

UNIVERSIDAD DE CANTABRIA

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS Y TÉCNICAS
DEL AGUA Y DEL MEDIO AMBIENTE

TESIS DOCTORAL

VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL DEL RECURSO
SURF: METODOLOGÍA Y RESULTADOS

Presentada por: ANTONIO ESPEJO HERMOSA

Dirigida por: IÑIGO J. LOSADA RODRIGUEZ
FERNANDO J. MÉNDEZ INCERA

Junio 2011

CAPÍTULO 2

ESTADO DEL ARTE

2.1. Introducción

El punto de partida de cualquier trabajo de investigación es el análisis y revisión de los trabajos y aportaciones ya existentes sobre el problema planteado. Debido al marcado carácter multidisciplinar de esta tesis, cuyo tema de estudio abarca un amplio abanico de materias, puede ser que algunos de los temas tratados en este capítulo sean ya conocidos por el lector. Sin embargo, con el objetivo de ofrecer las bases generales de conocimiento necesario para abordar el problema planteado, en este capítulo se describen los principales procesos y conceptos involucrados en la disponibilidad de condiciones de surf, desde la caracterización de olas surfeables al análisis y la variabilidad climática del oleaje.

Este capítulo se ha estructurado en cuatro apartados, cada uno dedicado a analizar los procesos naturales que intervienen en las distintas escalas planteadas en el Capítulo 1. En primer lugar, en el apartado 2.2. se parte de la descripción de los parámetros que caracterizan la surfeabilidad a escala de rompiente. En el apartado 2.3. se presenta una introducción al análisis del oleaje, disciplina fundamental para entender el fenómeno del cual el surf depende. Finalmente, en el apartado 2.4. se presenta un resumen de la circulación general de la atmósfera, el clima y la variabilidad climática, base sin la cual no es posible interpretar los resultados obtenidos en los estudios más relevantes relacionados con la variabilidad espacio-temporal del oleaje

2.2. Parámetros que definen la surfeabilidad a escala de rompiente

El término surfeabilidad, aplicado a escala de rompiente, se refiere al grado de idoneidad de ésta para la práctica del deporte surf. Una revisión detallada de los parámetros que rigen la surfeabilidad del oleaje en la zona de rompientes fue realizada por Scarfe *et al.* (2003). Los cuatro parámetros más importantes para la caracterización de las olas surfeables son: la altura de ola en rotura, el ángulo de rotura, la intensidad de rotura y la longitud de la sección de la ola. Además de los parámetros citados, se han incorporado en este apartado factores o variables que pueden afectar a los anteriores, estos son:

viento, nivel del mar y velocidad de la corriente, como elementos, cuya afección a la calidad de la rotura del oleaje puede ser determinante.

2.2.1. Altura de ola en rotura, H_b

La altura de ola en rotura está considerada como uno de los parámetros más importantes en una rompiente o *spot*, al condicionar el nivel de destreza requerido. La altura de la ola puede variar entre olas consecutivas, entre series (grupos de olas) consecutivos, o incluso a lo largo de la rotura de una misma ola, debido a las interacciones no lineales y al efecto del viento (Scarfe, 2008). La estimación de la altura de ola puede resultar subjetiva, ya que cada grupo de surfistas desarrolla su propio método para medir las olas (Battalio, 1994). A pesar de las distintas escalas utilizadas, se recomienda el uso de la medida oceanográfica de la altura de ola (desde el seno a la cresta) ya que ésta puede ser medida por los diferentes instrumentos comúnmente empleados.

Los límites surfeables en la altura de ola se encuentran entre 1 y 20 m (Mack, 2003), aunque alturas de ola menores pueden propulsar a personas de peso reducido o a aquellas con un alto nivel de destreza. La mejora en la hidrodinámica de las tablas de surf, así como el empleo de motos de agua para remolcar al surfista, ha hecho que en los últimos años se haya incrementados el límite superior de altura de ola surfeable. En este trabajo se asume que el umbral a partir del cual se puede surfear una ola es de $H > 0.5$ m. El límite superior, o la altura de ola máxima surfeable, no está claramente establecido, aunque se asume, que para un nivel de destreza intermedio, este umbral se sitúa entre los 4 o 5 m.

2.2.2. Ángulo de rotura, *wave peel angle*

Según Dally (1989), una ola surfeable es aquella, sobre la cual, un surfista puede mantener una velocidad superior o igual a la velocidad de avance lateral del vórtice sobre el frente de onda. Para que esto sea posible, la ola no debe romper simultáneamente a lo largo de todo el frente. Si esto sucede se dice que la ola cierra, pues el *peel angle* es demasiado pequeño. Este parámetro fue propuesto por Walker y

Palmer (1971) y es quizás el parámetro más determinante en la surfeabilidad de una rompiente. El *peel angle* se define como el ángulo entre la línea de rotura y la tangente del frente en el punto de rotura. Ángulos pequeños producen olas que rompen longitudinalmente muy rápido, los valores de $\alpha = 0^\circ$ producen olas en las que todo el frente rompe al mismo tiempo, imposibilitando el desplazamiento del surfista a través del mismo. Ángulos altos de rotura generan olas que rompen longitudinalmente más despacio. Si éste es próximo a los $\alpha = 90^\circ$, el surfista experimentará una velocidad de desplazamiento demasiado lenta, de manera que la rompiente no resulta surfeable.

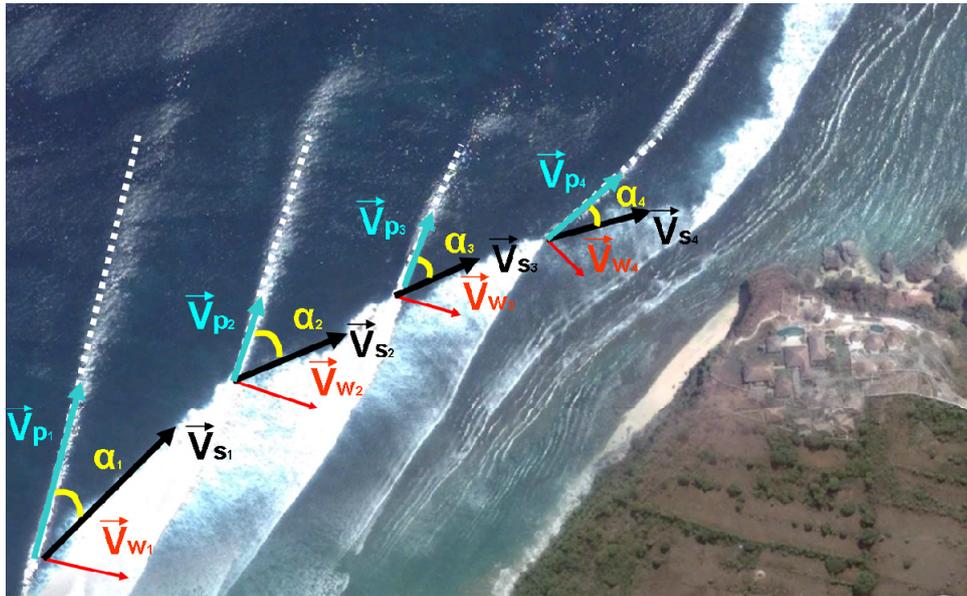


Figura 2.1. Ilustración del vector celeridad de onda, \vec{v}_w ; vector velocidad de rotura longitudinal del frente o *peel rate*, \vec{v}_p ; velocidad de desplazamiento del surfista, \vec{v}_s ; y ángulo de rotura ó *peel angle*, α .

Fuente: Google Earth, elaboración propia.

Con la intención de explicar este parámetro se presenta la figura 2.1. En ella se ha señalado el vector de celeridad de la onda, \vec{v}_w y la velocidad de rotura longitudinal del frente, \vec{v}_p . La suma de estos dos vectores, indica la velocidad de desplazamiento que experimenta el surfista, \vec{v}_s y el *peel angle*, α . La ventaja que presenta la caracterización de la surfeabilidad mediante el empleo del ángulo de rotura, en lugar de la velocidad de rotura longitudinal del frente, es que α puede ser medido mediante fotografías aéreas.

En la figura 2.1 se muestra una vista aérea del famoso *spot* balinés de Imposibless, en la Península de Bukit (Indonesia). En la imagen se pueden apreciar 4 frentes de onda que rompen hacia la izquierda (según el punto de vista del surfista). Al observar el tramo de

espuma blanca de las olas rotas, se distinguen tres secciones en función de los diferentes ángulos de rotura que las olas forman al avanzar hasta la línea de costa. El primer tramo, $\alpha_1 \approx 25^\circ$ corresponde a la zona de inicio de la rotura; es una sección rápida que requiere alcanzar una alta velocidad, su longitud es aproximadamente de 200 m. Los siguientes tramos, $\alpha_2 = \alpha_3 \approx 45^\circ$ corresponden a la segunda sección, ésta mucho más lenta y maniobrable que la anterior, con un recorrido próximo a los 200 m. El último tramo, $\alpha_4 \approx 20^\circ$ corresponde al final del recorrido, ya que el frente de ola alcanza una dirección paralela al contorno de tierra, en este punto, $\alpha \approx 0^\circ$ por lo que la ola deja de ser surfeable.

Si se asume un oleaje típico en esta zona del Índico, $H_s = 2.5$ m y $T_p = 16$ s siendo H_s la altura de ola significativa y T_p el periodo de pico, se puede estimar la velocidad de avance del surfista en cada una de las secciones. Para ello se utiliza un criterio de rotura sencillo, en el que $H_{sb} = 0.8h$, siendo h la profundidad de la columna de agua a la cual, la ola rompe y H_{sb} la altura de ola significativa en rotura. Como la velocidad de una onda en profundidades reducidas es $|\vec{V}_w| = \sqrt{gh}$, al asumir que no existen gradientes longitudinales en la altura de ola, se obtiene que $|\vec{V}_w| = 5.5$ m/s. Por lo tanto, la velocidad de rotura longitudinal del frente será aproximadamente de 11.8, 7 y 14.6 m/s respectivamente. Así, la velocidad que experimenta el surfista en cada una de las secciones es de 13, 7.8 y 16 m/s. Evidentemente, durante el proceso tridimensional de rotura de una ola, existen variaciones longitudinales en el frente, de manera que la celeridad deja de ser constante, según indican los vectores representados en la figura 2.1. Según las velocidades calculadas, resulta obvio que solo la sección central de Imposibles es surfeable, ya que las secciones 1 y 3 resultan demasiado rápidas para un nivel de destreza medio-alto, de ahí el nombre del *spot*.

Hutt (2001) investigó las relaciones existentes entre el ángulo de rotura, la altura de ola y el nivel de destreza del surfista obteniendo los resultados que se muestran en la tabla 2.1.

Nivel de destreza	Descripción	$H_s(m)$	α°
1	Principiantes, no se deslizan por la pared, surfean la sección rota de la ola	0.7-1.0	--
2	Capaz de deslizarse por la pared de la ola	0.65-1.5	70
3	Capaz de generar velocidad, "pumping"	0.6-2.5	60
4	Capaz de realizar maniobras básicas ocasionalmente	0.55-4.0	55
5	Capaz de realizar maniobras básicas consecutivamente	0.5 +	50
6	Capaz de realizar maniobras avanzadas ocasionalmente	0.45 +	40
7	Capaz de realizar maniobras avanzadas consecutivamente	0.40 +	29
8	Profesional	0.35 +	<27

Tabla 2.1. Ángulo de rotura en función de la altura de ola significativa y el nivel de destreza del surfista (Hutt *et al.*, 2001).

En la figura 2.2 se muestra un ábaco que relaciona los niveles de destreza descritos en la tabla 2.1 con la altura de ola y el ángulo de rotura, Hutt (2001). Nótese como para niveles intermedios (niveles 5 y 6), el *peel angle* oscila entre 35° y 60° .

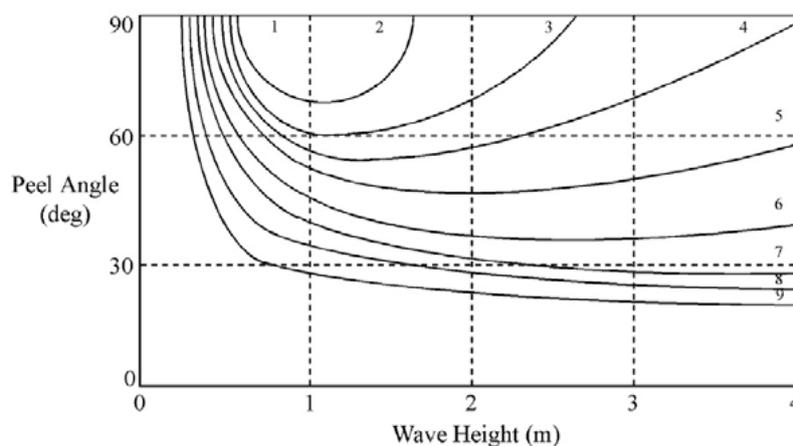


Figura 2.2. Ángulo de rotura en función de la altura de ola y el nivel de destreza del surfista (Hutt *et al.*, 2001).

2.2.2.1. El ángulo de rotura en una rompiente de surf

Como se ha visto, la batimetría ha de contener una serie de características específicas encaminadas a producir la rotura oblicua del oleaje. Estas propiedades se hacen más evidentes al considerar un fondo ideal, batimetría recta y paralela, figura 2.3. En dirección tierra-mar, la profundidad aumenta hasta que a cierta distancia, el fondo se hace horizontal, a este sector se le denomina plataforma. El ángulo de incidencia θ , queda definido por el ángulo que forma la normal a la línea de costa, y la dirección de propagación del oleaje. Por tanto, para un oleaje que rompa oblicuamente en la playa con un ángulo θ_b , este será igual al *peel angle*, como puede apreciarse en la figura 2.3.

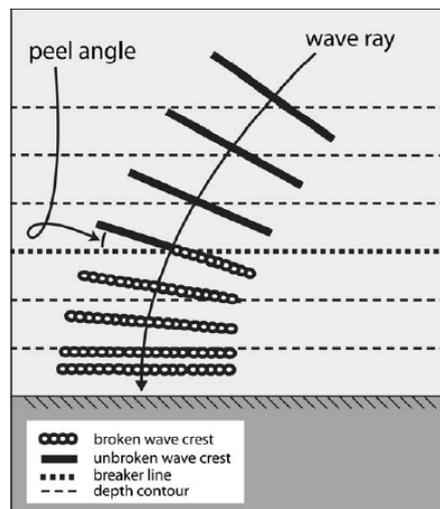


Figura 2.3. Incidencia oblicua del oleaje en una playa con batimetría recta y paralela y *peel angle*, (Henriquez *et al.*, 2004)

La Ley de Snell resuelve la relación entre el cambio de dirección y celeridad de una onda que se aproxima oblicuamente a la costa a través de un fondo uniforme (refracción); ésta puede ser expresada según:

$$\frac{\text{sen } \theta}{\text{sen } \theta_0} = \frac{C}{C_0} \quad (2.1)$$

donde el subíndice 0 indica profundidades indefinidas, siendo C la celeridad de la onda. Según la teoría del rayo, la energía contenida entre dos rayos consecutivos se mantiene a lo largo de toda su longitud, por lo que el flujo de energía es constante:

$$H = H_0 \sqrt{\frac{Cg_0}{Cg}} \sqrt{\frac{\cos \theta_0}{\cos \theta}} \quad (2.2)$$

donde Cg es la celeridad de grupo, velocidad a la cual se propaga la energía de la ola. La parte $\sqrt{\frac{Cg_0}{Cg}}$ corresponde al cambio en la velocidad de grupo (asomeramiento), mientras que $\sqrt{\frac{\cos \theta_0}{\cos \theta}}$ corresponde a la convergencia/divergencia de los rayos (refracción). En profundidades reducidas, la velocidad de grupo disminuye, mientras que $\cos \theta$ aumenta. Si se toma un criterio de rotura sencillo del tipo $H_{sb} = 0.8h_b$ (siendo h_b la profundidad de rotura), en el punto en el cual se inicia la rotura, se tiene que:

$$h_b = \frac{H_0}{0.8} \sqrt{\frac{Cg_0}{Cg_b}} \sqrt{\frac{\cos \theta_0}{\cos \theta_b}} \quad (2.3)$$

De esta expresión se deduce que en una playa con batimetría recta y paralela, la profundidad de rotura varía con el peralte de la ola y el ángulo de incidencia. Por tanto, cabe preguntarse si es posible la ocurrencia de olas surfeables en playas con batimetría recta y paralela, o lo que es lo mismo, ¿es posible que las olas rompan con un *peel angle* superior a 35° ? Para resolver esta cuestión es suficiente con calcular el ángulo de incidencia del oleaje con el que se obtendrían mayores valores de ángulo de rotura. Si se despeja $d\theta_b/d\theta_0$, asumiendo que las olas rompen siempre en profundidades reducidas, se tiene que el ángulo de incidencia con el que se obtienen mayores valores del *peel angle* es, $\theta_{0\max} = \arctan \sqrt{5} \approx 66^\circ$, ya que la ley de Snell no es válida para $\theta_0 \geq 90^\circ$. Así, al calcular el ángulo de rotura para diferentes peraltes asumiendo una incidencia oblicua, $\theta_0 = 66^\circ$ se obtienen los resultados que se muestran en la figura 2.4.

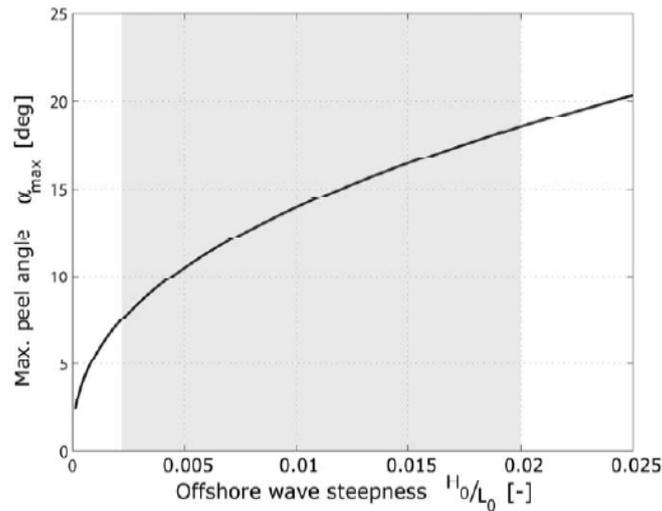


Figura 2.4. Ángulo de rotura en función del peralte de la ola para un playa con batimetría recta y paralela; ángulo de incidencia, $\theta_0 = 66^\circ$ (Henriquez *et al.*, 2004)

Como puede apreciarse, el ángulo de rotura máximo obtenido en una playa de batimetría recta y paralela, varía entre 2.5° y 20° , lo cual resulta ser no surfeable. Sin embargo, en muchas rompientes catalogadas como *world class*, ocurre que los frentes inciden más o menos paralelos al contorno de tierra. Esto es debido a la existencia de la plataforma, responsable de la alineación de los frentes, mientras que la rotura se inicia por una irregularidad local cuya orientación es diferente al resto de la batimetría, tal como se muestra en la figura 2.5:

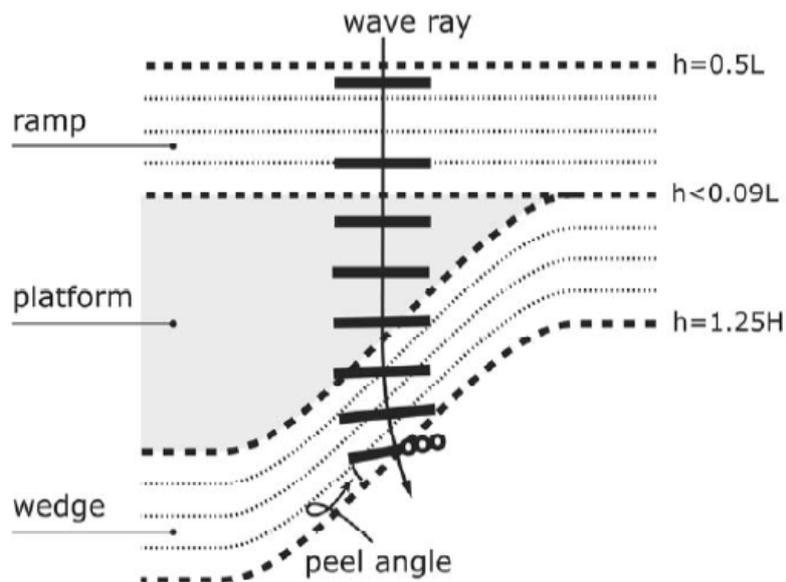


Figura 2.5. Esquemática de la batimetría de un arrecife de surf. Tomado de Mead y Black (2001b).

El esquema que se muestra en la figura 2.5, fue descrito por Mead y Black (2001b), en el se pueden apreciar los tres componentes típicos de una rompiente de surf: la rampa, la plataforma y la cuña.

El ángulo de rotura en una rompiente puede variar dependiendo de la dirección del oleaje incidente. Esto hace que determinados *spots* solo funcionen o produzcan mejores olas ante determinadas direcciones del oleaje. En la figura 2.6 se muestran los patrones de concentración del oleaje o *wave focussing* que aparecen en la rompiente californiana de Trestles en función de la dirección del oleaje. Nótese como para oleajes con dirección WNW, el gradiente de altura de ola favorece la generación de olas surfiables en las rompientes de Uppers y Church y San Onofre con olas que rompen hacia la derecha. Mientras que oleajes con dirección SSW, generan mejores olas, en este caso de izquierdas en Cotton, Loweres y Church.



Figura 2.6. Patrones de surf en función de la dirección del oleaje incidente en la zona de surf californiana de Trestles. Fuente: www.surflines.com.

2.2.3. Intensidad o forma de rotura

El que una ola rompa con mayor o menor peralte depende fundamentalmente de la pendiente del fondo, la altura y el periodo asociados. Galvin (1968), describió y clasificó la rotura del oleaje en cuatro categorías que son de vital importancia desde el punto de vista del surfista, éstas son:

- **Descrestamiento, *spilling***: Este tipo de rotura ocurre cuando la cresta de la ola se desmorona sobre el frente, cuyo peralte es bajo, siendo frecuente cuando el fondo es muy tendido. Olas que rompen en *spilling* son surfiables, aunque su

escaso peralte no permite alcanzar velocidades elevadas; por ello, son adecuadas para la iniciación en el surf. Los surfistas utilizan el adjetivo de olas *fofas* para referirse a este tipo de rotura.

- **Voluta, *plunging*.** Este tipo de rotura ocurre cuando la cresta de la ola rompe sobre la base del frente generando la forma característica tubular (vórtice). El elevado peralte que alcanzan estas olas permite al surfista generar altas velocidades. Además posibilita realizar la maniobra reina del surf, el tubo. Los surfistas conocen este tipo de rotura como *hueca*, siendo ésta la forma preferida por la mayoría.
- **Colapso, *collapsing*.** Este tipo de rotura ocurre cuando la ola permanece peraltada hasta que su frente colapsa, formando una estructura turbulenta irregular. Este régimen es frecuente en los fondos de arrecife, cuando la marea está demasiado baja y el fondo no está suficientemente sumergido. Este tipo de rotura no se considera surfeable, aunque aquellas olas con rotura intermedia entre voluta y colapso son las preferidas en la modalidad de *bodyboard*.
- **Oscilación, *surging*.** Ocurre cuando la ola, debido a la elevada pendiente del fondo, no llega a romper, de manera que la superficie del agua simplemente oscila al llegar al contorno de tierra. Este régimen es no surfeable.

