de conocer los años en que se dieron los extremos de ENOS. Los años de extremo cálido (El Niño) fueron más lluviosos que la media y los años siguientes a extremo frío (La Niña) fueron años especialmente secos.

Abstract

After a general description of the El Niño/ Southern Oscillation (ENSO) phenomenon and its found influences on the climate in Europe, the paper is devoted to the possible effects of ENSO on the Balearic Islands rainfall. The study is developed statistically analysing the precipitation during two-years intervals centred in the year of occurrence of a ENSO extreme during a 30-years period (1961-1990). The warm extreme years (El Niño) had higher rainfall amounts than the average values and the years following a cold extreme (La Niña) were specially dry years.

Recepción del manuscrito, noviembre de 1996

Introducción

En condiciones normales en la costa del Perú se tienen aguas considerablemente frías. Alexander von Humboldt atribuyó las bajas temperaturas del agua a su origen Antártico, indicando que llegaban a esas latitudes transportadas por las corrientes costeras de Chile y del Perú. Tal interpretación se supo posteriormente que no era correcta ya que los vientos que soplan del S a lo largo de la costa del subcontinente de América del Sur, combinados con el efecto desviador de la rotación de la Tierra, hacen que las aguas costeras tiendan a desplazarse mar adentro. Ello favorece el *upwelling*, que hace aparecer aguas profundas, más frías y ricas en nutrientes, en la superficie oceánica.

Originalmente, el término *El Niño* se refería a la corriente cálida del Norte que cada año aparece frente a las costas meridionales del Ecuador y septentrionales del Perú, durante el verano del hemisferio austral, cuando los vientos alisios son más débiles. Los habitantes de la región de Payta le dieron el nombre de *El Niño*, en referencia al Niño Jesús, ya que ordinariamente se inicia poco después de la festividad de la Navidad (Quinn, 1987).

Este flujo oceánico hacia el Sur, *la corriente del Niño*, hace aparecer aguas cálidas y fauna no habitual, desplaza la corriente fría de Humboldt mar adentro y condiciona el inicio de las lluvias suaves de verano sobre el cercano desierto de Secura y el altiplano andino.

A intervalos variables de entre 2 y 10 años, la corriente es extraordinariamente intensa, de más de un nudo, y transporta aguas superficiales anómalamente cálidas y dulces centenares de kilómetros hacia el Sur. Los científicos peruanos usan el término *el fenómeno del Niño* en referencia a este calentamiento prolongado y no habitual de las aguas costeras que acompaña a la corriente anómala. Rasmusson y Carpenter (1982) describen un caso típico señalando que, durante el también denominado *evento cálido*, las temperaturas del mar y del aire, pese a que normalmente empiezan a decrecer hacia finales de marzo o principios de abril, frecuentemente se mantienen en valores anómalos durante un año, o más. Se produce después una pausa, entre junio y septiembre, con temperaturas próximas a las normales. Siguen nuevos calentamientos anómalos durante diciembre y enero y se vuelve a los valores normales entre enero y marzo del segundo año.

Sin embargo, nunca se recuperan estrictamente los valores normales, sino que, en cierto modo como si se diera una inercia, estos se sobrepasan, produciéndose entonces el otro extremo conocido como *evento frío* o, siguiendo a Philander (1989), *La Niña*. Anteriormente se emplearon con menor éxito los nombres, *El Viejo*, *no-Niño* o *anti-Niño*.

La Oscilación del Sur

El *fenómeno del Niño* tiene un carácter global, lo que se verá por medio de la contraparte atmosférica de *El Niño*: la *Oscilación del Sur*.

Los primeros estudios se deben a Walker (1923) y Walker y Bliss (1932). La *Oscilación del Sur* (*OS*) es una variación coherente de la presión atmosférica en superficie, con una periodicidad interanual, relacionada con fenómenos del tiempo a escala global, principalmente en trópicos y subtrópicos. Las presiones bajas en superficie están localizadas en regiones dominadas por convección tropical y lluvia, tales como Indonesia. Las altas presiones se localizan en zonas caracterizadas por subsidencia y poca humedad del aire, tal como el Pacífico Suroriental. Entre estas zonas la presión está negativamente correlacionada.

Establecida esta distribución de presión atmosférica, está claro que el aire es transportado de forma continua en niveles bajos, en la zona de la circulación de los vientos alisios, de las regiones de subsidencia a las de convección. En la alta troposfera la circulación del aire establece una serie de células zonales alrededor del globo que constituyen la llamada circulación de Walker (Bjerknes, 1969; Flohn y Fleer, 1975). En la «fase alta» de la *OS*, la presión en el Pacífico Suroriental es superior a su valor normal mientras que en Indonesia la presión es menor que la normal. De esta forma el gradiente de presión entre esas dos regiones es más intenso y da lugar, como consecuencia, a vientos alisios más fuertes en el Pacífico, y a un mayor intercambio de masa aérea en la célula de Walker indo-pacífica. Durante la «fase baja», como si hubiera un vaivén de presión, se invierten las anomalías y los vientos alisios resultan ser más débiles de lo normal.