El número de Iribarren es un parámetro que permite estimar la forma de rotura al conocer los parámetros antes indicados. Este, viene definido, según Battjes (1974) como:

$$Ir = \frac{\beta}{\sqrt{\frac{H_b}{\lambda_0}}} \tag{2.4}$$

donde H_b es la altura de ola en el punto de rotura, λ_0 es la longitud de onda en profundidades indefinidas y β la pendiente del fondo. La interpretación física de este parámetro es que el tipo de rotura depende de la relación entre la pendiente del fondo y

el peralte de la ola. En la tabla 2.2 se muestran los valores típicos del número de Iribarren de cada tipo de rotura.

Rotura	Rango
Oscilación/Colapso	$I \geq r^2$
Voluta	$0.4 \leq Ir < 2$
Descrestamiento	$Ir < 0.4$

Tabla 2.2. Rangos de Ir según tipo de rotura.

Conviene aclarar que estos valores fueron obtenidos experimentalmente para olas incidiendo sobre un fondo plano, ortogonalmente sobre el mismo.

Por tanto, sólo las olas que rompen entre descrestamiento y voluta son adecuadas para el surf, pero para que una ola sea clasificada como *world class*, ha de presentar secciones largas de tubo o rotura en voluta (Mead y Black, 2001c). Sayce (1997,1999) introdujo el término de intensidad de rotura, para caracterizar los diferentes tipos de rotura en voluta, ya que los rangos establecidos por Battjes (1974) son demasiado amplios (ver tabla 2.2). Mead y Black (2001c) utilizaron este concepto para establecer relaciones entre la pendiente del fondo y la forma del vórtice. La forma del vórtice o *vortex ratio*, puede ser caracterizada mediante el ajuste de la forma del vórtice a una curva cuadrática, según se muestra en la figura 2.7.

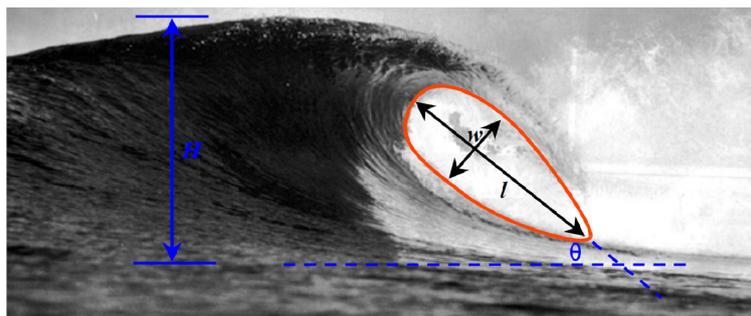


Figura 2.7. Ilustración de los parámetros empleados para el cálculo del índice del vórtice Tomado de Mead y Black (2001c).

El índice de vórtice o *vortex index* (V_i) se define según la relación siguiente:

$$V_i = w/l \quad (2.5)$$

Así, la rotura en voluta extrema ocurre con valores bajos del índice de vórtice mientras que la rotura en voluta suave ocurre con valores altos de dicho índice.

2.2.4. Longitud de la sección

El frente de ola, durante el proceso de rotura, experimenta una serie de procesos que hace que éste cambie de dirección y altura, cambios éstos que pueden ser observados en una vista aérea como la de la figura 2.1. Aunque una ola ideal debería romper uniformemente, con una velocidad y altura constante durante todo su recorrido, éstas frecuentemente rompen en secciones de una longitud determinada. En realidad, la gran mayoría de las olas presentan dos o más secciones, en las cuales puede apreciarse variaciones en altura de ola, dirección y ángulo de rotura. De hecho, la existencia de diferentes secciones puede ser deseable para niveles de destreza avanzados, lo cual permite realizar una mayor variedad de maniobras. Aludiendo al ejemplo de la figura 2.1, donde se pueden diferenciar claramente tres secciones, cada surfista, en función de su habilidad, elegirá una u otra para realizar el *take off*. De esta manera los más experimentados se situarán al comienzo de la ola, mientras que los menos experimentados elegirán la segunda sección, cuyo *peel angle* es menor.

2.2.5. Factores que modifican los parámetros de surfeabilidad

2.2.5.1. Viento

El viento en mar abierto es el elemento responsable de la generación del oleaje que incide en las distintas rompientes de surf, especialmente si el periodo asociado es superior a los 7 segundos, lo cual es favorable para la práctica este deporte. El viento local también juega un papel importante en la mejora o detrimento de la calidad de las olas en rotura (Pratte *et al.*, 1989). El viento ideal sopla directamente de tierra a mar, *offshore*. Este viento, además de suavizar la superficie del agua, retrasa la rotura y hace que un mayor número de olas rompan en voluta (Schrope, 2006). Investigaciones realizadas por Chen *et al.* (2004) y por Feddersen y Veron (2005) encontraron que vientos opuestos a la dirección de propagación del oleaje modificaban la relación en rotura entre H_b y h_b . De

manera que olas de un mismo tamaño rompían sobre menor profundidad en presencia de vientos *offshore*, aumentando así la intensidad de rotura. Sin embargo, vientos soplando hacia la costa crean pequeñas ondulaciones, *choppy*, que hacen que la ola rompa en secciones y con una forma irregular, menos predecible, llegando incluso a hacer que las condiciones dejen de ser aptas para el surf.

Hoy día, existen modelos numéricos que simulan con gran precisión la rotura del oleaje, y aunque este fenómeno es claramente tridimensional, aproximaciones bidimensionales del proceso podrían ser empleada para el cálculo de la rotura del oleaje, pudiendo establecerse relaciones más fiables entre los distintos parámetros del oleaje, el fondo y el viento. En este sentido, Chen, Kaihatu y Hwang (2004), analizaron los efectos del viento en la rotura del oleaje a través de las ecuaciones de Boussinesq, validando sus resultados en laboratorio. En este trabajo, se obtuvo un criterio de rotura que consideraba la velocidad del viento por medio del número de Froude (Fr), calculado según la expresión:

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{gH_p}} \quad (2.6)$$

donde U es la velocidad del viento a un nivel de referencia dado y H_p es la altura de ola generada (en laboratorio). En la figura 2.8, se observa como la relación entre Δd , variación de la profundidad de rotura en presencia o no de viento, y d profundidad de rotura en presencia de viento, cambia en función del valor de Fr . Un valor positivo de Fr corresponde a un viento soplando en dirección agua-tierra, y un valor de Fr negativo corresponde a viento terral.

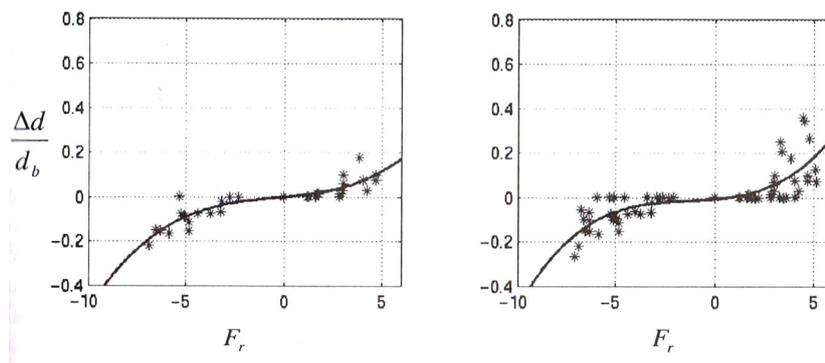


Figura 2.8. Efecto del viento en la localización del punto de rotura. Descrestamiento (izquierda), voluta (derecha). King y Baker (1996).

Los resultados muestran como vientos *onshore* causan la rotura temprana de la ola, y viceversa para vientos *offshore*. Experimentos anteriores, Douglass (1990), King y Baker (1996), concluyeron que la velocidad del viento no influye en la altura de ola en rotura; sin embargo, demostraron que la relación entre H_b y h_b se veía afectada por este factor.

Las mejores condiciones de surf ocurren con brisas suaves de dirección *offshore*. Sin embargo, velocidades de viento demasiado elevadas pueden perjudicar la calidad de las condiciones. Por un lado, el viento puede limitar la velocidad de remada, llegando al punto de que resulte imposible alcanzar la velocidad mínima para realizar el *take off*. El segundo motivo, es la agitación de la superficie generada por el viento, ya que el punto de rotura se encuentra a cierta distancia del contorno de tierra. Así, vientos demasiado intensos pueden restar calidad a la sesión de surf, incluso siendo de una dirección favorable.

2.2.5.2. Corrientes

Las corrientes que fluyen alrededor de la zona de rompientes son de vital importancia a la hora de determinar la surfeabilidad de una rompiente. Puede darse el caso de que las condiciones de oleaje sean perfectas, pero la corriente sea tan fuerte, que para el surfista sea imposible llegar a la zona del *take off* o zona donde la ola comienza a romper. Henriquez (2005) realizó investigaciones acerca de las velocidades típicas de remada que un surfista puede mantener durante una jornada de surf, las mediciones fueron realizadas en aguas en reposo en ausencia de corrientes. Los resultados que Henriquez obtuvo se presentan en la tabla 2.3.

Tipo de remada	Shortboard 6'3"	Longboard 9'3"
Remontada	0.9	1.0
<i>Take-off</i> lento	1.3	1.4
<i>Take-off</i> rápido	1.8	1.9

Tabla 2.3. Velocidades medias de remada en m/s para diferentes modalidades de surf (Henriquez *et al* 2005).

Es sabido que corrientes de retorno intensas pueden restar calidad a la ola, pues cuando ésta viaja a través de la zona de rotura, crea irregularidades en el frente que inducen una rotura impredecible. Aun así, si la corriente de retorno se sitúa en una zona que no interfiere con la rotura de la ola, puede ser aprovechada por el surfista para volver a la zona del *take off*.

2.2.5.3. Marea astronómica

La marea es un factor que todo surfista ha de tener en consideración antes de decidir cuándo y dónde será la próxima sesión de surf. La marea, además de influir en la formación geomorfológica de los sistemas costeros, condiciona tanto la calidad de las olas, como el momento en el que éstas ocurren, siendo constatable además las variaciones en la magnitud del oleaje y las corrientes inducidas por este proceso.

La marea es el cambio periódico del nivel del mar, producido principalmente por las fuerzas gravitacionales que ejerce el sistema Tierra-Luna-Sol. Las mareas son máximas cuando el Sol se encuentra en el plano ecuatorial, por lo que las mareas equinocciales son las mayores del año. Hoy día existen numerosos modelos que asimilan información del nivel del mar de satélites y mareógrafos. Estos modelos, estiman el nivel del mar en cualquier lugar e instante a partir de las componentes armónicas de la marea (ver Figura 2.9).

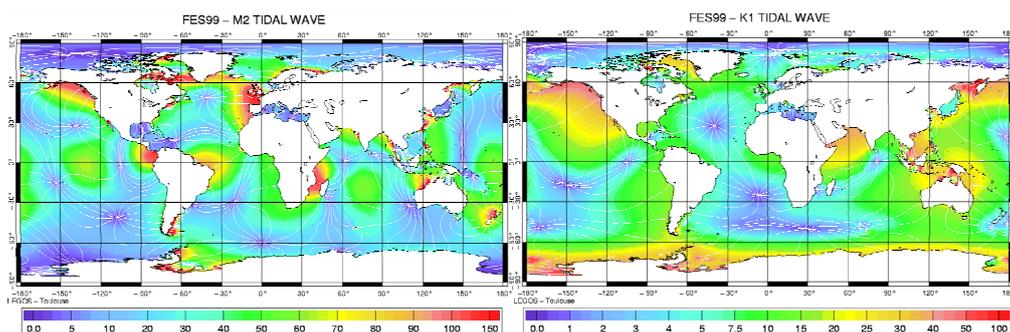


Figura 2.9. Amplitud de las componente astronómicas M2 y K1 en cm, líneas cotidales y pintos anfidrómicos. Fuente: <http://www.aviso.oceanobs.com>

En la naturaleza, existen multitud de formas batimétricas que al interaccionar con el oleaje son capaces de generar buenas condiciones de surf, algunas de ellas necesitan niveles de marea mínimos para que su efecto sea óptimo, otras funcionan mejor con niveles intermedios o altos, mientras que otras podrán generar olas surfeables durante

todo el ciclo de marea. El que una rompiente presente su óptimo funcional a un nivel determinado de marea o por el contrario, que no se vea afectada por esta, depende de:

- La altura y periodo del estado de mar incidente.
- La carrera de marea.
- La cota máxima y mínima del elemento batimétrico (banco de arena o arrecife).

En la figura 2.10 se muestra el esquema básico de funcionamiento de una rompiente con el objetivo de ilustrar el efecto que las variaciones del nivel del mar producen en la surfeabilidad. El esquema muestra una rompiente tipo, ésta presenta su óptimo funcional a un nivel intermedio de marea, cuando la profundidad sobre el elemento batimétrico, h , relativa a la altura de ola es aproximadamente $H_{sb} = 0.8h$. Si la irregularidad en el fondo se encuentra demasiado profunda $h \gg 1.2H_s$, ésta no provocará la rotura del oleaje, careciendo así de funcionalidad. En el caso de que el elemento batimétrico se encuentre emergido o demasiado somero, el oleaje romperá antes de llegar a él, por lo que la rompiente deja de ser surfeable. Como se ha dicho anteriormente, la mayoría de las rompientes presentan un óptimo funcional a un nivel de marea determinado, por tanto, cuanto menores o más lentas sean las variaciones del nivel del mar, más tiempo será posible la práctica del surf ante unas determinadas condiciones de oleaje.

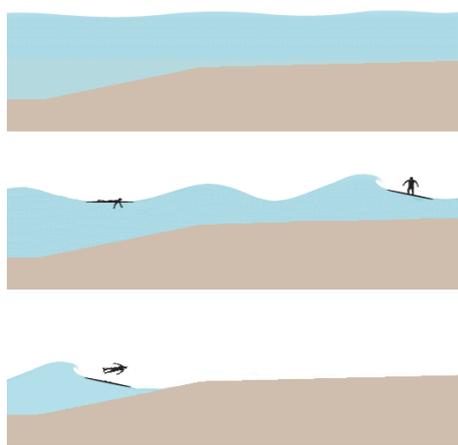


Figura 2.10. Esquema de funcionamiento de una rompiente en relación al nivel de marea. Elaboración propia.

Supóngase un estado de mar monocromático propagándose hacia la costa en el que todas las olas tienen la misma altura; éstas romperán al encontrarse con el elemento batimétrico local como el de la figura 2.10. Si el arrecife se encuentra sumergido en todo momento, pequeñas variaciones del nivel sólo modificarán el tipo de rotura de la ola, siendo esta en *spilling* para niveles altos y en *plunging* cuando el fondo se encuentre más somero. Si en lugar de tratarse de un estado de mar monocromático se trata de un estado de mar real en el que hay olas de todos los tamaños y periodos, para un nivel dado, romperán aquellas olas cuya altura $H \approx 0.8h$. A medida que disminuya o aumente el nivel, el número de olas rotas del estado de mar aumentará o disminuirá respectivamente.

2.2.6. Conclusiones referentes a la surfeabilidad a escala de rompiente

En este apartado se han obtenido una serie de conclusiones que sustentan la posterior evaluación del recurso surf en las diferentes escalas.

En primer lugar, queda claro que para la práctica del surf, es un requerimiento imprescindible la disposición en aguas someras de irregularidades o anomalías batimétricas que permitan la rotura oblicua del oleaje. Los ángulos de rotura deben estar comprendidos entre $30^\circ \leq \alpha \leq 60^\circ$.

En relación con la altura de ola, se concluye que si ésta es superior a 0.5 m, el oleaje puede ser surfeable. Sin embargo, dependiendo del objeto de la evaluación, se considera que el recurso surf, como elemento de atracción turística con cierto valor económico, ha de ser de una calidad superior a la media. Lógicamente, cada *spot* presentará un óptimo de altura de ola en función de la profundidad a la que esté situada la anomalía batimétrica. Con carácter general, puede decirse que los fondos tipo *pointbreak* o *reefbreak* son capaces de soportar mayores alturas de ola que los fondos tipo *beachbreak*.

En relación con el periodo del oleaje, según el análisis bibliográfico realizado, se concluye que periodos superiores a los 7 s pueden ser surfeados. Sin embargo, existen diferencias respecto al tipo de rompiente considerada. Periodos bajos, generan mejores

condiciones de surf en playas expuestas y encajadas, pues presentan frentes más cortos y no refractan tanto como los altos periodos, dándose así mayores ángulos de rotura. En general, puede decirse que para una altura de ola dada, las condiciones de surf serán mejores cuanto más alto sea el periodo. Esta afirmación es cierta por tres motivos:

- Las rompientes tipo *pointbreak* o *reef* generan, siempre que el oleaje sea adecuado, olas más largas o con una rotura más intensa, pues la anomalía batimétrica es más marcada y definida que en las rompientes de playa. Por tanto, oleajes que funcionen en este tipo de rompientes son siempre deseables. Si el oleaje es de corto periodo, el surf se ve generalmente limitado a rompientes de playa cuya calidad es normalmente baja. Al mismo tiempo, según el número de Iribarren, para un fondo y altura de ola dada, la rotura será más intensa a medida que aumente el periodo.
- Para un fondo suave, a mayor periodo, mayor refracción, y mayor giro de los frentes, por lo que para un fondo adecuado, las olas serán más rápidas, largas y predecibles.
- Para alturas de ola en torno a 1 m, (tamaño medio de las olas de surf), es el periodo el factor más determinante en la energía que transporta el oleaje, pues el flujo de energía de una ola es proporcional al periodo multiplicado por el cuadrado de la altura de ola.

En relación al viento se concluye que las condiciones de surf son óptimas en ausencia de viento o cuando éste sopla moderadamente en dirección *offshore*. Sin embargo, cuando el viento sopla en dirección *onshore*, el oleaje pierde calidad, ya que se produce una rotura temprana y poco predecible. El viento terral tiene dos efectos:

- A escala de rompiente, suaviza la superficie del agua, retrasa la rotura y hace que ésta sea más intensa y predecible.
- A mayor escala, el viento soplando en dirección contraria a la de propagación del oleaje genera una fricción que aumenta la disipación de la energía contenida en

las olas más jóvenes, es decir las de menor periodo. En este caso, el viento actúa como filtro de las altas frecuencias.

En relación a la marea astronómica, se concluye que pequeñas amplitudes de la misma son más beneficiosas para la disponibilidad de condiciones de surf, pues grandes variaciones del nivel del mar favorecen la generación de corrientes intensas en la zona de surf y variaciones rápidas de la localización de la línea o punto de rotura, generando condiciones de surf muy inestables.

2.3. Introducción a la teoría del oleaje

Como se ha visto, el oleaje en un instante dado, es el factor que determina el que una rompiente sea o no surfable. El movimiento de la superficie del mar que denominamos oleaje es un fenómeno omnipresente en la superficie de cualquier cuerpo de agua de cierta envergadura. Debido a la aleatoriedad del oleaje, éste se analiza comúnmente como un proceso estocástico. Para la simplificación de dicho análisis se suele requerir que el proceso cumpla una serie de propiedades, entre ellas que sea estacionario, o al menos, débilmente estacionario. Esta condición implica que los estadísticos del proceso (por ejemplo, media y varianza) se mantengan invariables en el intervalo de tiempo analizado. Sin embargo, el oleaje es la respuesta de la superficie del mar a condiciones atmosféricas altamente dinámicas, luego para poder asumir la estacionariedad es necesario trabajar con “instantáneas” del proceso de una duración tal que, durante ese tiempo la variación de los estadísticos del proceso sea imperceptible. Estos intervalos de tiempo en que el proceso se puede considerar débilmente estacionario se denominan *estados de mar*. La duración de los estados de mar es un compromiso entre un tiempo lo suficientemente corto como para que el proceso sea débilmente estacionario y lo suficientemente largo como para que contenga suficiente información para que el análisis estadístico sea significativo (30 minutos-1 hora).

El análisis estadístico y espectral del oleaje en estados de mar, se denomina *análisis a corto plazo*. Los resultados del análisis a corto plazo se describen a partir de una serie de funciones (función de densidad espectral, funciones estadísticas), que se pueden representar con unos pocos *parámetros de estado de mar* (ej. altura de ola del momento de

orden cero espectral, H_{mo} , periodo de pico espectral, T_p , altura de ola significativa, H_s , periodo medio, T_m , etc.). Conocidos los parámetros de estado de mar, éste puede ser caracterizado tanto espectral como estadísticamente o, en otras palabras, el proceso estocástico de origen puede ser reconstruido o simulado.

Los parámetros de estado de mar, a su vez, varían en cada estado de mar, constituyendo, a lo largo del tiempo, una *serie temporal de estados de mar*. Las características estadísticas de esta serie describen el *clima marítimo a largo plazo* en una determinada zona. En la figura 2.11 se resume el proceso de análisis del oleaje a corto y largo plazo. Este apartado se organiza teniendo en cuenta esta doble escala temporal en el análisis, corto plazo o de estados de mar y largo plazo o clima marítimo, realizado sobre la serie temporal de los parámetros de estado de mar.

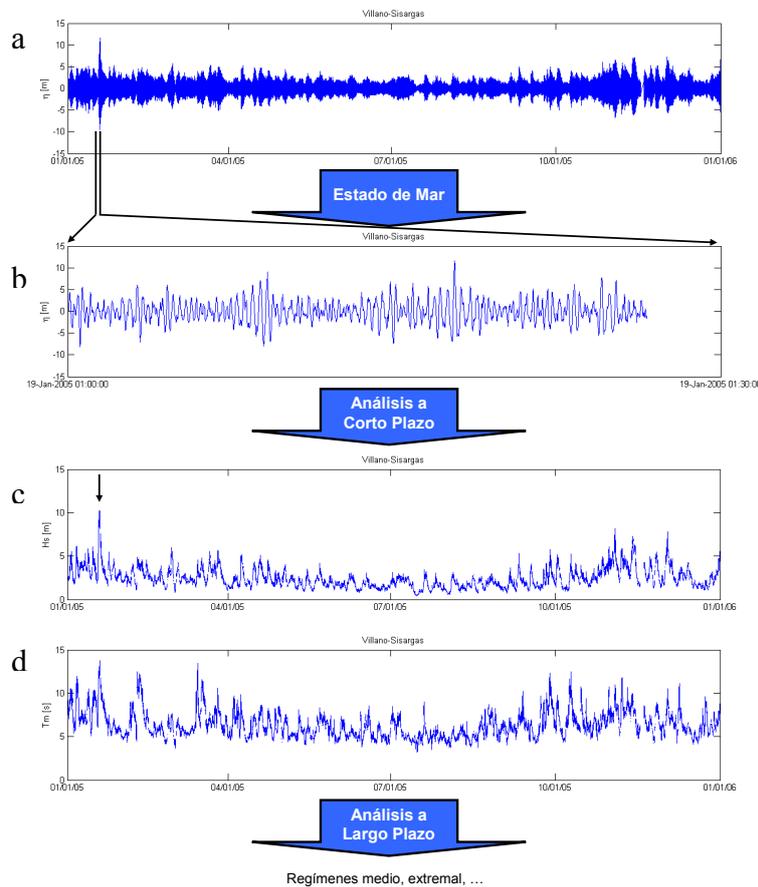


Figura 2.11. Análisis del oleaje a corto y largo plazo. a) Envolturas superior e inferior de la serie temporal de desplazamiento vertical de la superficie libre. b): Ampliación de un estado de mar del registro anterior. c): serie temporal del parámetro de estado de mar H_s y T_m , obtenidos del análisis espectral de los estados de mar del registro a).

2.3.1. Análisis del oleaje a corto plazo: descripción espectral del estado de mar

Para poder realizar la representación matemática del oleaje regular es habitual utilizar el desplazamiento vertical de la superficie libre del mar. Supóngase que se considera una onda progresiva en profundidades indefinidas con el sistema de coordenadas x, y, z fijo en el espacio, con $z=0$ en el nivel medio y positivo hacia arriba y sea θ el ángulo que forma la dirección de propagación con el eje x , con sentido positivo contrario a las agujas del reloj. Con estos ejes, la superficie libre, $\eta(x,y,t)$ de una onda propagándose en profundidades indefinidas (la ola no nota el fondo) puede ser descrita, en primera aproximación, por una senoide definida por:

$$\eta(x, y, t) = a \cos \left\{ \frac{\omega^2}{g} (x \cos \theta + y \operatorname{sen} \theta) - \omega t + \varepsilon \right\} \quad (2.7)$$

donde a es la amplitud de la onda, ω su frecuencia angular y ε su fase.

Asúmase ahora que la superficie libre puede ser interpretada como la suma de un número infinito de componentes sinusoidales de amplitudes, frecuencias y ángulos a_j , ω_j y θ_j aleatorios, cubriendo el rango $0 < a_j < \infty$, $0 < \omega_j < \infty$, $-\pi < \theta_j < \pi$, respectivamente. La fase ε es también aleatoria, con distribución uniforme en el rango $-\pi < \varepsilon < \pi$ y su magnitud depende de la frecuencia y del ángulo. De esta manera, se puede describir el desplazamiento vertical de la superficie libre del mar debido a un oleaje irregular mediante el sumatorio:

$$\eta(x, y, t) = \sum_j a_j \cos \left\{ \frac{\omega_j^2}{g} (x \cos \theta_j + y \operatorname{sen} \theta_j) - \omega_j t + \varepsilon_j(\omega_j, \theta_j) \right\} \quad (2.8)$$

En la figura 2.12 se muestra una representación gráfica de la ecuación (2.8).

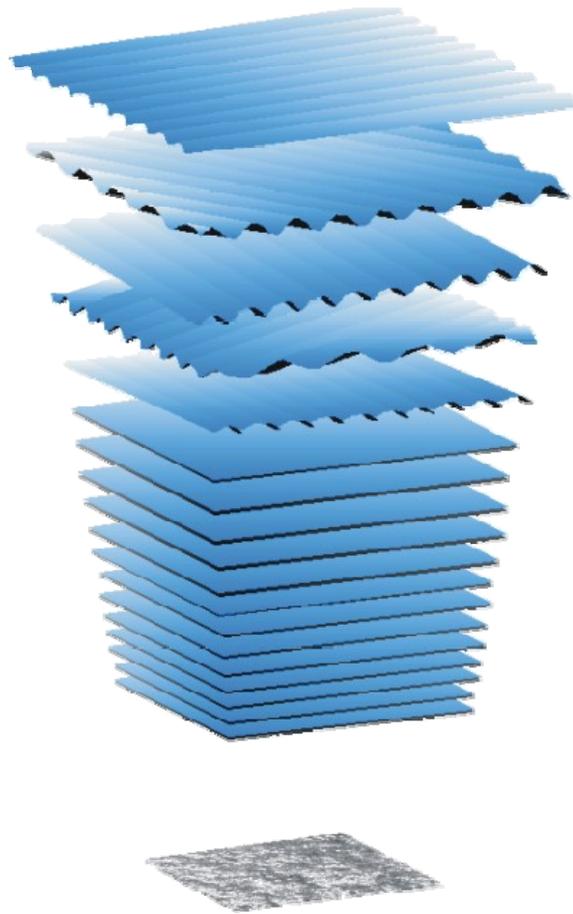


Figura 2.12. Descripción de la superficie libre del mar mediante el sumatorio de infinitas componentes sinusoidales con dirección, amplitud, frecuencia y fase diferentes. Tomada de Holthuijsen (2007).

La energía total del oleaje por unidad de área horizontal, promediada en el tiempo, expresada en función de la frecuencia angular de las ondas componentes, ω , se representa mediante la función de densidad espectral del desplazamiento vertical de la superficie libre, o espectro del oleaje, $S(\omega)$.

El espectro del oleaje juega un importante papel en la evaluación de las propiedades estadísticas del mismo. El área bajo la curva, m_0 , se denomina momento de orden cero espectral y representa la severidad del oleaje. El parámetro del oleaje más utilizado para definir la severidad del oleaje, la altura de ola del momento de orden cero, es $H_{m0} = 4\sqrt{m_0}$. Si el oleaje tiene un espectro de banda estrecha (la energía concentrada en las frecuencias alrededor del pico), H_{m0} es prácticamente igual a la altura significativa del oleaje, H_s o $H_{1/3}$, que es la altura media de las $N/3$ mayores olas del estado de mar de N

olas representado por $S(\omega)$. La altura de ola significativa del oleaje cuyo espectro se muestra en el panel izquierdo de la figura 2.13 es 0.85 m. Como puede verse, el espectro tiene un máximo absoluto en la frecuencia $\omega = 1.08 \text{ rad/s}$ ($f = 0.17 \text{ Hz}$). Esto implica que las olas cuyo periodo y longitud de onda se aproximan a $T = 2\pi/\omega = 5.8 \text{ s}$ y $L = 2\pi g/\omega^2 = 53 \text{ m}$ contienen la mayor parte de la energía en ese estado de mar.

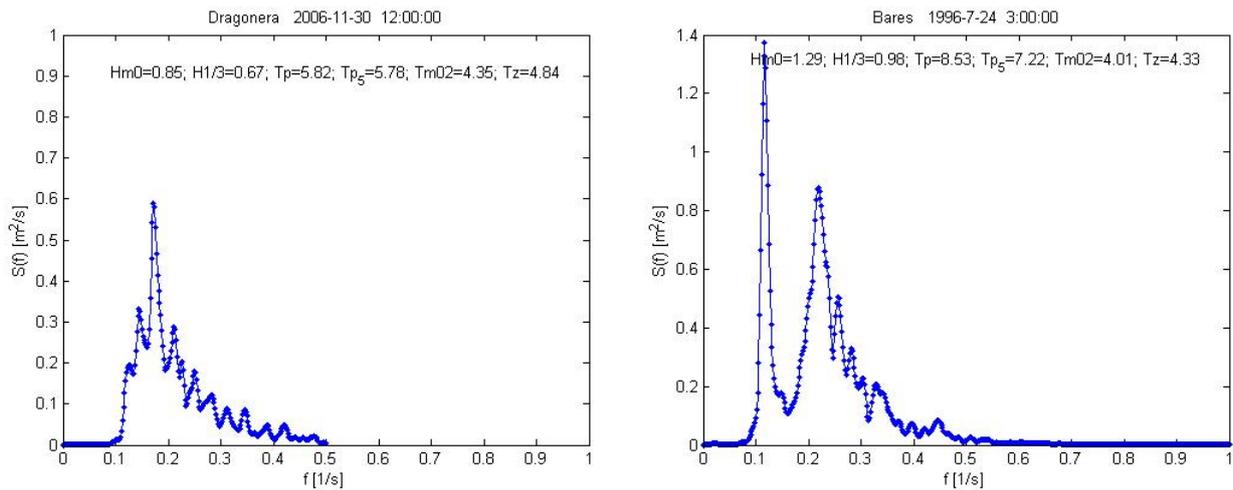


Figura 2.13. Ejemplo de un oleaje de generación por viento o *sea* (izquierda) y un oleaje en el que se combinan mar de viento y mar de fondo o *swell* (derecha).

Una vez generado el oleaje por el viento, éste se propaga a costa de su propia energía, por lo que en general, en un punto determinado la superficie libre del mar estará perturbado por el oleaje generado localmente por el viento (mar de viento o *sea*) y por el oleaje que se ha propagado hasta dicho punto procedente de otras zonas de generación (mar de fondo, mar tendida o *swell*), ver panel derecho de la figura 2.13. En muchas ocasiones, es posible observar grandes oleajes de fondo propagándose en dirección contraria al viento y al oleaje generado por el viento. Cuando el mar de fondo se mezcla con el mar de viento, es difícil identificarlos en el registro de la superficie libre. Sin embargo, quedan claramente separados en el espectro. El panel derecho de la figura 2.13 muestra el caso de un espectro con una altura de ola significativa de 1.3 m. Como puede verse, el espectro tiene dos picos importantes, uno correspondiente a la frecuencia 0.73 rad/s ($T = 8.6 \text{ s}$) y el otro a la frecuencia 1.4 rad/s ($T = 4.5 \text{ s}$), de menor amplitud. En este caso, una mar de fondo de 8.6 s de periodo de pico se cruza con un oleaje de viento de 4.5 s de periodo de pico, generado localmente.



Figura 2.14. Ejemplo de un oleaje en la zona de generación o *sea* (izquierda), y de un oleaje fuera del área de generación tipo *swell* (derecha). Fuentes: <http://www.bbc.co.uk>, <http://www.surfing-waves.com>.

Como las olas en el océano no se mueven necesariamente en la misma dirección que el viento, la energía del oleaje representada en el espectro es la suma de las energías propagándose en muchas direcciones. Por lo tanto, se hace necesario considerar una función de densidad espectral direccional, $S(\omega, \theta)$, que representa la energía total por unidad de área horizontal, promediada en el tiempo, existente en cada intervalo de frecuencia $\Delta\omega$ y en cada intervalo de dirección $\Delta\theta$. Si la energía por unidad de área total del oleaje, promediada en el tiempo, en el recinto $(\Delta\omega, \Delta\theta)$ se representa por $(1/2)\rho g a_j^2$, donde a_j es una variable aleatoria positiva, entonces se puede escribir, ignorando el factor ρg :

$$S(\omega, \theta) \Delta\omega \Delta\theta \cong \frac{1}{2} a_j^2 \quad (2.9)$$

El promediado temporal de la energía total de las olas de todas las frecuencias y direcciones de un oleaje viene dado por:

$$\sum_{\Delta\omega} \sum_{\Delta\theta} \frac{1}{2} a_j^2 \cong \int_{-\pi}^{\pi} \int_0^{\infty} S(\omega, \theta) d\omega d\theta \quad (2.10)$$

La ecuación (2.10) es la base de la descripción estocástica del oleaje.

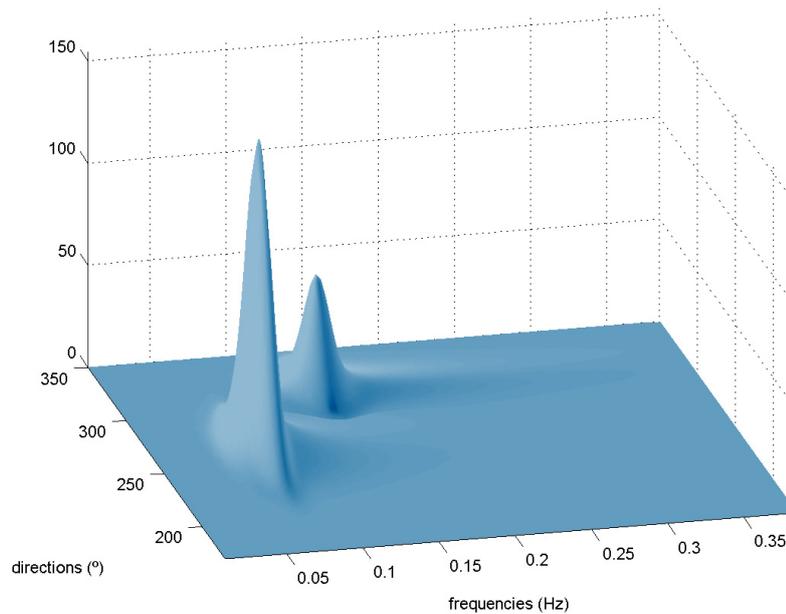


Figura 2.15. Ejemplo de espectro direccional. Elaboración propia.

En la figura 2.15 se muestra una representación del espectro direccional representativo de un estado de mar en un determinado punto del océano en un instante cualquiera. Como puede verse en la figura, el espectro está formado por dos oleajes de procedencia diferente: un *swell* del NW (dirección de pico: 323° , frecuencia de pico: 0.063 Hz (15.9 s)) y un *sea* del WSW (dirección de pico: 261° , frecuencia de pico: 0.12 Hz (8.3 s)).

De los dos oleajes, el *sea* de 8.3 s es el más energético, ya que la integración del volumen dado por la ecuación (2.10) daría el valor más elevado.

2.3.2. Parámetros espectrales

Al observar un registro de oleaje, se intuye la necesidad de reducir los datos a una forma más compacta y comprensible que prescindiera de la estructura detallada de toda la serie temporal y que, a la vez, retenga su información. El espectro es una de las maneras más genéricas de describir las propiedades del oleaje irregular, representando cómo se reparte la energía sobre un rango de frecuencias y direcciones. El espectro del oleaje contiene gran cantidad de información que puede ser representada mediante la introducción de una serie de parámetros que sirven para conocer las características principales de dicho espectro. Algunos de estos parámetros espectrales aparecen frecuentemente en las funciones de distribución estadísticas asociadas al oleaje.

Se define el *momento de orden n* de la función de densidad espectral como:

$$m_n = \int_0^{\infty} \omega^n S(\omega) d\omega ; n = 0, 1, 2, \dots \quad (2.11)$$

El *momento de orden cero*, m_0 , coincide con la varianza total del proceso, σ^2 . Si el proceso que se representa es la variación vertical de la superficie libre, la varianza coincide con el cuadrado del desplazamiento cuadrático medio, η_{rms} magnitud proporcional a la energía por unidad de área del estado de mar.

El momento de orden cero, m_0 , está relacionado con una altura de ola representativa del estado de mar, H_{m0} , o *altura de ola del momento de orden cero* mediante la expresión:

$$H_{m0} = 4.004 \sqrt{m_0} \quad (2.12)$$

Si el proceso es de banda estrecha y la distribución de altura de ola sigue una función tipo Rayleigh, se puede demostrar que:

$$H_{m0} = 4.004 \cdot \eta_{rms} = H_s \quad (2.13)$$

donde H_s es la *altura de ola significativa*, o altura media de las $N/3$ mayores olas de un registro de la superficie libre compuesto de N olas. El periodo medio, definido como el periodo correspondiente a la frecuencia media del espectro, vienen dado por la siguiente expresión:

$$T_m = \frac{m_0}{m_1} \quad (2.14)$$

Los estados de mar de las bases de datos de reanálisis suelen definirse mediante los parámetros espectrales H_s , T_m , periodo de pico (T_p) y dirección media (θ_m), y en algunos casos, también se dispone de los parámetros espectrales de las componentes *sca* y *swell* del espectro. Esta definición de los estados de mar implica adoptar una determinada

forma espectral para caracterizar la distribución de la energía del estado de mar. En las figuras 2.16, 2.17 y 2.18 se muestran unos ejemplos de espectros en la zona del Mediterráneo, indicándose los parámetros espectrales correspondientes. En los casos de las figuras 2.17 y 2.18 se puede observar como la distribución de la energía no se parece a la forma espectral JONSWAP (Hasselmann *et al.*, 1973) más habitualmente utilizada. En ellas se observa que la energía no se concentra en una única frecuencia de pico o entorno a una determinada frecuencia como se asume para el espectro JONSWAP.

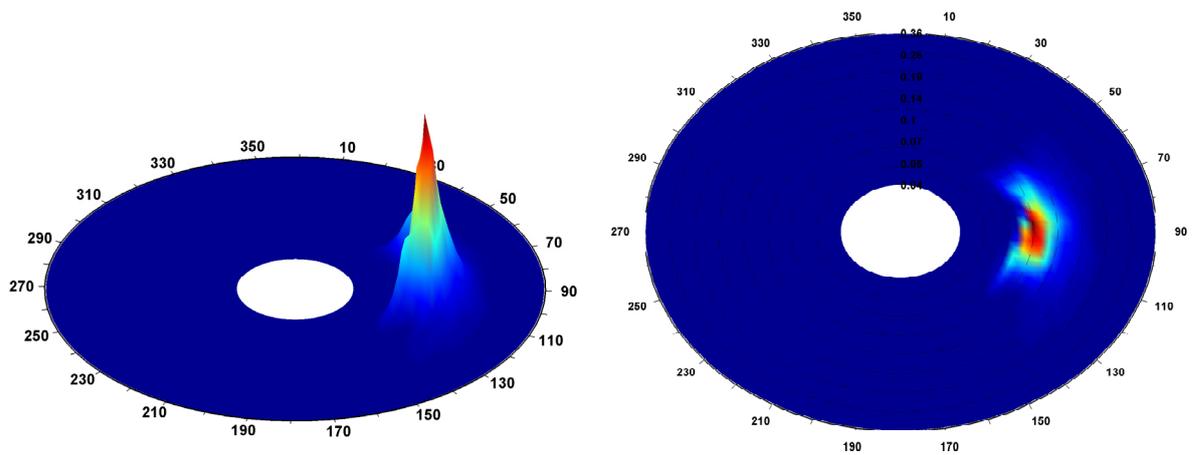


Figura 2.16. Espectro de un estado de mar con $H_s=6.93$ m, $T_m=9.89$ s, $\theta_m=90.2^\circ$ generado en el Mediterráneo.

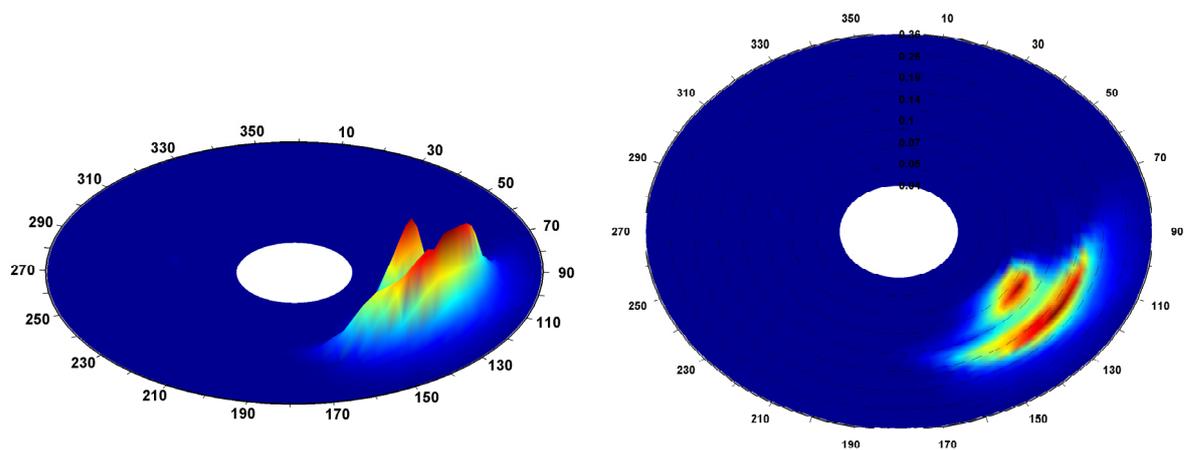


Figura 2.17. Espectro de un estado de mar con $H_s=3.02$ m, $T_m=6.9$ s, $\theta_m=124.8^\circ$ generado en el Mediterráneo.

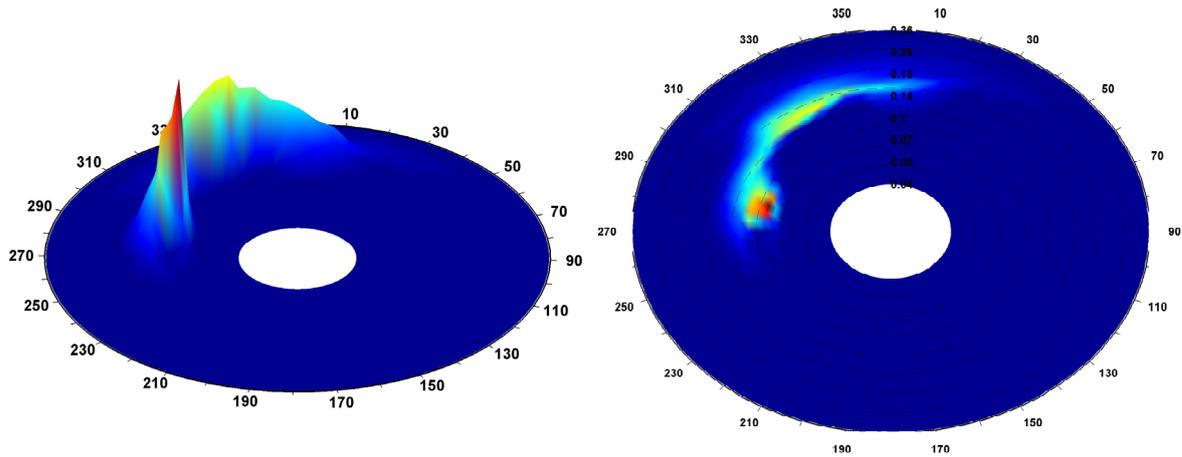


Figura 2.18. Espectro de un estado de mar con $H_s=2.84$ m, $T_m=7.20$ s, $\theta_m=323.4^\circ$ generado en el Mediterráneo.

En un mar en desarrollo, con una distribución aleatoria de la energía en frecuencias, la forma teórica del espectro es Gaussiana o normal (mar de viento o *sea*). Cuando sólo existe oleaje lejano, la energía está concentrada en frecuencias bajas (mar de fondo o *swell*) y el espectro es mucho más angosto. Si el estado de mar es el resultado de dos o más oleajes con orígenes distintos, el espectro presentará dos o más picos de energía, que serán más o menos apuntados dependiendo de las características de los oleajes independientes (espectros multimodales). En situaciones reales en el océano, la energía no está distribuida de forma aleatoria sino que incluye desde las ondas más cortas posibles generadas por el viento, hasta ondas de mayor longitud. Como resultado, la forma del espectro de oleaje oceánico depende fuertemente de la intensidad del viento. Ante vientos débiles o para estados de mar no completamente desarrollados, el espectro tiene una distribución normal. A medida que la velocidad del viento se incrementa, la mayor parte de la energía se transfiere a frecuencias menores, aunque las ondas de corto período todavía están presentes. Para períodos largos, la pendiente en la curva del espectro cae rápidamente, presentando un sesgo hacia las bajas frecuencias (períodos largos).

Numerosos autores han propuesto expresiones matemáticas que se ajustan a las formas más comunes del espectro, tanto en profundidades indefinidas (JONSWAP, Doneland), como en reducidas (TMA). Sin embargo, estos modelos son solo válidos para espectros unimodales. Los parámetros comúnmente empleados para estimar las características del

espectro son la *anchura espectral* y la *dispersión direccional*. Cartwright y Longuet-Higgins (1956), propusieron la siguiente definición de anchura espectral.

$$\varepsilon^2 = 1 - \frac{m_2^2}{m_0 m_4} \quad 0 \leq \varepsilon \leq 1 \quad (2.15)$$

donde m_n indica el momento de orden n , calculado según la ecuación (2.11).

El problema del parámetro ε , radica en que es altamente dependiente de la relación $\Delta t / T_m$, siendo Δt la duración del registro y $T_m = \bar{T}$ el periodo medio.

Otra forma de calcular la anchura espectral es por medio del parámetro introducido por Longuet-Higgins (1975), ν :

$$\nu^2 = \frac{m_0 m_1}{m_1^2} - 1 \quad 0 \leq \nu \leq 1 \quad (2.16)$$

En esta ocasión, el parámetro ν , al depender de momentos de orden menor, no es tan dependiente de la longitud del registro, sin embargo esta aproximación deja de ser válida para espectros bimodales.