El estado del sistema bórico correspondiente a la *OS* se suele caracterizar mediante el *Índice de la Oscilación del Sur* (*IOS*), normalmente definido como la anomalía de la diferencia de presión entre Papeete, en Tahití, y Darwin, en Australia.

La relación entre la *Oscilación del Sur* y el *fenómeno del Niño* la puso de manifiesto Berlage (1957) al descubrir que existía una fuerte correlación entre las series temporales

del *IOS* y de la temperatura superficial del mar, *TSM*, en el Perú. Sin embargo, fue Jacob Bjerknæs quien, unos años después, dio una interpretación plausible del fenómeno completo (Bjerknæs, 1961). Inicialmente trató de explicar el fenómeno como una intensificación ocasional de la contracorriente estacional que fluye intermitentemente, hacia el Sur, a lo largo de la costa Norte del Perú durante el verano austral. Indicó que *El Niño* estaba causado por un cese local de los vientos que soplan a lo largo de la costa del Perú y son favorables para producir el afloramiento de la corriente del Perú, así como por la aparición de gradientes N-S de densidad en la propia zona de *El Niño*. El siguiente paso se pudo dar gracias al descubrimiento fortuito de anomalías a lo largo del ecuador (incluso en el meridiano 180) durante el intenso evento de 1957-1958 (Sette e Isaacs, 1960). Cuando Bjerknæs conoció esa información modificó su interpretación (Bjerknæs, 1966a) apuntando que el *fenómeno del Niño* estaba íntimamente relacionado con la respuesta del océano ecuatorial, en todo el Pacífico, a un debilitamiento de los vientos alisios.

El carácter inseparable del *fenómeno del Niño* y de la *OS* se reconoce en la literatura mediante el uso conjunto de los dos fenómenos: *ENOS* (El Niño/Oscilación del Sur).

Las principales consecuencias de los trabajos de Bjerknæs, esencialmente válidas todavía ahora, tienen que ver con la interpretación del fenómeno. Bjerknæs (1966a y b) indicó que el océano tropical puede ser considerado, en primera aproximación, como la superposición de una capa formada por aguas cálidas, de baja densidad por lo tanto, y otra mucho más profunda, de aguas frías, más densas. La zona, de muy poco espesor (idealmente una superficie) que separa las dos capas oceánicas en la que la temperatura decrece, muy rápidamente al descender en profundidad, se denomina termoclina.

Bajo la acción normal de los vientos alisios, que soplan de E a W, se establece una corriente oceánica superficial hacia el Oeste que acumula la mayor parte del agua de la capa superior en el Pacífico occidental. Allí la termoclina se encuentra a una profundidad de 150-200 m, mientras que en la región oriental se localiza a sólo 30-50 m. La diferencia del nivel del mar a través del Océano Pacífico es de uno 40 cm, por término medio. Para compensar este efecto de acumulación de agua en la zona occidental, se establece una corriente que fluye hacia el Este, a unos 100 m de profundidad, denominada Contracorriente Ecuatorial.

El efecto desviador de la fuerza de Coriolis, debida a la rotación de la Tierra, actúa sobre esa corriente, como puso de manifiesto Ekman (1905). En ambos hemisferios se fuerza el agua a converger hacia el ecuador. Posteriormente debe ascender hacia la superficie, produciéndose allí una divergencia desde el ecuador hacia cada hemisferio. Debido a este efecto, el ecuador es una zona de afloramiento, lo que se manifiesta por la existencia de una lengua de aguas superficiales frías en el océano ecuatorial central y oriental. Allí además se tiene, como se indicó anteriormente, la zona de afloramiento frente a las costas peruanas. El enfriamiento no se da en la zona occidental ya que la termoclina está muy profunda y allí los vientos son más débiles.

Cuando los alisios se moderan, las fuerzas que mantienen la inclinación de la termoclina y la lengua de agua fría del afloramiento desaparecen. Como consecuencia cesa el afloramiento, la capa superficial de agua caliente se mueve hacia el Este, dando lugar a un calentamiento a gran escala y a una reducción de la diferencia de nivel entre los dos extremos del océano.

El propio Bjerknæs se dio cuenta que era necesaria una interacción entre el océano y la atmósfera para explicar la escala temporal de la *OS*, ya que de lo contrario no podría manifestar su variabilidad interanual: sería efímera como los demás fenómenos del tiempo.

Indicó además que las anomalías térmicas del océano tropical debían inducir una intensificación de la circulación térmica directa de la célula de Hadley, que a su vez haría lo propio con la corriente en chorro, afectando finalmente al tiempo al Este de la perturbación. Esto fue el punto de partida de la noción de *teleconexión*, por la cual *El Niño* proyecta su anomalía climática a regiones remotas del globo. La idea original de Bjerknes fue ganando credibilidad en parte gracias a las anomalías que se produjeron en América del Norte durante el invierno de 1976-77 (Namias, 1978) y a análisis adicionales de observaciones que ponían de manifiesto el principio de la *teleconexión* (Flohn y Fleer, 1975; Julian y Chervin, 1978).