Una vía alternativa fue introducida por Rice (1945), definiendo el parámetro κ según la expresión:

$$\kappa(\bar{T})^2 = \left| \frac{1}{m_0} \int_0^\infty S(f) \cos(2\pi(f - \bar{f})\bar{T}) df \right|^2 + \left| \frac{1}{m_0} \int_0^\infty S(f) \sin(2\pi(f - \bar{f})\bar{T}) df \right|^2 \quad (2.17)$$

donde \bar{f} es la frecuencia media ($f = \omega/2\pi$) definida como m_1/m_0 , y \bar{T} denota el periodo medio. κ toma valores entre 0 y 1. Cuando κ es próximo a 1, el espectro adquiere una forma apuntada, y cuando se aproxima a 0, la forma del espectro tiende a ser más plana. La relación entre este parámetro y el factor de anchura espectral de un espectro JOSNWAP viene dada por la siguiente expresión:

$$\gamma = \left[\frac{\kappa - 1.869}{-1.465} \right]^{1/-0.1067} \tag{2.18}$$

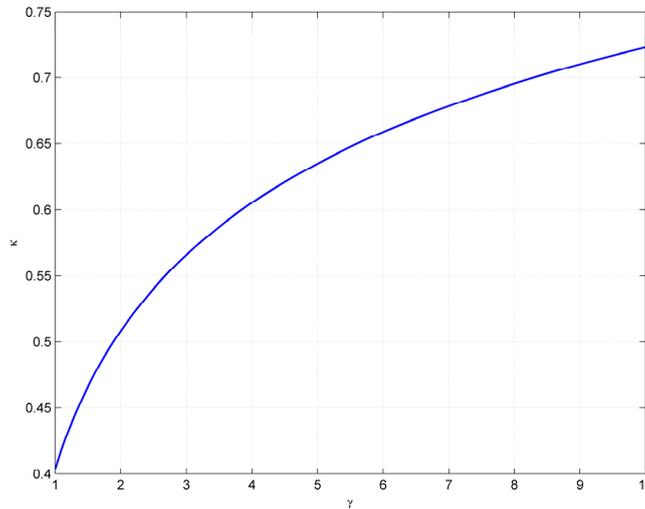


Figura 2.19. Relación entre el parámetro de forma espectral κ y el γ del espectro JONSWAP.

Elaboración propia.

El parámetro de forma espectral, k ha sido empleado para el análisis teórico de los grupos de oleaje (Kimura, 1980; Battjes y van Vledder, 1984; Longuet-Higgings, 1984), ya que se ha demostrado que estima con bastante éxito la relación entre las alturas de ola sucesivas en un estado de mar. Este parámetro tiene el mérito de que su valor está fundamentalmente gobernado por la densidad espectral alrededor del pico de energía y no es afectado por la cola del espectro (altas frecuencias), tal como ocurre con los parámetros ϵ y ν .

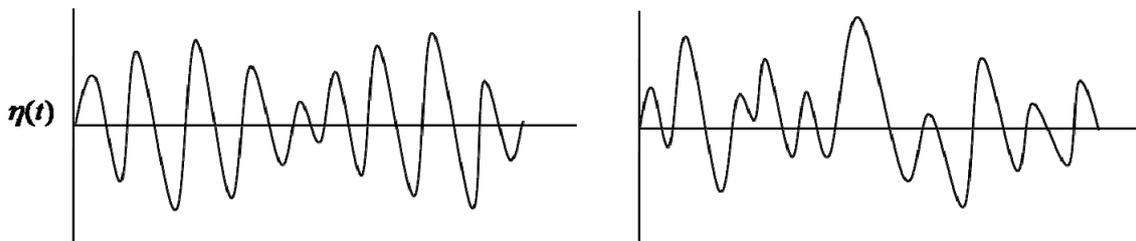


Figura 2.20. Superficie libre con k alto (izquierda) y bajo (derecha).

El conocer la estructura del campo de oleaje es determinante para estimar la calidad del surf. En este sentido, el parámetro de forma espectral capta la relación entre alturas de ola consecutiva, de manera que si k tiende a 0, la relación H_s / η_{rms} tiende a 3.45, siendo

η_{rms} , el desplazamiento cuadrático medio de la superficie libre. Por el contrario, si k tiende a 1, se cumple la relación $H_s / \eta_{rms} = 4.004$, lo cual indica que las alturas de ola siguen una distribución tipo Rayleigh.

La dispersión direccional del espectro, expresa la desviación direccional media de la energía respecto a la dirección de pico. Espectros con una alta dispersión ($\sigma \geq 30^\circ$) corresponden a estados de mar de crestas cortas, mientras que una dispersión direccional menor dará lugar a estados de mar de crestas más largas. Este parámetro es un buen indicador de la edad del *swell* o multimodalidad del mismo. Así, *swells* puros que han recorrido grandes distancias se caracterizan por presentar valores de σ inferiores a los 15° . Existen diferentes métodos para estimar el valor de σ . En este trabajo se ha utilizado la expresión propuesta por Kuik *et al.* (1988), ecuación (2.19).

$$\sigma^2 = 2 \left(1 - \sqrt{\left[\left(\int \sin \theta \frac{\int S(f, \theta) df}{\int S(f) df} \right)^2 + \left(\int \cos \theta \frac{\int S(f, \theta) df}{\int S(f) df} \right)^2 \right]} \right) \quad (2.19)$$

Los estados de mar surfeables son preferentemente tipo *swell*, que se caracterizan por una serie de cualidades que los hace ideales para la práctica del surf. Fundamentalmente los estados de mar tipo *swell* suelen presentar un grado de organización mayor que aquellos tipo *sea*. El que un estado de mar llegue a la costa de una manera organizada implica para el surf que la rotura de las olas es más predecible, pero también que existe un lapso de tiempo entre grupos de olas durante el cual el surfista, tras haber recorrido una ola, puede regresar cómodamente a la zona del *take off*. Del mismo modo, las olas inciden agrupadas, con una menor varianza entre las alturas de ola; es decir, todas las olas son muy parecidas las unas a las otras, con alturas, frecuencias y direcciones similares. Este hecho, además de generar condiciones más atractivas desde el punto de vista estético, hace que para una misma altura de ola significativa, las corrientes generadas durante la rotura oblicua del oleaje (para el surf, la rotura siempre ha de ser oblicua) sean menores en un estado de mar bien organizado que para un oleaje con menor grado de organización o desarrollo. En la figura 2.21 se presenta la superficie libre del mar en un área de 2x2 km. La altura de ola significativa es en todos los casos de $H_s=2$ m y el periodo de pico es de $T_p=12$ s. La principal diferencia entre estos 9 estados de mar

radica en la forma del espectro. Mientras los estados de mar de la parte superior derecha parecen caóticos, donde es imposible identificar olas independientes, en los estados de mar de la parte inferior izquierda, sin embargo, no solo es posible identificar olas independientes, sino que además es posible identificar grupos de olas. Cada uno de los paneles muestra la superficie libre correspondiente a un espectro JOSWAP con diferentes γ (factor de anchura espectral) y σ (dispersión direccional).

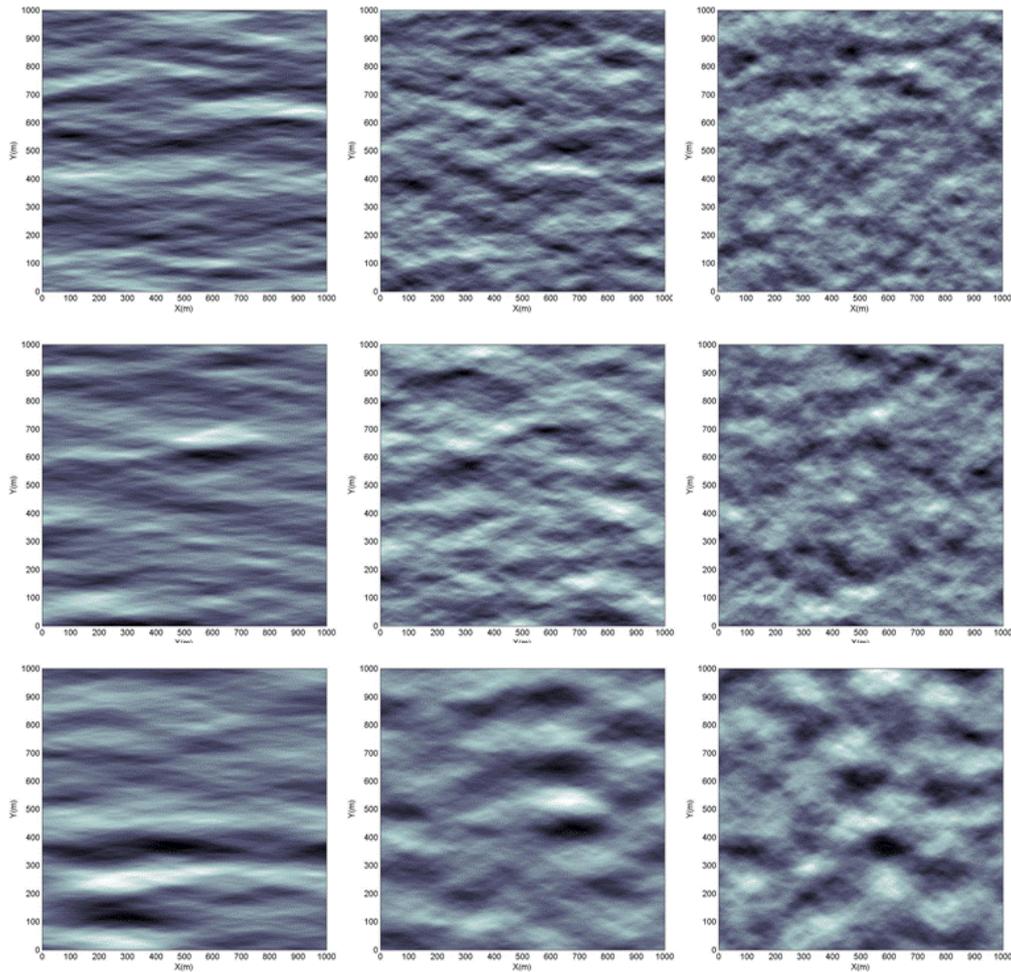


Figura 2.21. . Superficie libre correspondiente a un espectro JOSWAP de $H_s=2$ m y $T_p=12$ s y con diferentes γ (de arriba abajo: 1, 5,9) y σ (de izquierda a derecha: 10, 20, 30). Elaboración propia.

Como se ha demostrado, para conocer la calidad de las olas para el surf, no basta con consultar los parámetros esenciales del espectro. Sin embargo, no son suficientes para diferenciar entre oleajes pobremente surfables y aquellos que generan olas de alta calidad. Para una misma energía del estado de mar, el que ésta se concentre en un rango pequeño de frecuencias y direcciones, indica una mayor calidad del oleaje para la práctica del surf.

2.3.3. Descripción del oleaje a largo plazo: clima marítimo

En las secciones anteriores, se ha descrito el oleaje a corto plazo, suponiendo condiciones estacionarias a partir del concepto de estado de mar. En la caracterización del oleaje a largo plazo, la descripción estadística implica la disponibilidad de series temporales con extensiones de al menos unos 10 años. En este caso, las condiciones ya no son estacionarias y el tratamiento es totalmente diferente al corto plazo. En la escala de largo plazo, cada estado de mar es sustituido por los valores de los parámetros espectrales indicados anteriormente. Esta secuencia temporal discreta de parámetros puede ser analizada para estimar las características estadísticas del oleaje en el largo plazo.

En el análisis a largo plazo se hace uso de la estadística descriptiva y de las distribuciones estadísticas empíricas para la definición del clima marítimo. La estadística descriptiva nace de la necesidad de extraer y resumir la información relevante contenida en grandes volúmenes de datos. Los métodos más comunes para medir y describir la variabilidad de una muestra de datos consisten en tablas y gráficos para representar la distribución de frecuencias de datos y estadísticos para calcular las medidas más importantes de dicha distribución.

El tipo de variables que se suelen estudiar (altura de ola significativa, período de pico, dirección media) son variables cuantitativas discretas unidimensionales y bidimensionales (por ejemplo, si se desea analizar de forma conjunta la altura de ola significativa y la dirección media del oleaje).

Los estadísticos objetivo (ej. calidad horaria del *swell*) para la caracterización del recurso surf pueden ser calculados en diferentes escalas temporales. Se puede determinar la ocurrencia media de una determinada calidad o una serie de percentiles de calidad correspondiente a los diferentes meses del año (E, F, M, A, M, J, J, A, S, O, N, D) o las estaciones (DEF, MAM, JJA, SON), y analizar la climatología mensual o estacional. También se pueden obtener estos estadísticos de calidad del *swell* para

analizar la variabilidad en esta escala o la ocurrencia media anual de una determinada calidad para el análisis de la variabilidad interanual.

2.3.4. Generación de olas para el surf, estados de mar tipo *windswell* y *groundswell*

En el océano existen diferentes tipos de olas o movimientos ondulatorios, desde las ondas capilares generadas por la turbulencia del viento, con longitudes de onda del orden de centímetros, a las ondas de marea cuya longitud puede superar la mitad de la circunferencia terrestre. No todas están gobernadas por las mismas fuerzas, y por tanto, no todas se comportan de la misma manera. De todas ellas, son las ondas gravitatorias generadas por la acción del viento las que presentan unas características más adecuadas para el surf, más concretamente aquellas olas cuyas frecuencias quedan comprendidas entre 0.02 Hz y 0.4 Hz. En la figura 2.22 se muestra la proporción de energía ondulatoria contenida en los océanos con sus frecuencias asociadas.

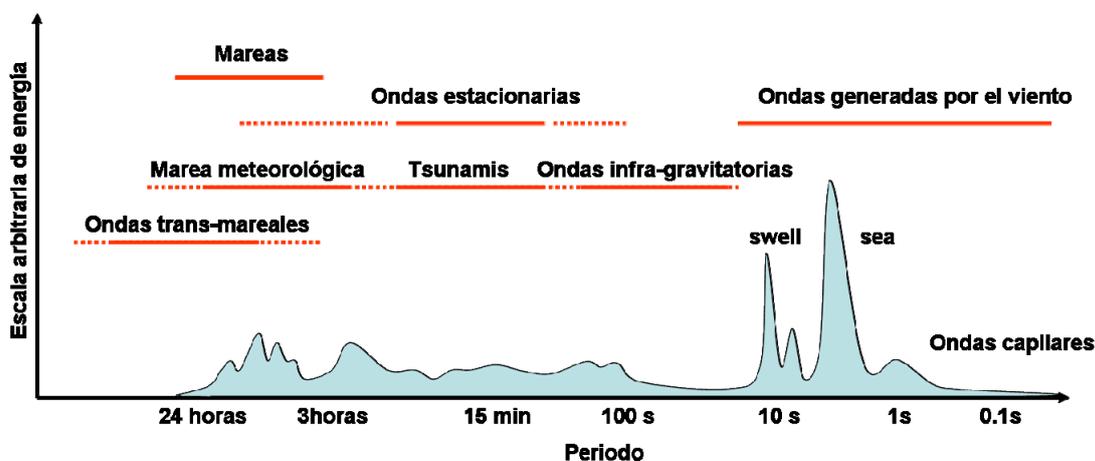


Figura 2.22. Frecuencias y periodos típicos de los movimientos verticales del océano. Reproducción de Holthuijsen (2007).

Si partimos de un mar en reposo sobre el que sopla un viento suave, la superficie del mar responderá desplazándose con un flujo neto en la dirección del viento. Cuando el viento aumenta de velocidad, llega un punto en el que éste pasa de régimen laminar a turbulento. Es precisamente esta turbulencia el primer mecanismo responsable del oleaje, generando ondas capilares. Las ondas capilares son tan pequeñas que la gravedad apenas les afecta, siendo la tensión superficial la principal fuerza restauradora. A medida que el viento sigue soplando las ondas capilares van aumentando en altura,

longitud de onda y periodo, hasta tal punto que estas pequeñas olas comienzan a modificar el flujo de viento que actúa sobre las mismas, incrementando de esta forma la cesión de energía mecánica del viento a la superficie del mar. Este proceso es direccionalmente selectivo para las componentes que viajan próximas a la dirección del viento (van Dorn, 1994). Cuando las olas superan la longitud de 10 cm, es la gravedad la principal fuerza restauradora de la superficie del agua. Mientras que la velocidad de las ondas capilares decrece con la longitud de onda, la de las ondas gravitatorias aumenta hasta que son capaces de viajar a la misma velocidad que el viento que las está generando.

En las proximidades de una borrasca, la energía está distribuida en una gran cantidad de frecuencias dando lugar a una superficie rugosa en la que aparecen crestas y senos aleatoriamente. Según la teoría lineal de ondas, en aguas profundas, las olas de menor frecuencia viajan a mayor velocidad que las de mayor frecuencia. Consecuentemente el *swell* se va separando de las altas frecuencias a medida que el campo de oleaje se propaga fuera del área de generación. El que se produzcan olas más o menos grandes con mayor o menor periodo depende de tres factores: la velocidad del viento, el tiempo durante el que el viento mantiene una velocidad determinada y la distancia sobre la cual el viento ejerce su acción o *fetch*. Existen dos factores que pueden limitar la generación de estados de mar completamente desarrollados (en equilibrio con la velocidad del viento): limitación por tiempo y limitación por *fetch*. Los eventos atmosféricos capaces de generar oleaje de cierta magnitud suelen ser fenómenos que actúan en una escala de tiempo comprendido entre varios días para vientos anticiclónicos a varias horas para tormentas extratropicales, por lo que la duración del evento no suele ser un problema. En los grandes océanos es frecuente que la borrasca viaje junto al oleaje que está generando, por lo que el *fetch* puede aumentar considerablemente, *traveling fetch*. Así, no es tanto la limitación en la duración del viento como la disponibilidad de *fetch* lo que condicionará el surf en un lugar determinado. Como una primera aproximación, puede decirse que: cuencas marinas pequeñas (Mar del Norte, Mar Mediterráneo) presentaran oleajes pequeños, con periodos bajos, mientras que en grandes cuencas oceánicas (Océano Pacífico, Océano Índico) es más probable encontrar grandes oleajes con periodos muy altos.

La evolución del espectro direccional de oleaje queda descrita en los modelos numéricos por medio de la llamada ecuación de balance de energía (Komen *et al.*, 1994). Esta ecuación describe la evolución 2D del espectro de oleaje como la suma del aporte de energía del viento (S_{in}), la disipación debida a la rotura (S_{ds}), interacciones no lineales onda a onda (S_l), y un término adicional de pérdida de energía por fricción con el fondo en profundidades reducidas (S_{bot}):

$$\frac{\partial}{\partial t} S(f, \theta) + \nabla(c_g S(f, \theta)) = S_{in} + S_{ds} + S_{nl} + S_{bot} \quad (2.20)$$

donde θ es la dirección de propagación, y c_g la velocidad de grupo.

En el ámbito del surf se suele hacer distinción entre estados de mar surfeables y estados de mar ideales para el surf. En términos generales, los estados de mar meramente surfeables suelen disponer de la energía mínima necesaria ($H_s \geq 1$ m) y un grado de organización también mínimo ($T_p \geq 7$ s), a estos estados de mar se les suele denominar *windswells*, pues frecuentemente provienen de zonas de generación relativamente cercanas, o de vientos no suficientemente intensos, como es el caso de los ciclones y los vientos alisios respectivamente. Estados de mar tipo *windswell* son también frecuentes durante el paso de tormentas cercanas a la zona de surf, y trascurrido un tiempo tras la atenuación o desaparición de los vientos generadores sobre el *fetch* propio, ya que debido a la dispersividad las olas de menor periodo tardan más en llegar a la costa.

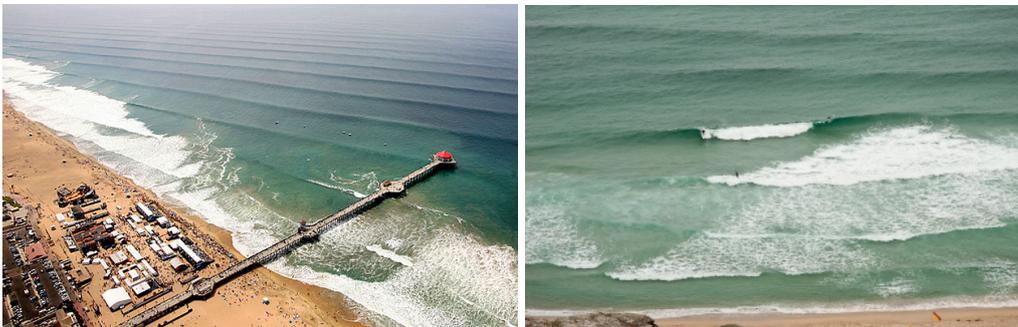


Figura 2.23. *Groundswell* en Huntington Beach, California (izquierda) y *windswell* en Corwall, UK (derecha). Fuente: <http://www.surfblogspot.com>

Los *groundswell* por su parte, también disponen de una energía mínima ($H_s \geq 1$ m), pero poseen un mayor grado de organización ($T_p \geq 10$ s, umbral propuesto por Kinsman, (1965) para la distinción entre mar de viento y mar de fondo), aumentando así la probabilidad de que rompan olas más largas, con mayor peralte y energía, lo que confiere mayor calidad al oleaje. Estados de mar tipo *groundswell* necesitan de fuentes generadoras con vientos intensos y persistentes, además de una distancia mínima de propagación para que el oleaje pueda filtrarse y agruparse mediante los fenómenos de dispersión radial y angular e interacciones no lineales onda a onda.

La dispersión frecuencial responsable de la generación del mar de fondo se basa en el concepto de celeridad de la onda o velocidad de fase. La velocidad de fase para una onda progresiva viene dada, en teoría lineal, por la ecuación de dispersión:

$$\omega = \sqrt{(gk) \tanh(kh)} \quad (2.21)$$

donde ω es la frecuencia angular, $k = 2\pi / \lambda$, g es la gravedad, h la profundidad y λ la longitud de onda. Esta ecuación muestra asíntotas cuando $kh \rightarrow \infty$ y $kh \rightarrow 0$, siendo $C = \sqrt{gh}$ para profundidades reducidas, $(h / \lambda) < 0.05$ y $C = \sqrt{g / k}$ para profundidades indefinidas, $(h / \lambda) > 0.5$. De estas ecuaciones se desprende que la velocidad de las olas en profundidades indefinidas depende de la longitud de onda o periodo (a mayor longitud de onda mayor velocidad), mientras que en profundidades reducidas la velocidad es independiente del periodo, variando sólo en función de la profundidad.

El *swell* viaja por el océano siguiendo una trayectoria o ruta conocida como *great circle path* (ver figura 2.24), siendo ésta la distancia más corta entre dos posiciones en un objeto esférico. En este viaje, las olas de alta frecuencia (mayor peralte) habrán disipado su mayor parte de energía antes de llegar a la costa (rozamiento con la atmósfera y fricción viscosa). Ésta se concentra en las olas de periodos más altos, dando lugar a la estructura típica de los mares tipo *swell*, con frentes cuasi-simétricos, paralelos unos a otros y con alturas de ola consecutivas correlacionadas. Este proceso, conocido como dispersión radial, es el responsable de que el campo de oleaje llegue limpio

(estructurado) produciendo olas surfeables al incidir en la costa. A los *swells* que han recorrido largas distancias se les conoce como *groundswells*, dando lugar a un campo de oleaje modulado. Por ello, las olas llegan agrupadas en trenes de ondas, series o *sets*.

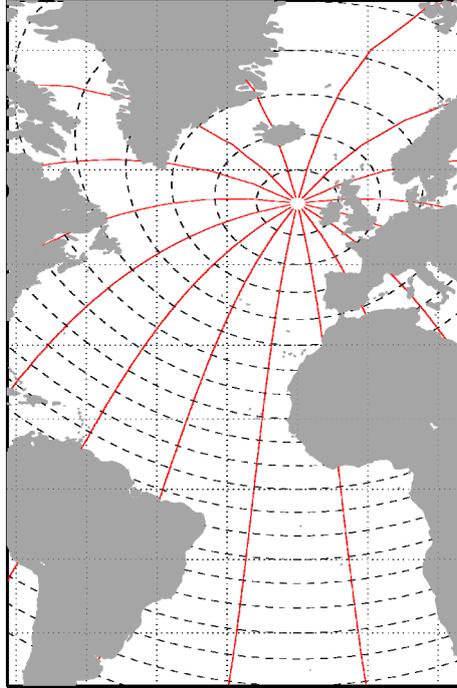


Figura 2.24. *Swell window* o *fetch* efectivo para un punto del Atlántico Norte. Elaboración propia.

Otro proceso importante en la generación de estados de mar tipo *swell* es el denominado dispersión angular. Este fenómeno, característico de cualquier tipo de onda, hace que la energía disminuya con la raíz cuadrada de la distancia recorrida y es el responsable de que a una cierta distancia de la zona de generación, los frentes sean rectos en lugar de curvos. La dispersión angular en los mares tipo *groundswell*, ha tenido mucho tiempo para actuar, por lo que todas las olas inciden con una dirección muy parecida. Si el oleaje no dispone de la distancia suficiente antes de incidir en la costa, la energía viajara en un rango más amplio de frecuencias y direcciones. A estos estados de mar se les denomina *windswells*.

Datos empíricos muestran que más de la mitad de la energía ondulatoria contenida en los océanos es atribuible a los *seas* y *swells* (Kinsman, 1965). Usualmente se utilizan aproximaciones espectrales para definir a qué grupo pertenece uno u otro estado de mar. Éstas consisten en discretizar el espectro en subconjuntos representativos de

campos independientes de oleaje (Gerling, 1992), con características direccionales o frecuenciales diferentes.

Numerosos autores han estudiado la naturaleza de los *swells* y su comportamiento, ya que éstos, además de tener una implicación directa en la disponibilidad de surf, también ejercen efectos importantes en la interfaz aire-agua, (Doneland, 1987; Shyu y Phillips, 1990; Chen y Belcher, 2000). Cabe destacar los trabajos realizados por Chen *et al.* (2002) y Alves (2006), en los que se analizan globalmente las características del oleaje diferenciando entre estados de mar tipo *sea* y *swell*. Chen *et al.* (2002), basándose en medidas simultáneas de oleaje procedentes del altímetro TOPEX y viento procedente del escaterómetro Quik-SCAT, identificó zonas de dominancia de estados de mar tipo *swell*. A estas zonas las denominó, *swells pools*. El criterio diferenciador entre *sea* y *swell* se basa en el grado de madurez del estado de mar, según la relación de altura de ola significativa y velocidad de viento para estados de mar desarrollados (Hasselmann *et al.*, 1988), expresado en la ecuación(2.22).

$$H_s = 1.614 \times 10^{-2} W^2 \quad (0 \leq W \leq 7.5 \text{ms}^{-1})$$

$$H_s = 10^{-2} W^2 + 8.134 \times 10^{-4} W^3 \quad (7.5 \leq W \leq 50 \text{ms}^{-1})$$

(2.22)

donde W es la velocidad del viento a 10 m de altura. En la, figura 2.25 se muestra el gráfico de dispersión de H_s frente a W procedentes de los pares de datos simultáneos TOPEX/Quik-SCAT, los colores indican la probabilidad de ocurrencia. La línea negra representa la relación obtenida por Hasselmann (1988), las línea punteadas (cruces y círculos) corresponden a las relaciones obtenidas por Pierson y Moskowitz (1964) y Ewing y Laing (1987) respectivamente.

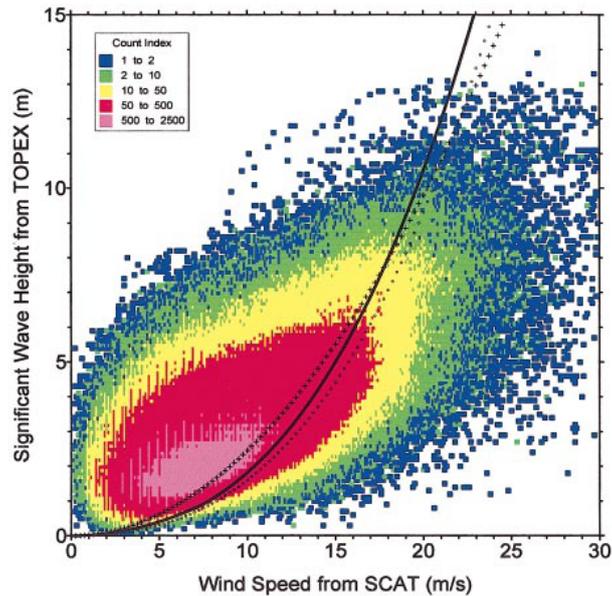


Figura 2.25. Gráfico de dispersión de H_s (TOPEX) frente a W (Quik-SCAT). Las líneas muestran distintas relaciones empíricas entre H_s y W en estados de mar maduros. Tomado de Chen. *et al.*, 2002.

La implicación directa de esta figura es la de poder diferenciar entre estados de mar maduros o completamente desarrollados (por encima de la línea de equilibrio) de los estados de mar en fases de desarrollo (por debajo de la línea de equilibrio). A pesar de que en una medida de H_s pueden coexistir varios sistemas de oleajes (*sea* y *swell*), en términos absolutos, este método ofrece una clasificación de los dos regímenes desde el punto de vista probabilístico. Así, Chen *et al.* (2002) obtuvo un patrón de dominancia global de cada uno de los tipos de mar considerados, según se muestra en la figura 2.26.

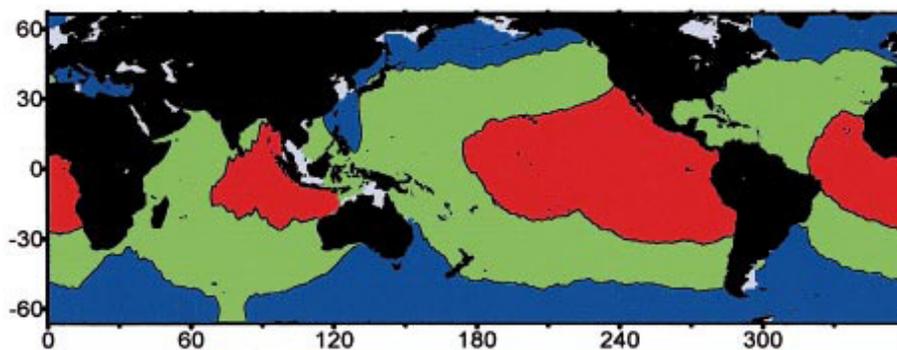


Figura 2.26. *Swell pools* (en rojo) y *sea pools* (azul). En verde se muestran las áreas donde ambos estados de mar adquieren la misma probabilidad de ocurrencia. Tomado de Chen. *et al.* (2002).

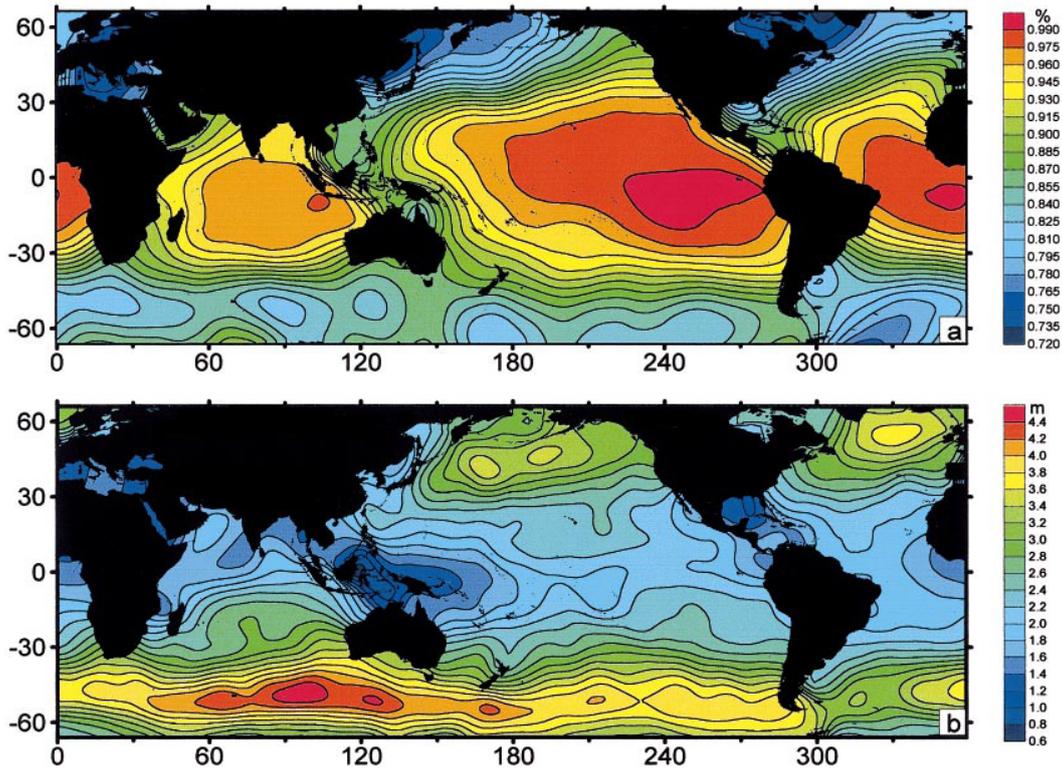


Figura 2.27. (a) Probabilidad global de ocurrencia de estados de mar tipo swell, (b) Altura de ola significativa media a partir de datos TOPEX y Quik-SCAT. Tomado de Chen *et al.* (2002).

Alves (2006), identificó y discretizó la superficie de los océanos en zonas diferenciadas de generación de *swells*, analizando la persistencia, altura de ola media y máxima de los *swells* generados en cada una de las 15 zonas seleccionadas. Este autor ejecutó dos años (2000-2001), del modelo WWIII (Tolman, 1997), ejecutando cada vez y por separado cada una de las zonas. En la figura 2.28 se muestra la altura de ola media y la persistencia de los *swells* generados en el Índico extratropical.

A pesar de la utilidad de los resultados obtenidos en ambas publicaciones, enfocados a entender el comportamiento de los distintos regímenes de oleaje, no es posible inferir la frecuencia de ocurrencia de estados de mar surfeables. Esto se debe a que las buenas condiciones de surf no se ven estrictamente acotadas a zonas de dominancia de estados de mar puramente *swells*, ni todas las zonas de dominancia de *swells* son buenas para el surf.

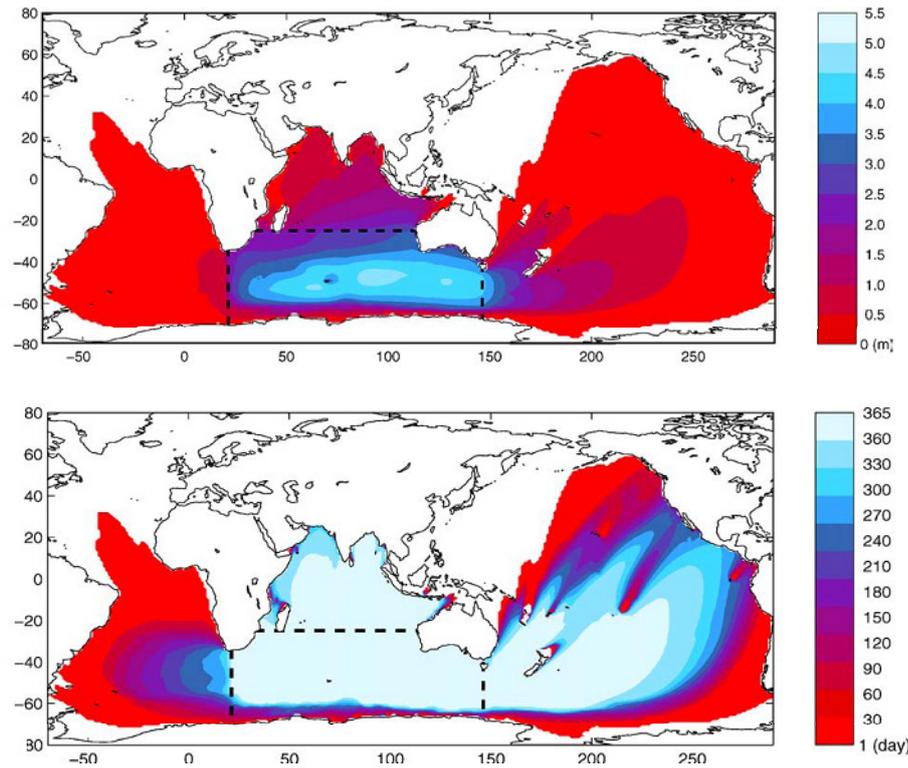


Figura 2.28. Altura de ola significativa media anual y persistencia de los swells generados en el Índico Extratropical. Tomado de Alves (2006).

Como conclusiones relativas a la generación de oleaje por viento, se tiene que existen 3 categorías de estados de mar:

- Estados de mar tipo *sea*, caracterizados por encontrarse dentro del área de generación, no son surfeables.
- Estados de mar tipo *windswell*. Son estados de mar que no han alcanzado su maduración ya sea por limitación por *fetch*, por tiempo o por que el viento no es suficientemente intenso. Los estados de mar tipo *windswell* se caracterizan por presentar periodos medios y bajos, y estar medianamente organizados ya que se encuentran en las proximidades del área de generación. Los estados de mar tipo *windswell* son surfeables.
- Estados de mar tipo *groundswell*. Son oleajes de periodo alto que se encuentran a gran distancia del área de generación. Los procesos de dispersión radial y frecuencial son los responsables de que la energía llegue concentrada en una

estrecha banda de frecuencias, agrupado y con alturas de ola correlacionadas. Los estados de mar tipo *grounswell* son los que mejores condiciones de surf generan.

2.3.5. Transformación y deformación del espectro a causa de los procesos de propagación

Los fenómenos responsables de la formación de olas surfeables no son tan claros como uno podría pensar. Desde aguas profundas hasta el punto de rotura, el oleaje ha de sufrir una serie de cambios que le confieran las características de olas para el surf. En este apartado se describen los procesos más importantes que transforman el oleaje, diferenciando entre aquellos que ocurren en profundidades intermedias, y en reducidas.

Cuando la profundidad es mayor a un medio de la longitud de onda, puede decirse que el oleaje se encuentra en profundidades indefinidas; es decir, se propaga sin sentir el fondo. Cuando las olas entran en una región de menor profundidad, se producen cambios en la altura de ola y en la dirección de propagación, pero también en el periodo, por lo que son esperables cambios en la forma espectral.

A medida que las olas se aproximan a la costa, es posible observar un aumento de su altura y una disminución de la longitud de onda. Este fenómeno, conocido como asomeramiento, es el responsable de que el perfil de onda adquiera mayor peralte permitiendo al surfista desplazarse por la pared de la ola. Cuando la profundidad del agua es aproximadamente igual a la altura de la ola, el perfil deja de ser estable, pues la velocidad orbital de las partículas de agua es mayor a la velocidad de avance del frente, produciéndose la rotura y disipando la mayor parte de la energía transportada.

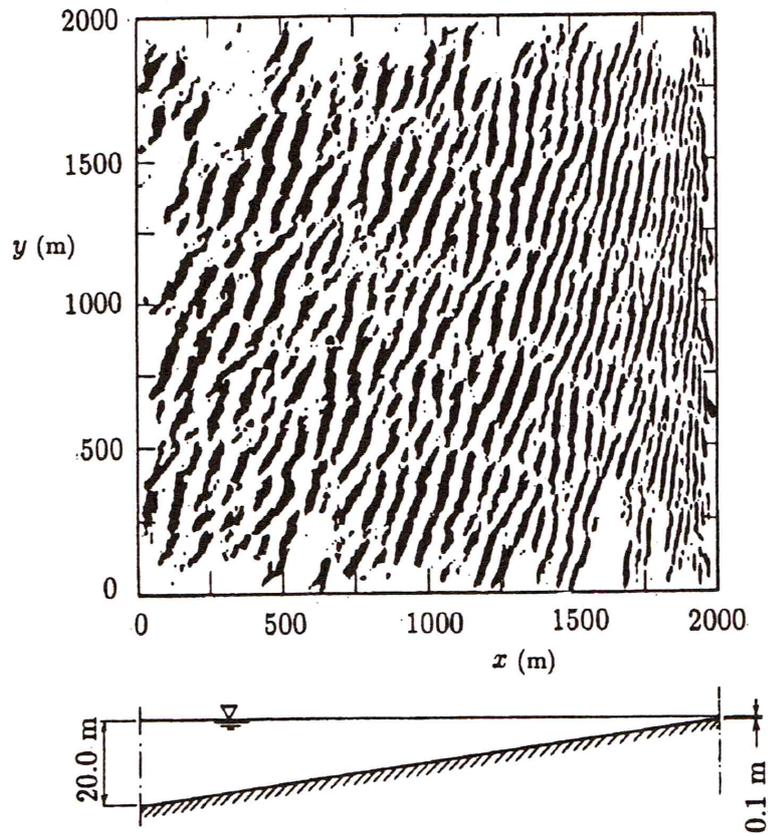


Figura 2.29. Patrón de crestas de un *windswell* refractando y asomerando en una playa con batimetría recta y paralela ($T_p=8.01$ s). Fuente: Goda, Y. (1992).

En la figura 2.29 se muestra el patrón de frentes de oleaje incidiendo en una playa de pendiente suave (1/100), el estado de mar se corresponde con un oleaje tipo *windswell*, con un periodo de pico de unos 8 s, un ángulo de incidencia de 30° y un $\sigma = 40^\circ$. Como puede apreciarse, a medida que disminuye la profundidad, la longitud de onda y el ángulo de incidencia respecto a la normal a la costa también lo hacen, al igual que la dispersión direccional (mayor alineación de los frentes). Este hecho mejora sustancialmente el grado de organización del estado de mar, ya que antes del punto de rotura, los frentes adquieren una dirección prácticamente paralela a la línea de costa.

Llama la atención la escasa profundidad a la que acontecen los mayores cambios en el oleaje, en torno a los 8-10 m. Obviamente, la disposición de la batimetría junto con el periodo y dirección del oleaje serán los principales responsables en el precondicionamiento del mismo para el surf. Así, aquellas rompientes que dispongan de una extensa plataforma plana a una profundidad apropiada para el rango de periodos más probables, presentarán mayor grado de organización del oleaje que aquellas que

carezcan de dicha estructura. Por este motivo, ciertas rompientes presentan óptimos funcionales ante un abanico amplio de oleajes, mientras que otras son muy exigentes en cuanto al grado de organización del *swell* incidente.

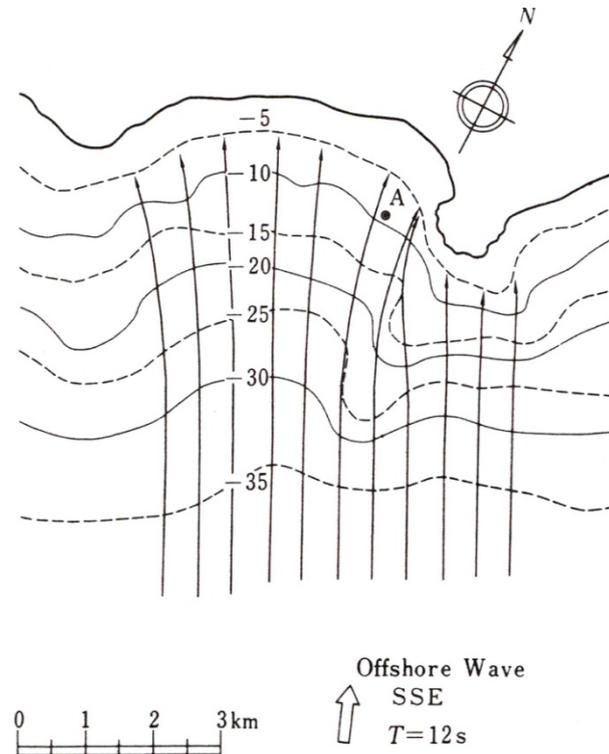


Figura 2.30. Diagrama de refracción para oleaje regular. Fuente: Goda, Y. (2000).

En la figura 2.30 se presenta un diagrama de refracción basado en la teoría del rayo. Como puede apreciarse, los rayos convergen ante anomalías batimétricas positivas (bajos o cabos) mientras que tienden a divergir ante anomalías negativas (cañones, ensenadas o bahías). Este patrón convergente y divergente genera gradientes en la altura del oleaje que dependiendo de la batimetría pueden ser muy intensos.

Como se ha visto, la refracción juega un papel fundamental en la calidad del oleaje ya que tiende a disminuir la dispersión direccional del espectro. Sin embargo, en determinadas ocasiones, la refracción también es responsable del filtrado en frecuencias. En la figura 2.31 se muestra el esquema de refracción de un oleaje irregular con una alta dispersión en frecuencias incidiendo oblicuamente en una costa con batimetría irregular. El rayo correspondiente al período T_1 , al sentir antes el fondo, comienza a cambiar su dirección antes que el rayo de menor período, T_2 . Por tanto, ante este oleaje, la rompiente A presentará unas condiciones de oleaje con mayor grado de

organización, ya que solo las componentes espectrales de baja frecuencia son capaces de propagarse hasta esta posición. Así, la rompiente B necesitará de un *swell* con mayor grado de pureza para generar olas de la calidad de las de la rompiente A.

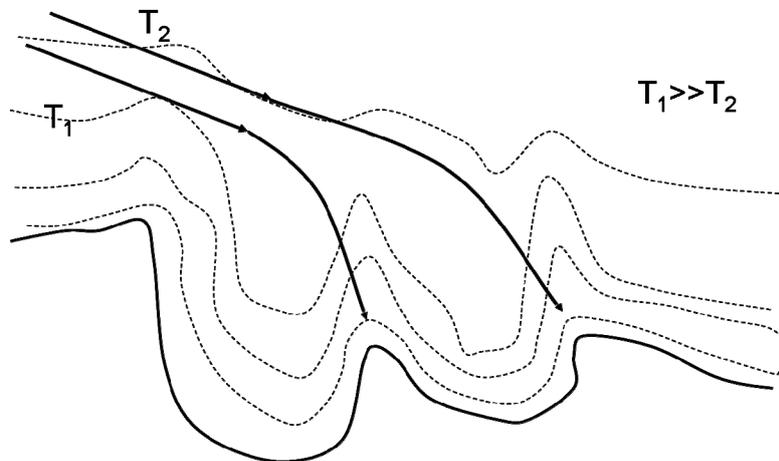


Figura 2.31. Diagrama de refracción para oleaje irregular.

Actualmente, los modelos de propagación de oleaje resuelven correctamente la refracción. De esta forma es posible conocer en detalle el efecto que la batimetría ejerce en el oleaje. En la figura 2.32 se muestra la propagación de un oleaje del NW con T_m de 10 s y T_p de 16 s. En cuanto al parámetro κ , es posible apreciar como el valor de éste pasa de 0.6 en indefinidas a 0.8 en ciertos lugares cerca de la costa. El patrón espacial correspondiente al oleaje propagado marca en colores oscuros ciertas zonas donde el oleaje presenta menor dispersión frecuencial. El viento utilizado como *input* en la propagación es un NW de 12 m/s, lo cual genera gran cantidad de energía, con altas frecuencias asociadas, que se propaga en la misma dirección que el viento. Por este motivo las zonas donde estas componentes no llegan a refractar, presentan mayores valores de κ (oleaje más organizado).

El estado de mar de la figura 2.33 corresponde a un oleaje característico de verano del NNW, con $T_p=10$ s y $T_m=4$ s, el viento es de dirección SSE e intensidad de 8 m/s. En los mapas de κ y σ puede observarse como el patrón espacial difiere del que se muestra en la figura anterior, presentando oleajes más organizados en las zonas más protegidas de los vientos del SSE.