Influencia del ENOS en Europa

Aceptada la *teleconexión* para América del Norte, se empezaron a buscar influencias en zonas más alejadas. La primera referencia localizada sobre la influencia de la *OS* en Europa es Cadet y Garnier (1988). En un principio se muestran críticos en relación a la influencia de la *OS*:

«(...) no está prohibido pensar que con análisis muy finos se pueda encontrar alguna traza de señales en las variaciones de ciertos parámetros climáticos en una u otra zona del continente europeo.»

Para seguir a continuación:

«Citamos los trabajos de Delannoy (1982) que ha encontrado una correlación significativa entre los índices de fases anti-Niño y el exceso de precipitación tres meses más tarde en Marruecos.»

Años más tarde, en un primer estudio sobre la influencia en Europa de la *OS*, Fraedrich (1990), indica como conclusión, que los inviernos que siguieron a *eventos cálidos* presentaron mayor variabilidad de unos a otros, que los que siguieron a *eventos fríos*, lo que haría a estos últimos más previsibles. Por otra parte, los extremos cálidos dieron como consecuencia más días ciclónicos (el 60% de los días del invierno siguiente) y menos anticiclónicos que su contraparte fría (sólo el 46% de los días del siguiente invierno).

Posteriormente Fraedrich y Müller (1992) llevan a cabo un estudio más detallado en el que ponen de manifiesto las anomalías que se observan en la presión, temperatura y precipitación en Europa. El período de estudio es el mismo que para el trabajo anterior. Durante los inviernos que siguen a un extremo cálido de la *OS* encontraron una anomalía negativa de presión sobre Europa occidental y central, asociada a anomalías positivas de temperatura y precipitación. En el Norte de Europa, las anomalías son de signo contrario. Durante los extremos fríos, las anomalías negativas de presión se desplazan hacia el Norte, lo mismo que las positivas de temperatura y precipitación, apareciendo anomalías positivas de presión en Europa central. Estas alteraciones climáticas las interpretan en base a una modificación de la trayectoria de las bajas en el Atlántico norte.

Posteriormente estos resultados fueron confirmados mediante un estudio semejante desarrollado a partir de otra base de datos (Wilby, 1993).

En Ropelewski y Halpert (1987) la cuenca mediterráneo-occidental aparece como una de las zonas en que la precipitación podría guardar alguna relación con la *OS*. Los autores encuentran un período más lluvioso que la media desde abril a noviembre del año del evento, aunque indican que hay una gran variabilidad interanual. Incluso señalan un cambio en el signo de la anomalía de antes a después de 1940. Como no encuentran

mecanismo físico capaz de explicar lo encontrado, asumen que pueda ser debido a incluir la época del año con precipitación nula, a errores en los datos o al propio método de análisis diseñado por los autores para estudiar la dependencia OS-precipitación.

Brunet y Lopéz (1991) hacen un estudio sobre la precipitación en La Coruña y San Fernando. Los resultados indican que la pluviometría no muestra valores demasiado representativos para la influencia de la OS, sobre todo en La Coruña. Sin embargo, en San Fernando encuentran primaveras más lluviosas en los extremos fríos de ENOS.

Linés y Mabres (1992), calculan los coeficientes de variabilidad de la precipitación mensual para estaciones pluviométricas de la península Ibérica. Indican en relación a las series pluviométricas que la correlación directa entre precipitación y ENSO no parece muy clara, por lo que utilizan el coeficiente de variabilidad. Una vez calculado para las estaciones de Madrid, Sevilla, Valencia y Alicante, observan que el coeficiente de variabilidad es mucho mayor en años con evento NIÑO que en los más cercanos a éstos, encontrando valores extraordinariamente elevados en relación con el evento 1982-1983.

En cuanto a la influencia de la OS sobre el Mediterráneo, hay que tener en cuenta que la señal decrece con la distancia y que, probablemente, se pueda confundir con otros fenómenos atmosféricos no directamente relacionados con las anomalías de temperatura del mar del Pacífico ecuatorial (Namias y Cayan, 1984; Cadet y Garnier, 1988) responsables, como se indicó del fenómeno ENOS. La zona mediterránea es posiblemente de las peores, por su lejanía y por su climatología particular, para estudiar la influencia de la OS en una teleconexión trópico-extratropical.

Recientemente, Laita y Grimalt (1996) siguiendo el método introducido por Fraedrich, analizan el número de días ciclónicos y el número de días con anomalías negativas de presión en el Mediterráneo occidental para la treintena 1961-90. La influencia climática de la OS en esa zona se puede resumir, para esas variables, en un decrecimiento, tanto del número de días ciclónicos como de anomalía negativa de presión, durante el bimestre marzo-abril siguiente a años de extremo cálido.