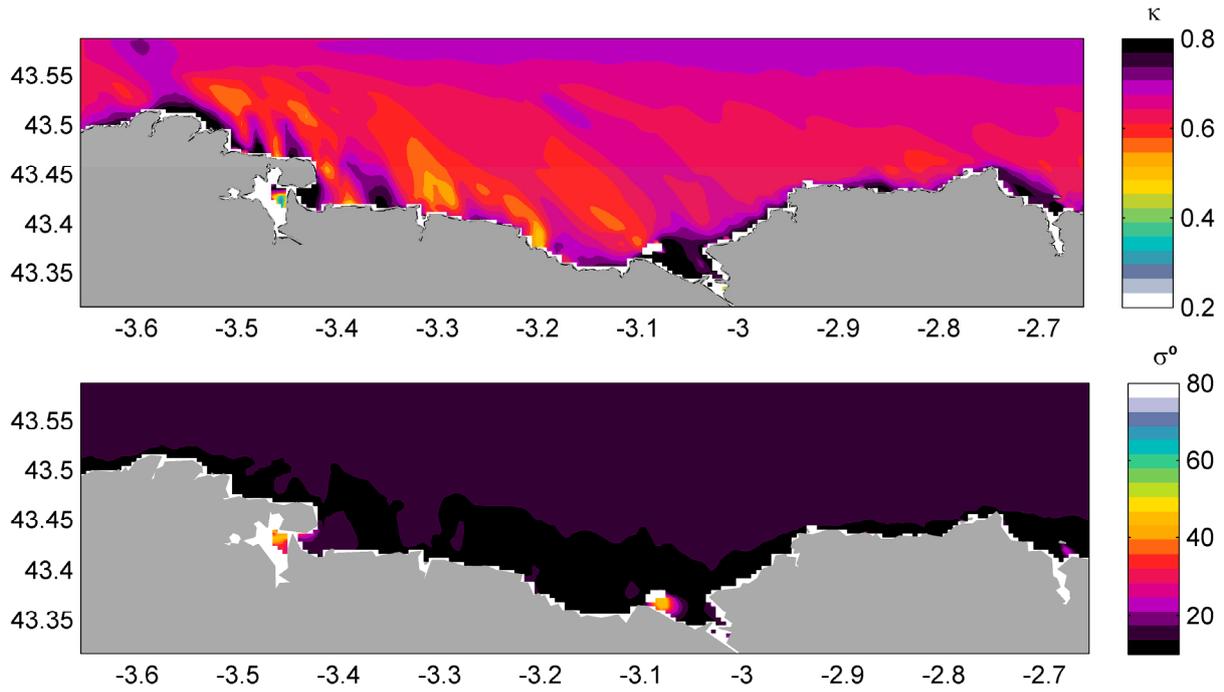


Figura 2.32. Propagación de un oleaje de temporal en el Cantábrico oriental. Se muestran los parámetros κ (panel superior) y σ (panel inferior). Elaboración propia.

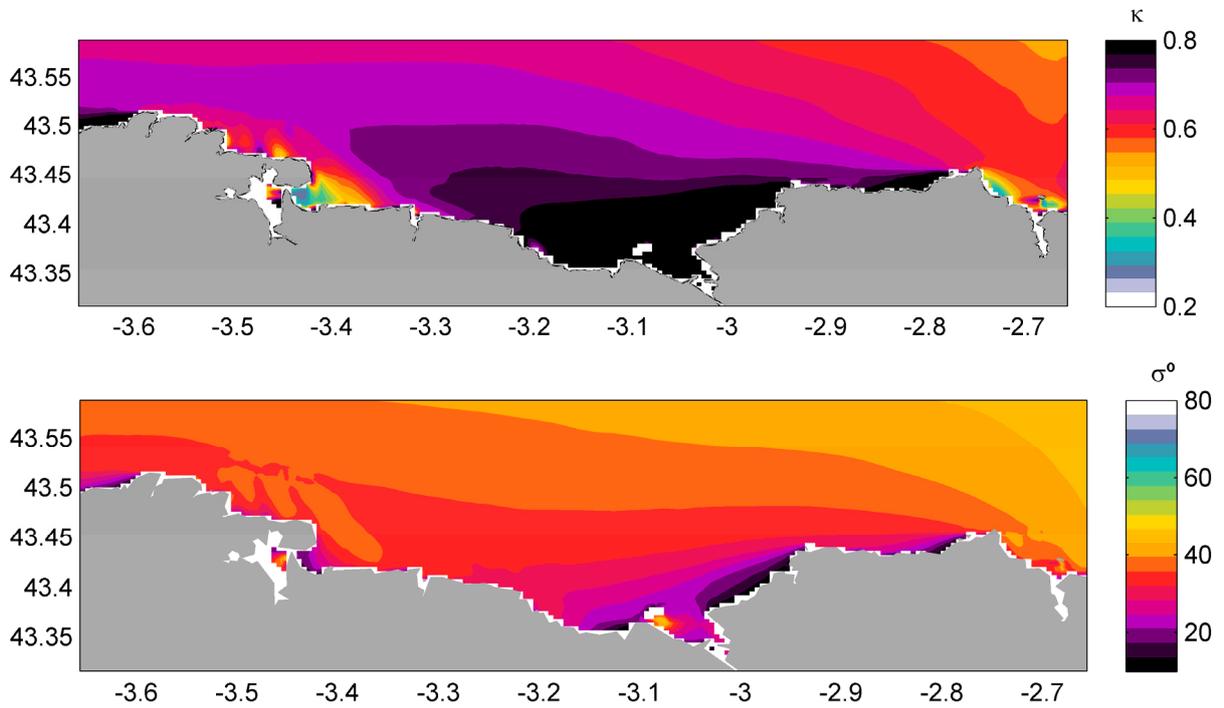


Figura 2.33. Propagación de un oleaje típico de verano en el Cantábrico oriental. Se muestran los parámetros κ (panel superior) y σ (panel inferior). Elaboración propia.

2.4. Clima y variabilidad climática

El oleaje es una respuesta del océano ante un estado atmosférico determinado, vientos intensos generan grandes olas mientras que las brisas anticiclónicas apenas agitan la superficie marina. Sin embargo, el oleaje no siempre responde a las condiciones locales de la atmósfera, ya que éste puede haberse generado a gran distancia. Conocer el funcionamiento general del clima es algo de vital importancia para entender cómo se comporta el oleaje, su distribución espacial, así como sus fluctuaciones en el tiempo. Además, otros factores como la pluviometría, la temperatura del agua o del aire en cada lugar del globo vienen determinados por el funcionamiento del sistema climático, con lo cual, entender su funcionamiento y sus causas de variabilidad ayudará a entender la disponibilidad de condiciones de surf a nivel tanto global como regional.

2.4.1. El sistema climático

La palabra *clima* proviene de la palabra griega *climatos*, cuyo significado es inclinación o declinación. Haciendo referencia a que las características climáticas medias en un lugar concreto son dependientes de la inclinación con la que inciden los rayos de sol. Köpen (1923) definió el *clima* como “*las condiciones meteorológicas medias y su evolución en el tiempo en un lugar determinado*”, así mismo, desarrolló una primera clasificación del *clima* basada en la latitud, la temperatura y la precipitación.

En las últimas décadas el concepto *clima* ha sido ampliado considerablemente introduciendo nuevos elementos cuya influencia en el mismo ha sido demostrada y que, por lo tanto, han de considerarse como parte del *sistema climático*. La Sociedad Americana de Meteorología (AMS) definió *clima* como “*la variación lenta del sistema atmósfera-hidrosfera-litosfera*” (Glickman, 2000). La definición del Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) dice así: “*el clima, en su más estricto sentido, es usualmente definido como el tiempo medio, o más rigurosamente, como la descripción estadística de variables relevantes (temperatura superficial, precipitación viento) en un periodo comprendido entre un mes y miles de millones de años, en término de valores medios y su variabilidad*”. La Organización Mundial de Meteorología (WMO) establece que un periodo de 30 años es suficiente para la

descripción del clima. El clima en su más amplio sentido es el estado, incluyendo su descripción estadística, del sistema climático (Solomon *et al.*, 2007).

Como se ha visto, el concepto *clima* ha cambiado a lo largo de los últimos tiempos, pasando de un enfoque centrado estrictamente en la atmósfera, a otro mucho más amplio, en el cual, la hidrosfera, la criosfera, la litosfera y la biosfera, forman parte del sistema climático (Glickman, 2000). El clima no es estático, es decir, varía a lo largo del tiempo como resultado de causas internas o externas al sistema. La distinción entre ambas fuentes no es siempre clara. Se entiende como forzamientos externos a aquellas variaciones del clima inducidas por factores externos que no se ven afectados por el comportamiento del resto del sistema climático. Son forzamientos externos las variaciones en la radiación solar o los cambios en los parámetros orbitales de la Tierra. Sin embargo, modificaciones en la composición de la atmósfera debidos a erupciones volcánicas o a la acción humana, son también considerados dentro de este grupo. Por otro lado, los forzamientos internos son aquellos que provienen de inestabilidades, interacciones o realimentaciones que se producen dentro y entre los distintos componentes del sistema climático.

2.4.1.1. Circulación general de la atmósfera

Con el fin de esclarecer el esquema general de circulación de la atmósfera se recurrirá a los trabajos realizados por Fisher *et al.* (1991) y Washington (1968). Ambos realizaron ensayos numéricos utilizando modelos similares de circulación atmosférica general. Fisher planteó un planeta cubierto de agua en su totalidad, con gradientes simétricos de temperatura del océano decreciente hacia los polos. Washington planteó un modelo similar pero esta vez con una topografía más realista. Ambos experimentos se iniciaron suponiendo una atmósfera en reposo forzada únicamente por la radiación solar y la rotación terrestre. Trascurrido un tiempo suficiente en las simulaciones, ambos experimentos mostraron patrones macroescalares similares en los que era posible identificar el cinturón ecuatorial de bajas presiones ecuatoriales, así como características macro-turbulentas de las latitudes medias. De estos experimentos se obtuvieron las siguientes conclusiones:

- El principal forzamiento de la circulación atmosférica a escala planetaria es la radiación solar incidente y, por tanto, el calentamiento diferencial de la superficie de la Tierra.
- Las características básicas de la circulación atmosférica a escala planetaria serían muy parecidas a las actuales si el planeta estuviera completamente cubierto de agua, por lo que la distribución agua-tierra no es determinante en la circulación general de la atmósfera.

Sin embargo, en el experimento de Washington se demuestra que introduciendo la distribución agua-tierra, con los elementos orográficos más relevantes, como el Himalaya o los Andes, se obtienen patrones de circulación global más realistas.

Así, partiendo de una atmósfera en reposo, la radiación solar, que debido al ángulo de incidencia es mayor en el ecuador que en los polos, hace que las masas de aire ecuatoriales se calienten y asciendan desplazándose hacia los polos intentando equilibrar la temperatura en ambos hemisferios. En ese proceso el aire se va enfriando paulatinamente hasta que vuelve a la superficie. Este hecho se produce en ambos hemisferios en latitudes próximas a los 30°, donde se forman sistemas de altas presiones. Cuando el aire desciende, parte de él vuelve al ecuador, formando los vientos alisios. El resto sigue su desplazamiento hacia el polo, hasta encontrarse con las masas de aire frío que provienen del mismo en latitudes cercanas a los 60°. Como resultado de este choque, el aire asciende formando los sistemas de bajas presiones extratropicales.

Por tanto, en cada hemisferio se identifican tres células de circulación, que desde el ecuador hacia los polos se conocen como, célula de Hadley, célula de Ferrel o célula de latitudes medias y célula Polar.

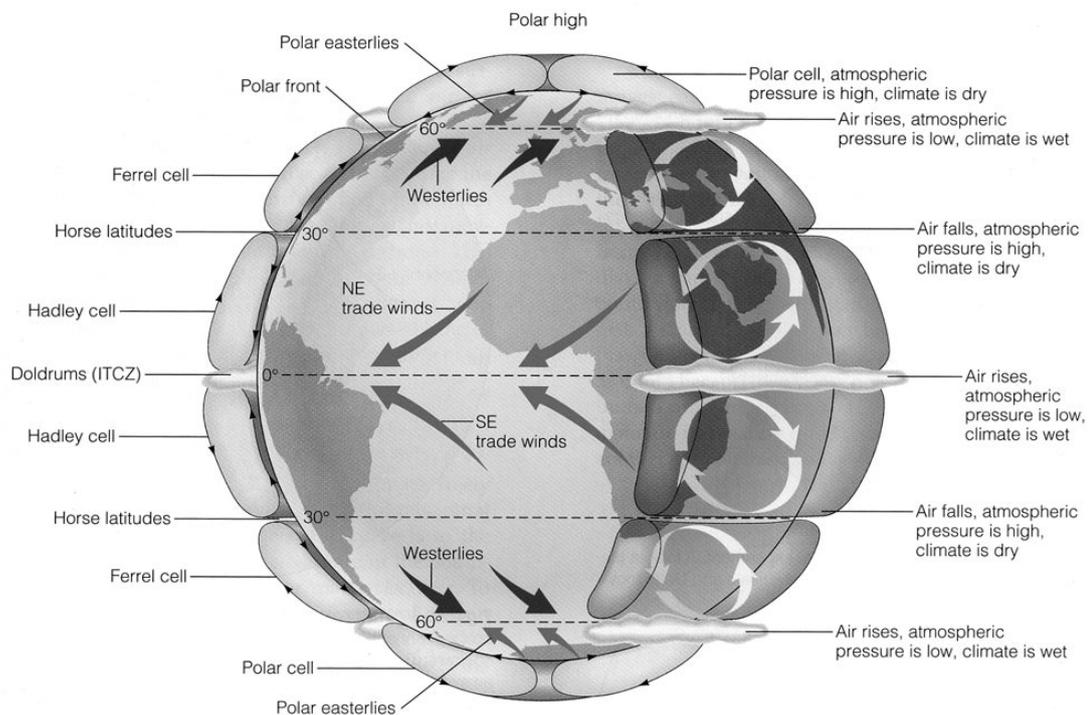


Figura 2.34. Esquema general de circulación atmosférica. Fuente: <http://hovanitz.com>.

La zona donde convergen las células de Hadley de ambos hemisferios, se conoce como la zona de convergencia intertropical. Ésta se caracteriza por vientos débiles (calmas ecuatoriales), ya que el movimiento neto del aire es ascendente. Por el contrario, no ocurre lo mismo en la zona donde se encuentran los vientos fríos de la célula polar con los vientos templados de la célula de Ferrel, donde, debido a las grandes diferencias de temperatura, y por lo tanto, de presión, se generan frecuentemente sistemas de bajas presiones muy inestables. La zona de bajas presiones extratropicales es donde se genera la mayor parte del oleaje surfeable que encontramos en el océano, pues las tormentas o ciclones extratropicales son el fenómeno meteorológico generador de oleaje más frecuente, en comparación con otros mecanismos presentes en latitudes tropicales como son los huracanes o tifones.

El patrón de circulación atmosférica tiene consecuencias directas en la distribución espacio-temporal de los fenómenos generadores de oleaje, lógicamente también tiene un efecto determinante en la distribución de la temperatura global (ver figura 2.35).

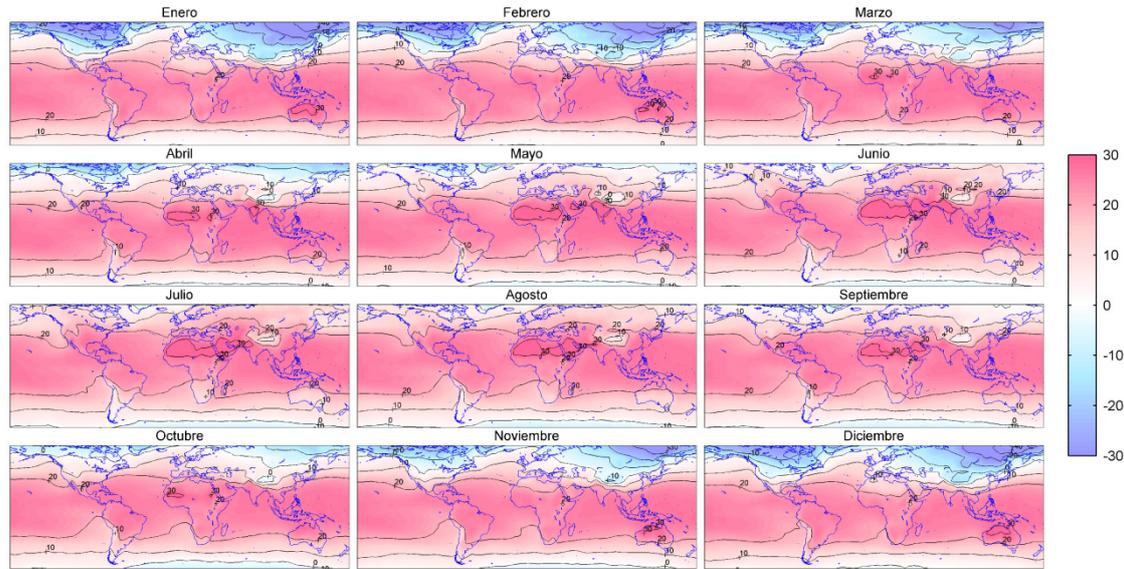


Figura 2.35. Temperatura superficial del aire (ST) media mensual en grados centígrados. Reproducción de los datos de NECP/NCAR.

2.4.1.2. Circulación general de los océanos

El océano es una componente lenta del sistema climático, ya que los procesos de mayor variabilidad ocurren a una escala de tiempo mayor que en la atmósfera. En general, se diferencian dos sistemas de corrientes oceánicas, superficiales y profundas. Las primeras son la respuesta del océano a los patrones globales de vientos superficiales, mientras que las corrientes profundas deben su origen a las diferencias de densidad (salinidad y temperatura) entre las masas de agua, por lo que se las conoce como corrientes termohalinas. En realidad, los dos sistemas de corrientes no son independientes, pues las corrientes generadas por viento modifican la temperatura y la salinidad, influyendo a su vez en las corrientes profundas. Éstas, al emerger de nuevo a la superficie, generan diferencias en la temperatura de la atmósfera, pudiendo modificar de esta manera los patrones de vientos responsables de las corrientes de superficie.

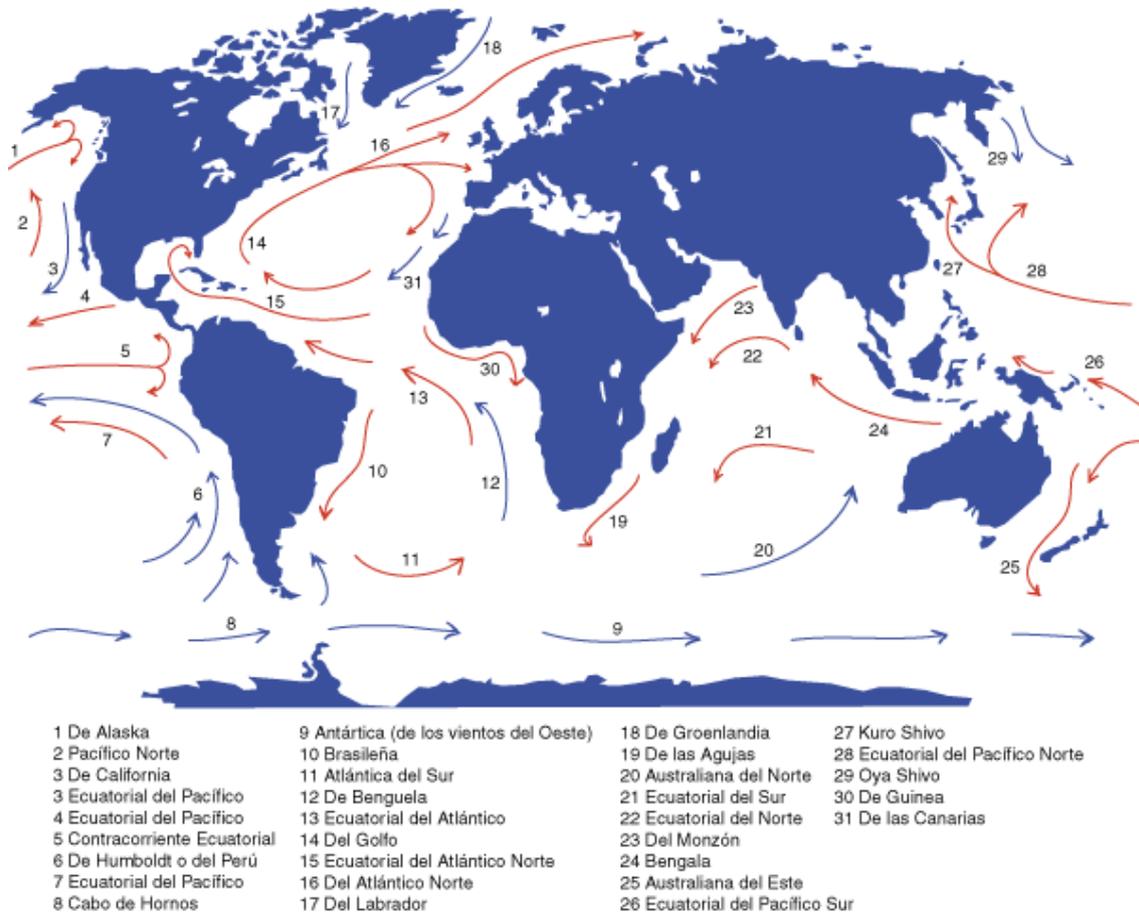


Figura 2.36. Esquema general de circulación superficial de los océanos. Fuente: <http://mediateca.cl>

En la figura 2.36 se muestra el esquema general de circulación superficial de los océanos. Éstas coinciden con bastante exactitud con el patrón general de circulación atmosférica. En el Hemisferio Norte, estos sistemas tienden a moverse en sentido horario (movimiento ciclónico), en tanto que en el hemisferio sur lo hacen en dirección contraria (movimiento anticiclónico).

En latitudes ecuatoriales, generadas por los vientos característicos de la zona de convergencia intertropical, se generan corrientes superficiales que se desplazan hacia el este. Al entrar en contacto con los continentes, estas corrientes son desviadas en dirección norte y sur generando las llamadas corrientes marginales. Las corrientes marginales son más intensas en los márgenes occidentales de los océanos debido a la fuerza de Coriolis. En este sentido son notables la Corriente del Golfo (14) en el Atlántico Norte y la de Kuro-Shivo (27) en las costas del Pacífico asiático. Las corrientes marginales occidentales del Hemisferio Sur no son tan notables en cuanto a

la intensidad de las mismas, entre ellas están la Corriente de Brasil (10) y la Corriente de Australia del Este (25), para los océanos Atlántico Sur y Pacífico Sur, respectivamente.

Las corrientes marginales orientales tienden a ser más anchas y más difusas. Estas, relativamente someras y lentas, se mueven hacia el ecuador, transformándose en las corrientes Norecuatorial y Sudecuatorial. Así, para el Pacífico Sur tenemos la Corriente de Humboldt (Corriente del Niño) o también conocida como Corriente Chile-Perú (6), mientras que en el Pacífico Norte, la corriente marginal oriental, se conoce bajo el nombre de Corriente de California (3). En el Atlántico Norte encontramos la Corriente de Canarias (31) y la Corriente de Benguela en el Atlántico Sur (12).

En el Hemisferio Sur, la presencia de tierra es mucho menor que en el norte, donde los continentes interrumpen la generación de corrientes asociadas a la zona de bajas presiones extratropicales. Los vientos extratropicales del oeste son muy persistentes en el Hemisferio Sur, produciendo un movimiento continuo de aguas superficiales alrededor de la Antártida, conocida como la Corriente de Deriva o Circumpolar Antártica (9), que condiciona el sistema circulatorio general en este hemisferio.