Análisis de los datos de precipitación

En este trabajo, a diferencia de Laita y Grimalt (1996), se tratan datos de precipitación. Para ello se parte de la información proporcionada por el Centro Meteorológico de Baleares del INM, sobre la precipitación en todas las estaciones pluviométricas del archipiélago. En sólo 33 estaciones se tenía la serie temporal de 1961-90 completa. La distribución era espacialmente irregular y se completó con 6 estaciones ficticias para tener una cobertura más homogénea (para más detalles consultar Laita, 1995).

El método utilizado para analizar la precipitación aprovecha, como en trabajos anteriores, el hecho de conocer con anterioridad cuáles han sido años de *El Niño* o de *La Niña*. O sea, se estudia estadísticamente la serie temporal con la contingencia de haber sido uno u otro el extremo de la *Oscilación del Sur*.

En la treintena de estudio los años de Niño fueron 1965, 1969, 1972, 1976, 1982, 1986, y los años de Niña, 1964, 1966, 1970, 1973, 1975, 1978, 1988.

El comportamiento de la precipitación en relación con la señal OS se analiza por medio de los valores medios de la precipitación, obtenidos calculando la media aritmética de la precipitación mensual en 39 estaciones pluviométricas que cubren el territorio de las Baleares (Tabla I). Para detalles generales sobre el método, consultar Laita (1995).

MES AÑO	EN	FB	MZ	AB	MY	JN	JL	AG	SP	OC	NV	DC
1961	75.6	1.0	0.0	25.7	33.7	13.2	3.0	35.8	5.8	123.4	73.7	11.6
1962	10.7	90.0	53.4	45.8	85.2	27.0	2.3	1.0	127.7	128.9	168.2	52.0
1963	44.3	64.3	14.4	18.8	3.9	5.9	15.4	21.2	123.1	46.9	64.6	121.3
1964	42.1	27.2	37.2	10.8	5.2	15.5	6.4	19.3	6.4	109.9	58.4	181.4
1965	65.5	35.5	25.4	24.8	14.4	11.6	3.3	32.9	38.3	106.5	19.6	17.7
1966	68.3	15.1	48.9	13.7	76.3	12.1	12.2	2.7	32.0	113.8	65.4	17.2
1967	36.5	67.9	23.4	44.5	13.7	12.9	0.6	32.4	15.2	25.4	85.1	63.1
1968	10.8	44.2	37.5	38.7	45.8	33.0	0.7	24.1	22.3	9.2	100.9	87.5
1969	69.0	21.3	38.5	128.0	18.4	26.9	6.7	64.5	49.8	109.6	85.1	89.5
1970	46.6	12.4	82.4	22.1	33.3	5.0	4.2	29.1	5.4	99.4	16.4	134.3
1971	60.1	20.5	88.7	35.8	26.7	0.7	4.2	3.0	107.5	94.8	141.4	89.9
1972	108.0	24.6	21.5	108.0	64.6	31.5	0.9	42.2	171.9	79.9	87.0	123.1
1973	100.6	51.3	77.9	23.5	3.5	74.7	16.2	27.2	56.5	79.1	5.0	135.1
1974	11.0	167.8	138.6	98.6	12.1	0.8	8.3	9.5	26.7	132.8	42.2	4.3
1975	12.7	24.4	108.9	23.7	40.7	52.4	0.8	66.7	68.3	82.2	113.9	99.4
1976	22.3	96.7	14.9	34.0	49.0	29.6	27.7	61.2	74.8	178.6	18.9	59.9
1977	69.3	2.6	22.0	64.2	83.5	31.2	12.5	68.4	93.8	37.8	85.0	56.9
1978	130.9	35.9	50.8	109.3	66.1	14.6	3.5	2.6	22.2	138.2	51.2	39.2
1979	42.1	69.7	75.4	28.3	1.8	0.7	42.8	11.1	102.1	123.2	45.1	83.7
1980	114.7	30.4	31.9	77.2	50.4	13.4	10.2	8.6	8.0	33.3	91.3	104.1
1981	45.9	42.5	24.6	182.7	13.6	9.0	4.6	15.9	30.1	45.6	5.9	28.4
1982	30.2	64.6	98.2	26.8	17.3	4.7	4.8	31.0	40.9	110.1	69.8	45.5
1983	0.4	25.9	52.8	0.6	12.8	5.0	0.5	63.9	29.4	19.7	36.7	59.4
1984	28.3	71.4	73.9	19.3	93.4	11.8	0.6	18.6	54.1	36.3	77.3	31.8
1985	62.0	11.3	100.7	15.5	65.4	1.5	0.9	0.7	46.5	101.3	152.5	61.6
1986	55.1	69.2	28.4	73.3	5.4	2.9	42.2	4.1	126.6	117.5	71.0	68.5
1987	140.5	124.5	22.2	8.9	34.9	3.7	21.4	0.5	31.4	55.7	106.7	91.1
1988	49.3	11.8	28.0	70.6	70.5	39.8	4.3	2.4	73.3	31.6	39.3	16.2
1989	22.7	23.8	34.1	59.5	37.2	22.9	6.3	55.8	103.3	9.5	72.1	85.1
1990	75.4	3.1	44.4	81.4	18.1	6.2	1.4	27.2	24.7	198.5	123.7	33.6

Tabla I: Precipitación mensual media en Baleares (mm), para cada uno de los meses de la treintena 1961-1990.