Además de las corrientes superficiales mencionadas, se pueden identificar muchas otras, cada una con una zona de influencia concreta y un periodo de circulación propio. Variaciones en la intensidad o trayectoria de las mismas pueden producir efectos, cuya notoriedad en el clima global, dependerá de la cantidad de energía asociada a cada corriente. Así, destaca por su impacto en el clima global, la Corriente de Chile-Perú, y otras como la Corriente del Golfo cuyo impacto, aun siendo más reducido, es muy notorio en clima Europeo y Asiático respectivamente.

La corriente del Pacífico sur está formada por la corriente fría de Chile-Perú, que transporta aguas frías antárticas bordeando las costas de Sudamérica hasta Perú, y otra cálida en sentido inverso, la Corriente Sudecuatorial. Ésta recorre todo el Pacífico, desde las costas de Sudamérica hasta las aguas de Indonesia, donde vuelve a descender hasta la Antártida. Los vientos alisios del hemisferio sur son el motor de esta corriente haciendo que las aguas frías lleguen hasta Perú y Ecuador. Cuando estos vientos se debilitan, la Corriente Sudecuatorial también lo hace provocando un calentamiento anómalo de la superficie del Pacífico. A su vez, la corriente fría de Chile-Perú no alcanza

las latitudes que suele alcanzar normalmente, haciendo que se calienten también las aguas de Perú y Ecuador. El fenómeno de “El Niño” aparece asociado a unas condiciones atmosféricas características que dan lugar a un patrón de variabilidad conocido como la Oscilación Sur o ENSO, “*El Niño Southern Oscillation*”. Este fenómeno modifica la transferencia de energía y momento en el Pacífico ecuatorial, afectando al clima de distintas regiones del globo. La escala temporal de variabilidad de este fenómeno es de escala interanual, entre 3 y 5 años (Trenberth, 1997).

Esta amalgama de movimientos de agua genera un patrón térmico de la superficie del océano. Este patrón es muy relevante para el surfista, ya que es el que, en última instancia, determina la sensación térmica esperable en un *spot* determinado. En la figura 2.37 se muestra la temperatura media mensual de la superficie del océano, SST.

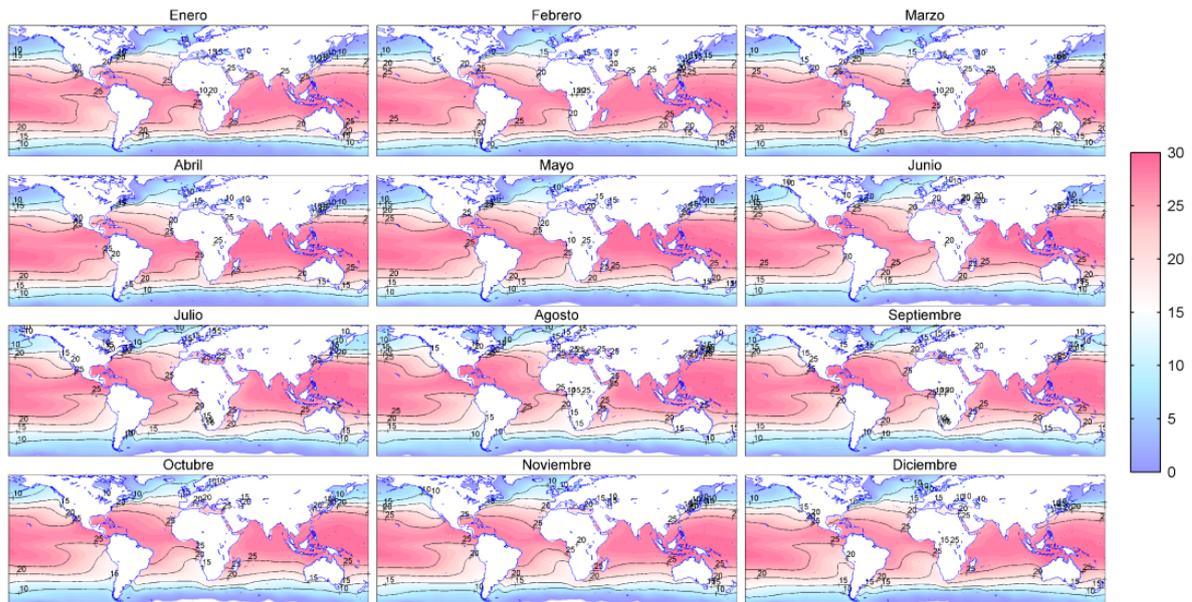


Figura 2.37. Temperatura superficial del agua (SST) media mensual en grados centígrados. Reproducción de los datos de NECP/NCAR.

2.4.1.3. Ciclones extratropicales, ciclones tropicales y vientos alisios

Como se ha visto, el sistema climático es altamente complejo y dinámico, en el cual, la interacción atmósfera-océano juega un papel fundamental en la distribución de la energía alrededor del planeta. Los fuertes vientos necesarios para la generación de oleaje ocurren generalmente en aquellas zonas donde las diferencias de calor y, por tanto, de presión son notables; siendo en este sentido el océano la componente con más

capacidad calorífica. En el apartado anterior se ha explicado como la distribución del calor en el océano sigue un patrón determinado en el cual las corrientes superficiales y profundas se combinan distribuyendo el calor y regulando el intercambio de éste con la atmósfera, controlando así la generación de los fenómenos meteorológicos causantes del oleaje. Por ejemplo, las diferencias de temperatura entre el ecuador y los trópicos son el motor de los vientos alisios. En cuanto a la generación de oleaje surfeable se refiere, encontramos tres fuentes principales, éstas son: los vientos alisios de latitudes medias, las borrascas extratropicales y los ciclones tropicales.

Estos fenómenos son capaces de generar oleaje de cierta magnitud y, por tanto, de ser surfeados. Entre ellos, destacan por su idoneidad para el surf, los oleajes generados en latitudes medias, *groundswells* asociados a tormentas extratropicales, que debido al efecto de la rotación terrestre viajan en sentido oeste-este, siendo capaces de recorrer largas distancias a lo largo del globo (Barber y Ursell, 1948; Munk *et al.*, 1963; Snodgrass *et al.*, 1966; Alves, 2006).

Otra fuente importante en la generación de oleaje son los vientos alisios o vientos del este, que ejercen su acción en latitudes inferiores a los 30° en ambos hemisferios. Estos vientos, si soplan con cierta intensidad durante un tiempo suficiente, son capaces de proporcionar condiciones de surf que, aun siendo persistentes en el tiempo, no suelen ser de buena calidad, *windswells*. Por último, a pesar de ser una fuente muy eventual en comparación con las anteriores, los ciclones tropicales son responsables de la mayor parte del surf que se da en ciertas costas tropicales y subtropicales orientadas al este. Este tipo de fenómenos, de características muy explosivas, reconocidos frecuentemente por su efecto catastrófico cuando se aproximan a tierra, suelen ocurrir en mares tropicales durante los últimos meses del verano, cuando la temperatura de la superficie del océano es máxima. La probabilidad de ocurrencia anual de ciclones o tormentas tropicales varía de unos lugares a otros, oscilando en promedio entre los 27 eventos anuales que se dan en el Pacífico oriental y los 7 en el Índico.

A pesar de la diversidad de fenómenos meteorológicos capaces de generar oleajes suficientemente energéticos, son las tormentas extratropicales la causa más importante del recurso surf, si las comparamos tanto en cantidad como por su zona de influencia.

Las tormentas y ciclones tropicales son menos frecuentes y con zonas de influencia más limitadas, por tratarse de fenómenos de menor duración y dimensión. Si de igual manera, se comparan los *groundswells* con los *windswells* generados por los vientos alisios, resultan ser estos últimos mucho menos energéticos que los primeros (se disipan rápidamente), ya que la intensidad de los vientos debidos a las borrascas supera con creces la intensidad de los vientos anticiclónicos.

Los vientos alisios del noreste, en el hemisferio norte y del sureste en el sur, son los responsables de los oleajes de verano en latitudes próximas al ecuador. Debido al carácter macroescalar de este fenómeno, los vientos superficiales no son lo suficientemente intensos como para generar oleajes con periodos elevados. Por otro lado, el extenso *fetch* del que disponen hace que en ocasiones produzcan olas de una altura considerable. Los oleajes asociados a estas condiciones atmosféricas, normalmente anticiclónicas, aun proporcionando cierta surfeabilidad, rara vez son responsables de buenas condiciones para el surf. Así, gracias a este tipo de situaciones es posible la práctica del surf durante el verano en sitios como la costa este de Australia o en la cara norte de las Islas Canarias. Estos vientos permanecen prácticamente invariables de Mayo a Octubre en el hemisferio norte, con eventos de mayor intensidad cuya duración puede variar de días a semanas.

Los ciclones extratropicales se desarrollan en la interfase que separa las masas de aire frío y caliente en latitudes medias (30°-60°), en la zona de convergencia extratropical. Las bajas presiones se presentan como perturbaciones atmosféricas que generalmente se propagan hacia el este siguiendo una trayectoria, *storm track*, que está relacionada con la posición de la corriente de chorro, *Jet Stream*, en las capas altas de la atmósfera. Cuando la velocidad del viento supera los 17.2 ms^{-1} (fuerza 8 en la escala Beaufort) se les denomina tormentas. Las tormentas se desarrollan en zonas donde existen grandes gradientes de presión y temperatura, y normalmente llevan asociados fenómenos meteorológicos severos como fuertes vientos, lluvias o fuerte descenso de la temperatura. La duración de este tipo de fenómeno oscila entre los tres y los siete días, siendo éstas más frecuentes en los inviernos de cada hemisferio. La variabilidad estacional en la ocurrencia de tormentas de latitudes medias es mayor en el Hemisferio Norte debido a la presencia de los continentes, sin embargo, en el Hemisferio Sur esta

variabilidad entre invierno y verano es mucho menor. La dimensión de los ciclones extratropicales oscila entre los 1000 km y lo 3000 km de diámetro, lo que unido a la intensidad de los vientos, hace que sean estas perturbaciones las responsables de los severos oleajes invernales en la costa oeste de EEUU o de Europa. Los estados de mar relacionados con este tipo de eventos suelen presentar periodos elevados y alturas de ola que en ocasiones pueden llegar a ser demasiado grandes para la mayoría de surfistas. La gran cantidad de energía que transporta le permite salir fuera del área de generación, pudiendo viajar miles de kilómetros, lo cual, convierte a las tormentas de latitudes medias en la principal fuente generadora de surf en ambos hemisferios.

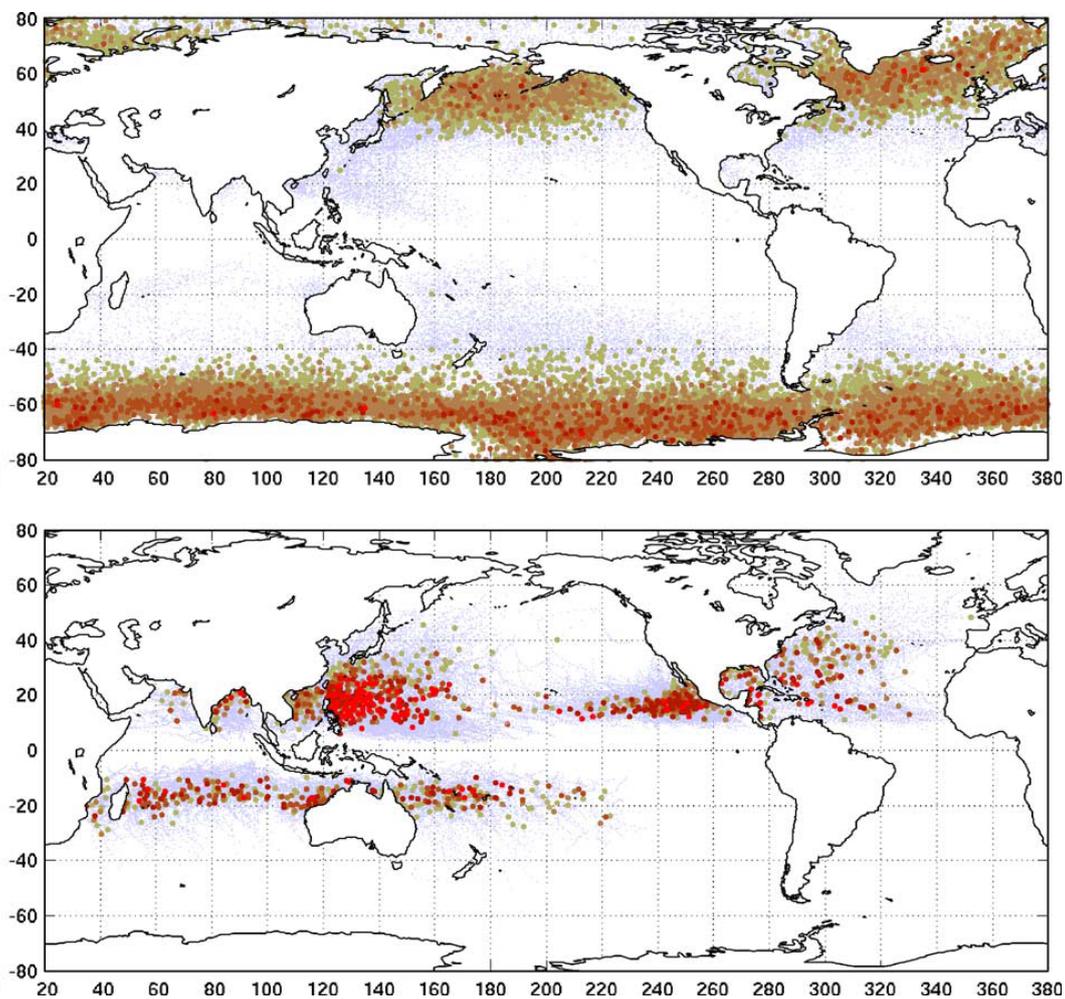


Figura 2.38. Trayectorias de las tormentas extratropicales (panel superior) y de los ciclones tropicales (panel inferior). Fuente: GISS/NASA, NHC/NOA y JTWC/US Navy.

En la figura 2.38 se muestra la trayectoria de las tormentas extratropicales (panel superior) y de los ciclones tropicales (panel inferior) obtenidos del *Goddard Institute for Space Studies* (GISS/NASA) y *National Hurricane Center* (NHC/NOA) y *Joint Typhoon*

Warning Center (JTWC/US Navy), respectivamente. El color indica la densidad relativa de eventos registrados en el periodo 1971-2000, siendo éste más intenso donde se cuantifican mayor número de ellos.

En la figura 2.39, se muestran los mapas medios mensuales de velocidad y dirección del viento para los meses de Diciembre y Julio. Nótese como, por término medio, la velocidad del viento es mayor en la zona extratropical del hemisferio sur. En la figura 2.40, se muestra la altura de ola media mensual para los mismos meses. Obsérvese la alta variabilidad estacional en los océanos del hemisferio norte.

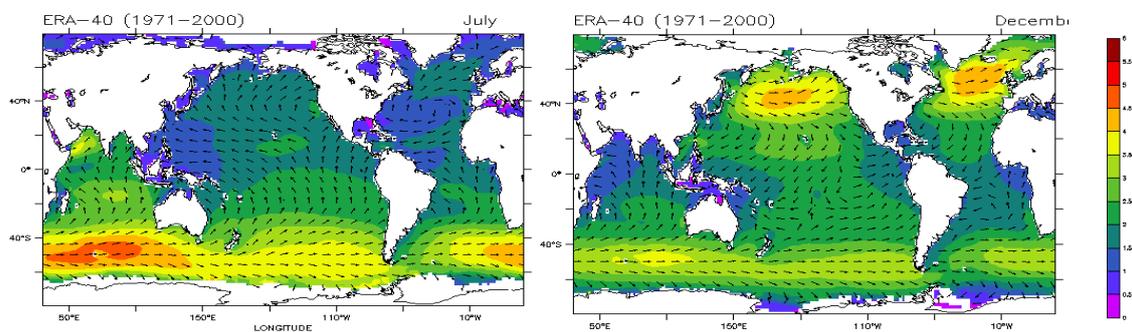


Figura 2.39. Velocidad (m/s) y dirección del viento medio mensual durante el periodo 1971-2000, para los meses de Julio y Diciembre. Fuente: www.ecmwf.int.

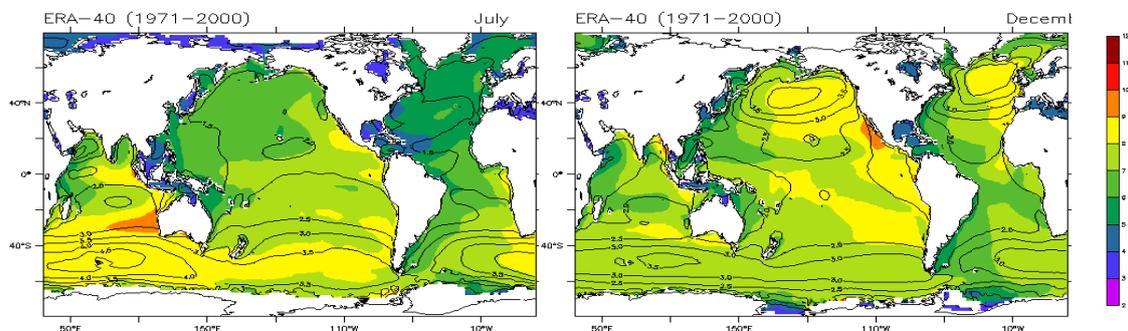


Figura 2.40. H_s media mensual en metros (líneas de contorno) y periodo medio (escala de colores), durante el periodo 1971-2000, para los meses de Julio y Diciembre. Fuente: www.ecmwf.int.

2.4.2. Variabilidad del sistema climático

Dentro sistema climático se establecen relaciones entre los distintos componentes del mismo; relaciones que son responsables de cambios significativos en el clima en escalas de tiempo que pueden variar de días o semanas hasta miles de años. Identificar estos cambios no es sencillo, ya que el sistema es altamente dinámico, cambiando constantemente y haciendo difícil establecer si un cambio observado pertenece, por

ejemplo, a un ciclo anual, o si es la respuesta a un ciclo mucho más largo. Así mismo, también ha de considerarse la escala espacial a la que acontecen estos cambios. Cambios en la Corriente del Golfo afectan claramente a Europa y Norteamérica; por el contrario, cambios en la Corriente del Pacífico Sur pueden inducir cambios notables en el clima a escala global.

Originalmente se consideraba que las fluctuaciones climáticas de alta frecuencia eran irrelevantes para el sistema climático, que tiende a reaccionar lentamente ante cualquier forzamiento. Por el contrario, Hasselman (1976) demostró que las variaciones de baja frecuencia son la respuesta integrada a los siempre presentes cambios de tiempo que se producen en el corto plazo. Este razonamiento es la base del estudio de las relaciones entre el comportamiento general del clima y fenómenos climáticos de menor escala temporal (ej. lluvias torrenciales u oleajes severos). Por este motivo, es posible relacionar, por ejemplo, las condiciones de surf con el fenómeno de El Niño, ya que el este fenómeno refleja una distribución concreta de los sistemas de altas y bajas presiones. Esta situación, generará más o menos cantidad de oleajes surfeables (en escalas que van desde el día a varios meses).

Como se ha visto en el apartado 2.4.1.1, los aspectos generales de la circulación atmosférica en un determinado lugar pueden ser estimados sin necesidad de conocer las características específicas de la región, por lo que las fluctuaciones climáticas que acontecen a escala global tendrán una amplia contribución sobre el clima a escala regional. Así, es posible que una parte importante de la variabilidad éste controlada por los fenómenos climáticos globales.

Von Storch (1997) describió formalmente la relación estadística existente entre la variabilidad global y regional, sentando así las bases de lo que actualmente se conoce como *downscaling* estadístico. Este autor demostró que la variabilidad climática regional está controlada por dos factores, uno es la incertidumbre o la variabilidad climática no controlada por los componentes del sistema climático a gran escala, mientras que la otra parte es la correspondiente a la variabilidad inducida por los fenómenos climáticos de escala global. La contribución que ambos términos ejercen en la variabilidad regional del clima puede variar de unos lugares a otros. Mientras más pequeña sea la incertidumbre asociada a la variabilidad regional mayor peso ejercerá la variabilidad

global sobre el clima en una región. Este razonamiento es la base de las técnicas de *downscaling* estadístico o técnicas de regionalización. Éstas tratan de inferir estadísticamente, sin necesidad de modelos regionales, la variabilidad del clima regional o local en base a la variabilidad del clima a una escala mayor. La afección que la NAO (*North Atlantic Oscillation*) ejerce sobre el oleaje en el Atlántico Norte, es un claro ejemplo de la relación existente entre la circulación atmosférica a escala regional y la variabilidad local del oleaje (Woolf *et al.*, 2002).

2.4.2.1. Patrones de variabilidad climática. Índices Climáticos

La cantidad de datos procedentes de observaciones y simulaciones de modelos numéricos de circulación general de la atmósfera ha ido incrementándose en las últimas décadas. Esto ha hecho posible el análisis e identificación de ciertos patrones atmosféricos característicos o teleconexiones que explican la variabilidad de la atmósfera y el océano en ciertas regiones del globo. Se entiende por patrón, aquellos campos de presión o determinadas anomalías en la circulación atmósfera-océano que se dan de forma repetida y persistente. Son de gran escala y suelen incidir en el clima de una o varias regiones geográficas, siendo por tanto, modos preferenciales de variabilidad climática de baja frecuencia. Así, una teleconexión se compone de un modo espacial y uno temporal asociado, que marca la evolución del mismo, su amplitud y su fase.

Existen distintas técnicas empíricas y estadísticas empleadas en la identificación de patrones atmosféricos. Los criterios empleados para la definición de estos patrones son muy diversos, tanto en cuanto a la variable a medir como en la forma de hacerlo. Existen patrones que se definen con base en la diferencia de presión a nivel del mar (SLP) observada en dos estaciones de medida, otros basados en la temperatura superficial del océano (SST), e incluso otros más sofisticados que combinan distintas variables medidas en dos o más estaciones. Dentro de las técnicas estadísticas más utilizadas, encontramos los análisis de redundancia o el análisis de componentes principales. En la tabla 2.4 se muestra algunos de los patrones de variabilidad atmosférica más importantes.

Acrónimo	Nombre completo
AO	<i>Arctic Oscillation</i>
SAM	<i>Southern Annular Mode</i>
SO	<i>Southern Oscillation</i>
PNA	<i>Pacific North American Pattern</i>
WP	<i>Western Pattern</i>
EP/NP	<i>East Pacific/North Pacific Oscillation</i>
NAO	<i>North Atlantic Oscillation</i>
EA	<i>East Atlantic Oscillation</i>
SCA	<i>Scandinavian Pattern</i>
IOD	<i>Indian Ocean Dipole</i>

Tabla 2.4. Índices climáticos más importantes. Fuente: www.cpc.ncep.noaa.gov/products.

El comportamiento de cada patrón se suele caracterizar mediante un índice normalizado que indica la fase y amplitud en la que éste se encuentra. La importancia de los índices climáticos radica en que sintetizan una gran cantidad de información a través de un solo valor. A su vez, al tratarse de fenómenos macroescalares previsible en el medio plazo (de meses a años), permiten inferir o prever las condiciones climáticas regionales o incluso locales más probables dado un valor del índice previsto.

Como se verá más adelante, no todos los patrones mencionados tienen una afección tan clara sobre el oleaje como la tiene la NAO en el Atlántico Norte o la SO en el Pacífico, asociado este último al fenómeno de El Niño (Stuart R. *et al.*, 1992; Woolf *et al.*, 2002; Mendez *et al.*, 2006; Menendez *et al.*, 2008; Izaguirre *et al.*, 2009). A continuación se describen algunos de los patrones cuya afección en la variabilidad del oleaje ha sido evidenciada.