La precipitación total mensual se agrupa primero por bimestres. Su valor se designa $P(i,j)$, indicando que corresponde a un bimestre i (desde 1 a 6) de un año j (desde 1961 a 1990). A continuación se ordenan los años, bimestre a bimestre, de menor a mayor en cuanto a la cantidad de precipitación. Esto es equivalente a asignar a cada año del bimestre fijo i el número de orden, $r(i,j) = 1, 2, \dots, J$ (con $J=30$, en nuestro caso), que le corresponde en la distribución ordenada

$$P(i,1) < P(i,2) < \dots < P(i,r) < \dots < P(i,30)$$

Esta ordenación se da en la tabla II.

BIMESTRES	1	2	3	4	5	6
AÑOS/ORDEN						
1961	10	1	16	20	12	7
1962	18	15	29	2	30	28
1963	21	3	3	19	23	21
1964	7	4	6	13	11	30
1965	19	6	10	18	15	2
1966	13	8	24	6	16	6
1967	20	9	11	15	2	16
1968	4	10	22	12	1	22
1969	15	28	15	28	20	20
1970	5	19	13	16	8	17
1971	12	22	12	5	24	29
1972	25	25	26	21	28	25
1973	27	16	20	22	14	14
1974	29	30	4	7	21	3
1975	2	26	25	27	18	26
1976	23	5	21	30	29	5
1977	8	11	30	29	13	15
1978	28	27	23	3	22	8
1979	22	18	1	24	26	12
1980	26	20	18	8	3	23
1981	14	29	8	10	5	1
1982	16	23	7	17	19	11
1983	1	7	5	26	4	9
1984	17	12	27	9	7	10
1985	9	21	19	1	17	27
1986	24	17	2	23	27	13
1987	30	2	14	11	6	24
1988	6	14	28	4	9	4
1989	3	13	17	25	10	18
1990	11	24	9	14	25	19

Tabla II: Ordenación según la precipitación media de cada bimestre de la treintena 1961-1990.

Supongamos que un determinado año, j , ocupa el lugar r en esa distribución; estaría dentro del percentil $R(i,j) = 100r/30\%$. Estos percentiles, $R(i,j)$, se estudiarán con la contingencia de corresponder el año j a extremo cálido o extremo frío, por separado.

Siguiendo los trabajos de Fraedrich, se consideran periodos de tiempo de dos años, centrados en el año de ocurrencia de un extremo OS . Los 12 bimestres de estudio son los formados por los tres últimos del año anterior a un extremo, los 6 del año del extremo y los tres primeros del año siguiente al extremo.

Supongamos ahora que de la distribución $R(i,j)$ se toman, para un cierto bimestre, varios valores de R , siendo la selección al azar. Habría que esperar un valor medio para la muestra que fuera próximo al 50% (aunque, evidentemente, depende del valor de j . En nuestro caso, ese valor medio sería 51.7). Esto, de hecho, constituye la hipótesis nula.

En el presente análisis la selección no se hará al azar sino que se considerarán sólo, como se ha dicho, los bimestres de dos años centrados en años de *El Niño* o de *La Niña*. No se debería esperar, entonces, proximidad a ese valor medio. Para rechazar la hipótesis nula con un nivel de confianza del 90%, Fraedrich señala que, siendo $R(i,j) > \langle R(i,j) \rangle$ (en tanto por uno; 0.517, en nuestro caso), $R(i,j)$ debe superar el valor

$$R(90\%) = \frac{0.5[m(N-m) + m'(m'+1)] + 1.28\sqrt{m(N-m)(N+1)/12}}{Nm}$$

siendo para este estudio $N = J = 30$ y $m = m' = 6$, si se trata de los extremos cálidos, y $m = m' = 7$, si se consideran los fríos. Aplicando la fórmula anterior resulta, para los extremos cálidos

$$R(90\%) = 65.4\%$$

y para los extremos fríos

$$R(90\%) = 64.1\%$$

con lo que se rechazará la hipótesis nula, con un nivel de confianza del 90%, si se superan los valores anteriores, respectivamente, para los extremos cálidos y para los extremos fríos.

Cuando, por el contrario, es $R(i,j) < \langle R(i,j) \rangle$, entonces se toma $m' = N-m$, y se rechaza la hipótesis nula, con un nivel de confianza del 90%, si no se alcanza el valor

$$R'(90\%) = \frac{N+1}{2m} - R(90\%)$$

Aplicada la fórmula anterior para los extremos cálidos resulta un valor

$$R'(90\%) = 37.9\%$$

y, para los extremos fríos,

$$R'(90\%) = 39.2\%$$

valores que no se deberán alcanzar, respectivamente, en los extremos cálidos y en los extremos fríos, para poder rechazar la hipótesis nula, con un nivel de confianza del 90%.

En realidad los valores anteriores se obtienen con la hipótesis de que los conjuntos estadísticos considerados son independientes. En nuestro caso, alguno de los años pertenecen simultáneamente al grupo de extremos cálidos y al de extremos fríos, lo que reduce la ventana de aplicabilidad de la fórmulas anteriores. En este sentido, aceptaremos los valores indicados más arriba pero se tendrá en cuenta que el 90% es en realidad el valor máximo de la confianza, al estar usando conjuntos estadísticos dependientes.

Una vez se tiene la Tabla II, con los números de orden $r(i,j)$, se puede elaborar la correspondiente a la composición de dos años centrados en un año extremo del ciclo OS. (Tabla III), que incluye la información extraída para los bimestres 4, 5 y 6 del año anterior a un extremo, para los 6 bimestres del año del extremo y para los bimestres 1, 2 y 3 del siguiente al evento.

CÁLIDOS												
BIMESTRES	4	5	6	1	2	3	4	5	6	1	2	3
AÑOS/ORDEN												
1965	13	11	30	19	6	10	18	15	2	13	8	24
1969	12	1	22	15	28	15	28	20	20	5	19	13
1972	5	24	29	25	25	26	21	28	25	27	16	20
1976	27	18	26	23	5	21	30	29	5	8	11	30
1982	10	5	1	16	23	7	17	19	11	1	7	5
1986	1	17	27	24	17	2	23	27	13	30	2	14
MEDIA	11.3	12.7	22.5	20.3	17.3	13.5	22.8	23.0	12.7	14.0	10.5	17.7
MEDIA%	37.8	42.2	75.0	67.8	57.8	45.0	76.1	76.7	42.2	46.7	35.0	58.9
FRÍOS												
BIMESTRES	4	5	6	1	2	3	4	5	6	1	2	3
AÑOS/ORDEN												
1964	19	23	21	7	4	6	13	11	30	19	6	10
1966	18	15	2	13	8	24	6	16	6	20	9	11
1970	28	20	20	5	19	13	16	8	17	12	22	12
1973	21	28	25	27	16	20	22	14	14	29	30	4
1975	7	21	3	2	26	25	27	18	26	23	5	21
1978	29	13	15	28	27	23	3	22	8	22	18	1
1988	11	6	24	6	14	28	4	9	4	3	13	17
MEDIA	19.0	18.0	15.7	12.6	16.3	19.9	13.0	14.0	15.0	18.3	14.7	10.9
MEDIA%	63.3	60.0	52.4	41.9	54.3	66.2	43.3	46.7	50.0	61.0	49.0	36.2

Tabla III: Números de orden y percentiles para la precipitación, atendiendo a los extremos del ciclo OS que se produjeron en la treintena 1961-1990.

Para aclarar el significado de esos números, hay que recordar que el número de orden dentro de cada bimestre se asignaba, empezando con un 1, a aquel en que la precipitación es menor y acabando, con un 30, para aquel con mayor precipitación. La media de esos 30 valores es siempre 15.5, que corresponde al 51.7%.

A partir de la tabla III se ha construido la figura 1 en la que se puede ver gráficamente la desviación de los percentiles, respecto a su valor medio, para los extremos cálidos y para los extremos fríos.

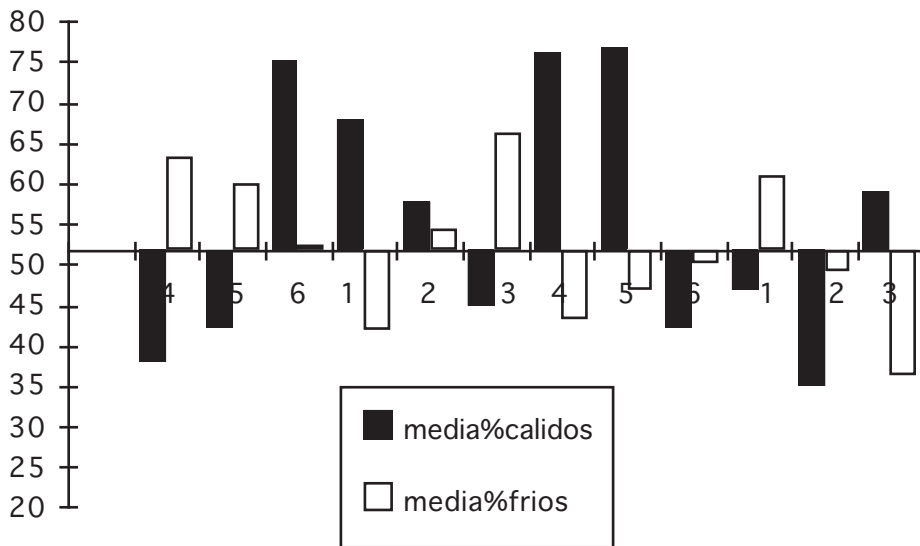


Figura 1: Percentiles de la precipitación para los extremos cálidos y fríos de la OS ocurridos en la treintena 1961-1990.

Resultados

Del análisis de la Tabla III se deduce que, atendiendo a los límites de fiabilidad señalados en el apartado anterior, son significativas las anomalías positivas del bimestre 6 previo al año del *evento cálido*; del 1, 4 y 5 del año del evento y la negativa del bimestre 2 del año siguiente. En el caso del extremo frío de la OS, sólo son significativas la anomalía positiva del bimestre 3 del año del evento y la negativa, también del bimestre 3, del año siguiente. Al igual que en otros estudios (Fraedrich, 1990; Fraedrich y Müller, 1992; Laita y Grimalt, 1996) la señal de la OS es más débil para los extremos fríos que para los cálidos.

Resulta también estadísticamente noticable el hecho de que los años de *evento cálido* son normalmente más lluviosos que la media. Basta, para ello, observar en la Tabla III que, en la mayor parte de los bimestres implicados (24 de los 36), el número de orden que figura es superior al 15.

Del análisis de percentiles anterior se sigue que, en el año siguiente a cualquiera de los dos extremos se produjeron primaveras significativamente secas. La diferencia entre ambos extremos, como se puede deducir de la observación de la Figura 1, está en la llegada de la señal a nuestra zona. En el caso cálido se detectó como significativamente seco el bimestre marzo-abril, mientras que en el frío lo fue el mayo-junio. Este hecho está parcialmente en contradicción con los resultados de Fraedrich, ya que en los extremos fríos de la OS encuentra anomalía negativa de precipitación frente a la positiva de la primera parte del año siguiente al extremo cálido.

En nuestro caso, lo encontrado impediría poder separar los dos extremos. Sin embargo resulta muy interesante llevar a cabo una reconsideración a la vista de los años más secos de la treintena 1961-1990, así como de su variabilidad espacial.

De un trabajo realizado anteriormente, referente a las configuraciones isobáricas en el Mediterráneo occidental para los meses secos de la treintena 1961-1990 (Laita y Grimalt, 1994) se deduce que los cinco años más secos de la treintena de estudio en Baleares fueron, por este orden, 1983, 1965, 1961, 1967 y 1988. De ellos, el primero es el siguiente al extremo cálido de 1982 que ha sido el más intenso de los conocidos, pero también el más anómalo, dando lugar, alrededor de todo el mundo, a perturbaciones climáticas en muchos casos contrarias a las conocidas para otros eventos. El siguiente más seco fue 1965, año siguiente al extremo frío de 1964, pero también año de *El Niño*. Se podría decir que fue año muy seco, pese a ser año de extremo cálido. En realidad, la anomalía podría estar relacionada con el hecho de ser año de *El Niño* en un año en que el anterior y el posterior fueron de *La Niña*. El año siguiente, 1966, fue el octavo más seco de la treintena.

Siguiendo con los cinco años más secos de la treintena, 1961 no parece guardar ninguna relación con la *OS*, aunque sí se debe indicar que está incluido entre dos extremos cálidos sin extremo frío intermedio. Los otros, corresponden, 1967, al siguiente a un extremo frío y 1988 a un *evento frío*. Se ve, por lo tanto, que parece haber una relación entre años especialmente secos en Baleares (los anteriores estuvieron dentro del percentil del 15% de los más secos) y los extremos fríos.

Sin embargo, se sabe que la precipitación es altamente variable, tanto en el tiempo como en el espacio. El anterior análisis de contingencia entre años especialmente secos y la *OS* se puede también considerar para estaciones pluviométricas de zonas muy lluviosas o de zonas muy secas de Mallorca. Esto permitirá ver si lo previamente indicado para la precipitación media del archipiélago es aplicable localmente.

Como ejemplo de estación seca se puede considerar la de Ses Salines-Sa Vall, situada próxima al extremo meridional de la Isla. La precipitación anual osciló entre los 200 mm de 1965 y los 592 mm de 1972, año de *El Niño*. En esta estación los años más secos de la treintena 1961-1990 fueron, por este orden, el ya citado de 1965, 1983, 1967, 1968 y 1961. Obsérvese que, salvo el orden, sólo se cambia 1988, extremo frío, por 1968, que no corresponde a extremo alguno. Para el ejemplo de estación pluviométrica de la zona más húmeda de Mallorca se considera la de Alaró-S'Hort Nou, en la región montañosa septentrional. En la treintena considerada la precipitación osciló desde los 577 mm del repetido 1965 a los 1231 mm de 1969, también extremo cálido, como 1972. Los años más secos fueron allí, 1965, 1961, 1967, 1989 y 1983. El único cambio es la aparición de 1989 entre los años más secos. En este caso la incorporación corresponde a un año que es inmediatamente siguiente a un *evento frío*.

Como consecuencia de lo anterior se deduce que la teleconexión, en relación con la sequía, si existe, se debe dar tras el inicio del extremo frío, o *La Niña*, y con un retraso del orden de un año.

Conclusión

La teleconexión trópico-extratropical considerada en relación a la precipitación en Baleares, no es demasiado clara. La señal de la OS, más débil para los extremos fríos, se aprecia por medio de menor precipitación en la mitad del año siguiente a cualquiera de los extremos. La señal llegaría antes (segundo bimestre) tras el evento cálido que tras el evento frío (tercer bimestre).

En cuanto a la precipitación total parece claro que los años de *El Niño* fueron lluviosos mientras que los siguientes a años de *La Niña* se caracterizarían por ser años especialmente secos.

Referencias

- Berlage, H. P., 1957: «Fluctuations of the general atmospheric circulation of more than one year, their nature and prognostic value». *K. Ned. Meteor. Inst. Meded. Verh.*, 69, 152 pp.
- Bjerknes, J., 1961: «El Niño study based on an analysis of ocean surface temperatures». *Inter Am. Trop. Tuna Comm. Bull.*, 5, 217-234.
- Bjerknes, J., 1966a: «Survey of El Niño 1957-58 in its relation to tropical Pacific meteorology». *Inter Am. Trop. Tuna Comm. Bull.*, 12, 1-62.
- Bjerknes, J., 1966b: «A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature». *Tellus*, 18, 820-829.
- Bjerknes, J., 1969: «Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific». *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163-172.
- Brunet, M. y D. López, 1991: «La influencia de la Oscilación Austral en los regímenes pluviométricos de la fachada atlántica española». En *Sociedad y Territorio*. XII Congreso Nacional de Geografía. AGE Universidad de Valencia. 121-126
- Cadet, D. y R. Garnier, 1988: «L'oscillation australe et ses relations avec les anomalies climatiques globales». *La Météorologie*, 21, 4-18.
- Delannoy, H., 1982: «Introduction à l'étude des relations entre les températures des eaux océaniques et les précipitations côtières marocaines». *Noroi*, 116.
- Ekman, V. W., 1905: «On the influence of the Earth's rotation on ocean currents». *Arch. Math. Astron. Phys.*, 2, N° 11.
- Flohn, H. y H. Fleer, 1975: «Climatic teleconnections with the equatorial Pacific and the role of ocean/atmosphere coupling». *Atmosphere*, 13, 98-109.
- Fraedrich, K., 1990: «European Grosswetter during the warm and cold extremes of the El Niño/Southern Oscillation». *Int J. Climatol.*, 10, 21-31.
- Fraedrich, K. y K. Müller, 1992: «Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes». *Internal. J. Climatol.*, 12, 25-31.
- Fraedrich, K., K. Müller y R. Kuglin, 1992: «Northern hemisphere circulation regimes during extremes of the El Niño/Southern Oscillation». *Tellus*, 44A, 33-40.
- Julian, P. R. y R. M. Chervin, 1978: «A study of the Southern Oscillation and Walker Circulation phenomenon». *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1433-1451.
- Laita, M. 1995: *El fenómeno del Niño y su influencia climática en el Mediterráneo Occidental*. Dpt. Ciències de Terra. Universitat de les Illes Balears. Tesis Doctoral. Inédita.
- Laita, M. y M. Grimalt, 1994: «Análisis objetivo del campo de presión en el Mediterráneo Occidental y clasificación del mismo para meses secos en las Islas Baleares». En A. Justicia/ R. Dominguez, E. García, Eds. *Perfiles Actuales de la Geografía Cuantitativa en España*. Universidad de Málaga/AGE, 117-128.
- Laita, M. y M. Grimalt, 1996: «Cyclonic and anticyclonic patterns in the western Mediterranean during El Niño/Southern Oscillation extremes». *Int. Climatol.* (en prensa).

- Linés, A. y A. Mabres, 1992: «Repercusiones del fenómeno El Niño en escenarios lejanos». En *Paleo Enso Records*. Extend abstracts, 173-174
- Namias, J., 1978: «Multiple causes Of the North American abnormal winter 1976-77». *Mon. Wea. Rev.*, 106, 279-295.
- Namias, J. y D. R. Cayan, 1984: «El Niño: Implications for forecasting». *Oceanus*, 27, 41-47.
- Philander, S. G. H., 1989: *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. Academic Press, New York.
- Quinn, W. H., 1987: «El Niño», en *Encyclopedia of Climatology*, 411. Oliver, J. E. y R. W. Fairbridge, Eds., Van Nostrand Reinhold, New York.
- Rasmusson, E. M. y T. C. Carpenter, 1982: «Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño». *Mon. Wea. Rev.*, 110, 354-384.
- Ropelewski, C. F. y M. S. Halpert, 1987: «Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/ Southern Oscillation». *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1607-1626.
- Sette, O. E. y J. D. Isaacs, Eds., 1960: «The changing Pacific Ocean in 1957 and 1958». *Invest. Rep.*, 7. Calif. Coop. Ocean Fish., Scripps Inst. of Oceanogr., La Jolla, Calif.
- Walker, G. T., 1923: «World weather I». *Mem. Indian Meteor. Dep.*, 24, 75-131.
- Walker, G. T. y E. W. Bliss, 1932: «World weather V». *Mem. R. Meteor. Soc.*, 4, 53-84.
- Wilby, R., 1993: «Evidence of ENSO in the synoptic climate of the British Isles since 1880». *Weather*, 48, 234-239.