2.4.2.1.1. Oscilación del Ártico, *Artic Oscillation* (AO)

La oscilación del Ártico (*Artic Oscillation*, AO) y la Oscilación Anular del Sur u Oscilación del Antártico (*Southern Annular Mode*, SAM) son los dos patrones climáticos con mayor influencia en el hemisferio norte y sur, respectivamente. El índice AO representa el estado de la circulación atmosférica sobre el Ártico. Es el patrón

dominante de las variaciones no estacionales de presión a nivel del mar en latitudes más al sur de los 20°N y se caracteriza por anomalías de presión de un signo en el Ártico y anomalías de signo opuesto centradas sobre los 37°-45°N (Thompson y Wallace, 1998). La fase positiva produce presiones más bajas de lo normal en la región polar, lo que se traduce en un desvío hacia el norte de las borrascas y por lo tanto, condiciones más húmedas sobre Escocia y Escandinavia y más secas en áreas como la Península Ibérica o los países del Este (figura 2.41).

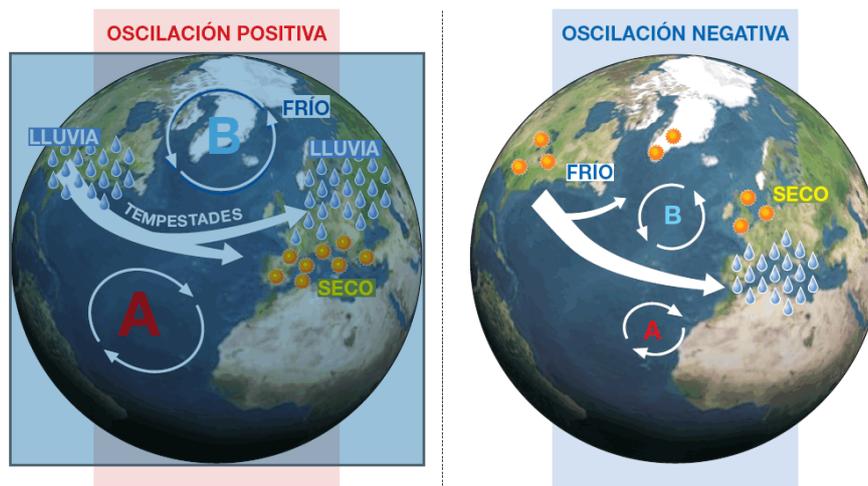


Figura 2.41. Efecto de la fase positiva (izquierda) y negativa (derecha) del AO. Fuente: <http://www.entremontanas.com>.

2.4.2.1.2. Oscilación del Antártico, *Southern Annular Mode* (SAM)

En el hemisferio sur el SAM representa el homólogo del AO en latitudes por encima de los 20°S. Se caracteriza por las anomalías de presión de un signo centradas sobre la Antártida y las anomalías de signo contrario sobre las latitudes 40°-50°S (Thompson y Wallace, 2000). El SAM se puede calcular como la primera componente principal de las anomalías de presión o del geopotencial de 850 hPa al sur de los 20°S (figura 2.42). Se puede ver un centro de bajas presiones localizado en el polo y rodeado de un cinturón de altas presiones. La comparación de esta oscilación con la oscilación del Ártico evidencia la alta correlación entre ambas.

EOF 1 of SH extratropical 850 hPa Z (meters)

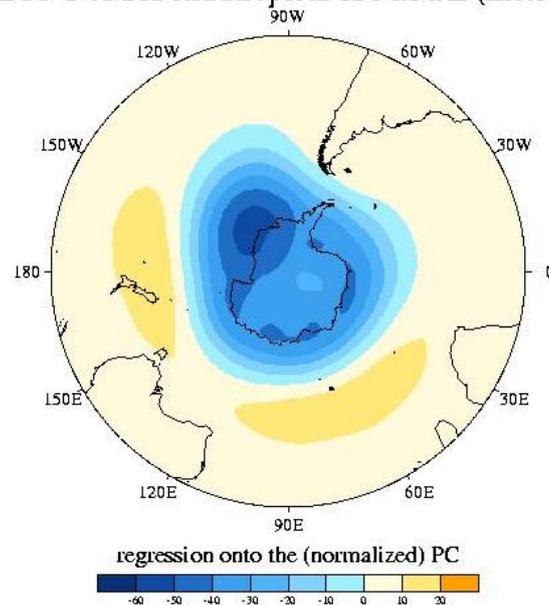


Figura 2.42. EOF 1 del neopotencial de 850 hPa entre el polo sur y los 20°S.

2.4.2.1.3. Oscilación del Sur, *Southern Oscillation (SO)*

Es uno de los patrones atmosféricos más ampliamente estudiados, ya que su afeción es clara en el clima global, principalmente en Australia, Oceanía, Sudamérica y Norteamérica. Este patrón está caracterizado por una variación de la circulación general en la zona tropical del Pacífico Sur, quedando definido en función de las diferencias en la presión a nivel del mar medidas en Tahití y Darwing. Existen otros métodos basados en el promediado de la SST sobre diversas zonas del Pacífico, que aun generando valores del índice opuestos al original, están correlacionados inversamente a éste. Así el SO está íntimamente ligado al patrón de circulación oceánica en esta parte del globo, más concretamente a la corriente del Pacífico Sur, véase apartado 2.4.1.2.

Las dos situaciones sinópticas que se presentan en el Pacífico Sur, oscilan interanualmente en un periodo comprendido entre los tres y los cinco años (Trembert, 1997). El estado más probable corresponde a un patrón atmosférico en el cual, los vientos alisios del hemisferio sur soplan en dirección sudeste, llevando el agua superficial del océano hacia las costas orientales del Pacífico, haciendo que el clima en la costa este de Australia sea relativamente cálido y húmedo. En consecuencia, el nivel superficial del mar es aproximadamente medio metro más alto en Indonesia, Oceanía y

Australia que frente a las costas del Perú y Ecuador. Por otra parte, debido a que el transporte neto de agua es en sentido este-oeste, en las costas de Sudamérica afloran aguas frías que provienen de las profundidades oceánicas. Este proceso conocido como *upwelling* hace que el clima en las costas de Chile y Perú sea extremadamente seco como, por ejemplo, en el Desierto de Atacama, que es el lugar más árido de todo el planeta.

El afloramiento de aguas frías en esta zona es un factor fundamental para la economía de las comunidades costeras de Chile y Perú, pues las aguas, al llegar cargadas de nutrientes disueltos del fondo, son el sustento de los grandes caladeros de pesca de esta región. Cuando este patrón se intensifica, es decir, los vientos fluyen hacia el oeste con mayor intensidad, se producen eventos denominados como La Niña, caracterizados por lluvias torrenciales en el este de Australia y *blooms* de fitoplancton en la parte oriental del Pacífico, así como sequías extremas en Perú.

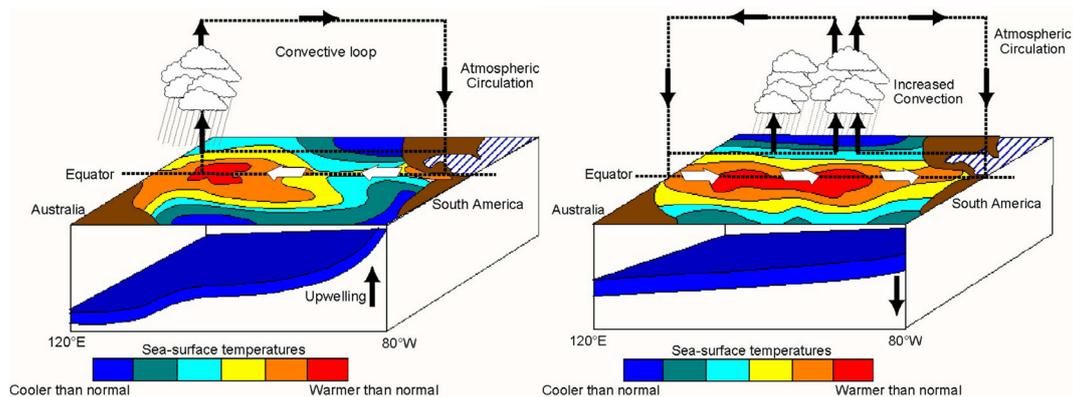


Figura 2.43. Esquema de la situación de vientos y estructura oceánica durante la fase negativa del ciclo ENSO (izquierda) y positiva (derecha). Fuente: South African Weather Service.

La fase Niño corresponde al segundo estado sinóptico que da lugar al ciclo SO o ENSO, “*El Niño Southern Oscillation*”. La fase de El Niño comienza cuando la corriente de Humboldt (corriente de Chile-Perú) se debilita. Este hecho altera la distribución de altas y bajas presiones sudcuatoriales, dando lugar a un cambio en la dirección de los vientos alisios que pasan a fluir hacia el este en lugar de hacia el oeste. Este fenómeno origina graves sequías en Australia mientras que en la otra parte del océano se producen devastadoras inundaciones.

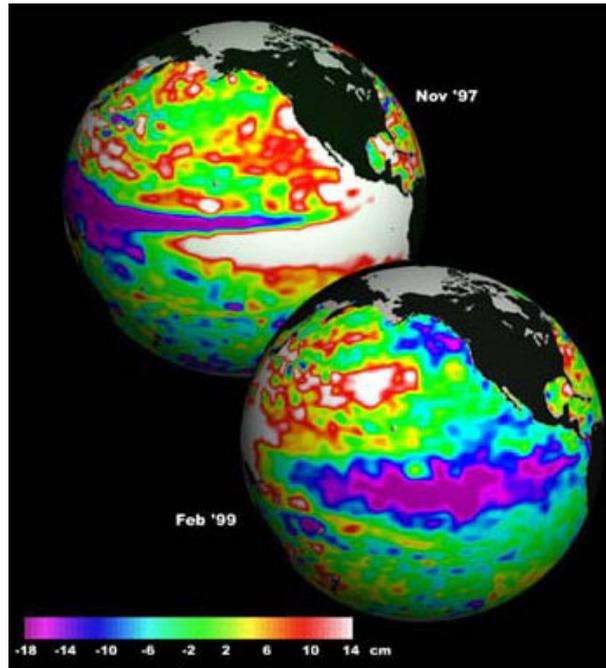


Figura 2.44. Elevación de la superficie libre asociada a El Niño, 1997 y la La Niña 1999. Fuente: www.jpl.nasa.gov/gallery/gallery.html

En la figura 2.44 se muestra la variación del nivel del mar observada por el satélite Topex asociada al fenómeno de El Niño producido en Noviembre de 1997 y a la situación de la Niña observada en Febrero de 1999. La variación en el patrón de vientos lleva a asociado una variación en el nivel de las aguas. En este sentido, cuando se produce un evento de El Niño, las aguas cálidas acumuladas en la parte occidental del Pacífico se desplazan hacia las costas de Sudamérica, produciendo un aumento del nivel del mar de hasta 50 cm.

El fenómeno ENSO se monitoriza a través de índices de temperatura superficial del agua (*SLP*), índices Niño, y de presión, índice de la oscilación del sur (*SOI*). Los índices de *SST* están definidos en cuatro regiones a lo largo del ecuador y miden las diferencias de temperatura en estas zonas. Las regiones se denominan: NIÑO 1 (80-90° W, 5-10 ° S), NIÑO 2 (80-90°W, 0-5° S), NIÑO 3 (90-150°W, 5°N-5°S) y NIÑO 4 (150-160°W, 5°N-5°S). Estas regiones fueron definidas a principios de los 80, pero se han ido modificando y combinando, de forma que lo que antes eran las regiones NIÑO 1 y NIÑO 2 ahora son la región NIÑO 1+2. Además una nueva región llamada NIÑO 3.4 (120-150°W, 5°N-5°S) fue identificada y es de las más utilizadas al ser más representativa del fenómeno y correlacionarse muy bien con el índice *SOI*.

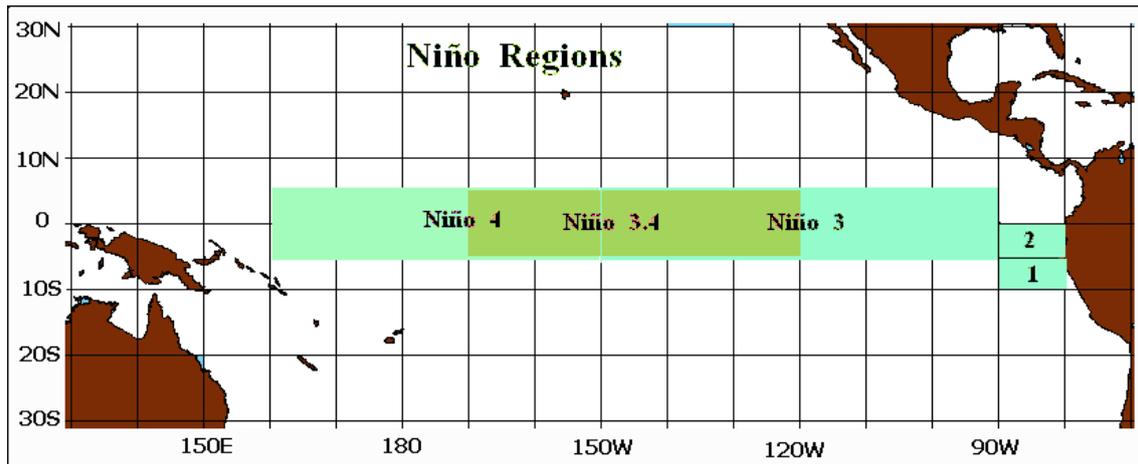


Figura 2.45. Regiones de medida de los índices Niño. Fuente:
<http://www.srh.noaa.gov/jetstream//tropics/enso.htm>

El índice SOI representa la componente atmosférica del fenómeno, denominada Oscilación del Sur. Este índice está basado en la diferencia de presiones estandarizadas a nivel del mar entre Tahiti en el Pacífico Central y Darwin en Australia. En la fase positiva del SOI la presión barométrica en Tahití es mayor que en la zona de Darwin (fase Niña), mientras que en la fase negativa la presión aumenta en el oeste y cae en el este al debilitarse los vientos alisios (fase Niño).

Ambos índices están correlacionados, como se puede ver en la figura 2.46. El panel superior muestra la evolución temporal del NIÑO 3.4 mientras que en el panel inferior se muestra el SOI para el mismo período de tiempo. Cuando la presión en Tahití es menor que en Darwin la anomalía de temperatura en el NIÑO 3.4 es positiva, ocurriendo el episodio cálido del ENSO, y por lo tanto, situación de El Niño. Por el contrario, cuando la presión en Tahití es mayor que en Darwin, la temperatura del NIÑO 3.4 es menor de lo normal y por lo tanto estamos ante un episodio de La Niña (fase fría del ENSO).

Las series temporales de los índices indican que el ciclo del ENSO tiene un período medio de 4 años; sin embargo, en el registro histórico el período varía entre los 2 y los 7 años. Las décadas de los 80 y 90 presentaron un ciclo del ENSO muy activo, con 5 episodios de Niño (1982/83, 1986/87, 1991/93, 1994/95 y 1997/98) y 3 de Niña (1984/85, 1988/89 y 1995/96). Además este período registró 2 de los episodios Niño más fuertes del siglo (1982/83 y 1997/98), así como dos períodos consecutivos de condiciones Niño durante 1991-1995 sin la alternancia de episodio frío.

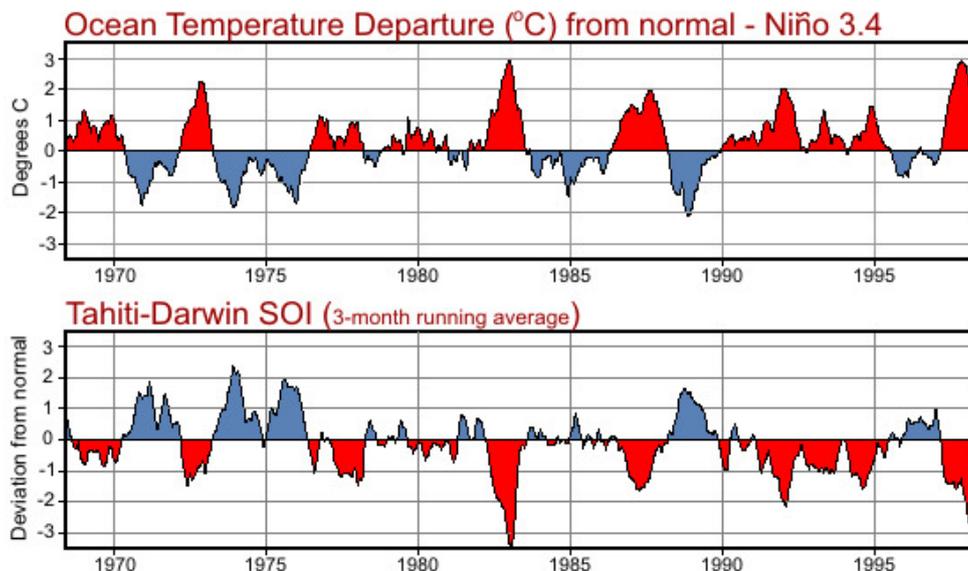


Figura 2.46. Evolución del índice NIÑO 3.4 (panel superior) y el SOI (panel inferior) en el mismo periodo de tiempo. Fuente: <http://www.srh.noaa.gov/jetstream//tropics/enso.htm>

El efecto de este patrón climático en el surf es muy conocido en las costas de California, ya que debido al sistema insular de San Clemente, Santa Catalina y otras islas, el oleaje que incide en la costa es muy dependiente de la dirección del mismo aguas adentro. Estas islas ejercen un efecto de sombra muy intenso ante los oleajes del NW; sin embargo, deja pasar la mayor parte de la energía de los oleajes que inciden con dirección WSW, que son más frecuentes durante la fase Niño. En la figura 2.47 se expone el patrón de borrascas ocurridas en el invierno de 2008-09 (fase cálida) en el Pacífico Norte.

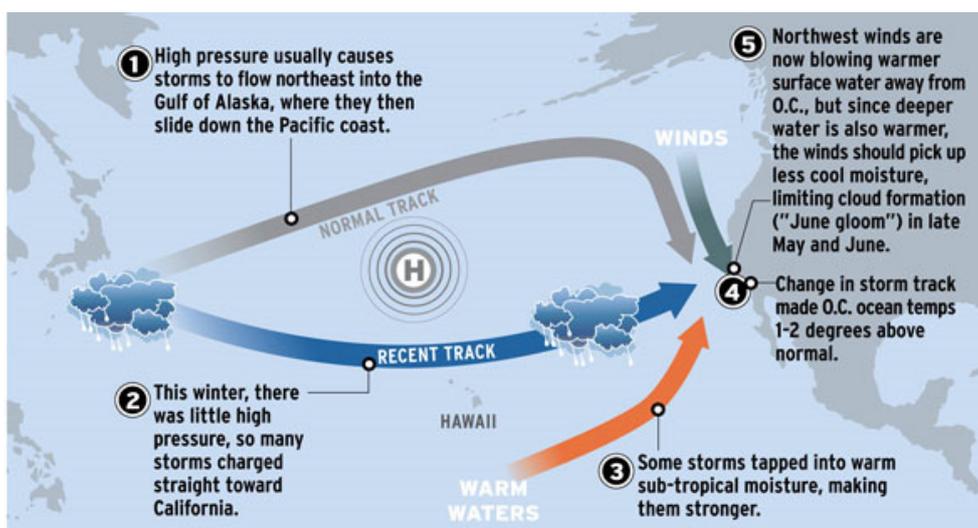


Figura 2.47. Trayectoria de las borrascas en el Pacífico Norte durante el invierno 2009-10. Fuente: www.surflines.com.

2.4.2.1.4. Patrón de Norte América-Pacífico, *Pacific North American Pattern* (PNA)

El patrón de Norte América Pacífico (*Pacific North American Pattern*, PNA) es uno de los sistemas de variabilidad de baja frecuencia más prominentes en el Hemisferio Norte extratropical. Está forzado por la relación entre las aguas cálidas de Hawai y las aguas frías de las islas Aleutianas de Alaska, por lo que se ve intensificado durante los períodos Niño. Las masas de aire sobre estas zonas generan un patrón de circulación que afecta al clima de Norte América en casi todos los meses excepto Junio y Julio.

El patrón PNA está asociado con fluctuaciones fuertes en la localización e intensidad de la corriente de chorro (*Jet Stream*) asiática oriental. La fase positiva está asociada a una intensificación de esta corriente y un movimiento hacia el este del *jet* en la zona próxima al oeste de los Estados Unidos. La fase negativa está asociada a una retracción del chorro hacia el oeste, es decir, el este de Asia, bloqueando la actividad del Pacífico Norte a latitudes altas y a una fuerte alteración de la configuración del flujo atmosférico sobre el Pacífico Norte central.

2.4.2.1.5. Índice del Pacífico Oeste, *Western Pacific Index* (WP)

El WP es un modo primario de baja frecuencia que explica la variabilidad sobre el Pacífico Norte a lo largo de todos los meses del año (Wallace y Gutzler, 1981, Barnston y Livezey, 1987). Durante el invierno y primavera el patrón consiste en un dipolo norte-sur de anomalías con un centro localizado sobre la península de Kamchatka y otro de signo contrario, más amplio, cubriendo una porción del sudeste asiático y latitudes bajas de la zona oeste del Pacífico norte. Por lo tanto, la fase negativa o positiva del patrón refleja variaciones zonales y meridionales en la posición e intensidad de la corriente de chorro en el Pacífico oeste. En verano y otoño aparece un tercer centro de anomalías sobre Alaska y el Mar de Beaufort con signo opuesto al del centro sobre el Pacífico Norte occidental. Esta estructura es más evidente en otoño, formando una ruta cuasi circular que se introduce en el oeste de los Estados Unidos.

2.4.2.1.6. Patrón del Pacífico Este Norte, *East Pacific-North Pacific Pattern* (EP/NP)

El patrón EP/NP está caracterizado por tres centros principales de anomalías de presión que se manifiestan fundamentalmente en las estaciones de primavera, verano y otoño. La fase positiva presenta altas presiones sobre Alaska y el oeste de Canadá y bajas sobre el Pacífico norte central y el este de Norte América. Los eventos fuertes de la fase positiva están asociados con una intensificación y movimiento hacia el sur de la corriente de chorro del Pacífico, lo que da lugar a circulación anticiclónica sobre el oeste de Norte América y ciclónica sobre el este de los Estados Unidos. Los eventos fuertes de fase negativa del patrón dan lugar a situaciones opuestas en estas regiones.

La fase positiva del patrón EP/NP está asociada a temperaturas por encima de la media en la zona este del Pacífico norte y temperaturas por debajo de lo normal en el Pacífico norte central y el este de Norte América. Además refleja condiciones húmedas en el norte de Hawai y secas sobre el sudoeste de Canadá.

2.4.2.1.7. Oscilación del Atlántico Norte, *North Atlantic Oscillation* (NAO)

La oscilación del Atlántico Norte (Barnston y Livezey, 1987) es un importante fenómeno climático consecuencia de la interacción atmósfera-océano que condiciona el clima en Europa y partes de Norte América y Asia. La NAO consiste en un dipolo norte-sur formado por el centro de bajas presiones en Islandia y el centro de altas presiones en las Azores (Hurrell, 1995), produciendo cambios en los campos de presión que modifican la trayectoria de las tormentas que cruzan el Atlántico Norte desde la costa este de América hasta Europa. Se han publicado un amplio número de índices que varían de acuerdo a la localización e instrumentación, destacando el índice de Hurrell (1995), calculado como la diferencia entre las anomalías de presión a nivel del mar estandarizada entre Lisboa (Portugal) y Stykkisholmujr (Islandia), o el de Jones (1997) que utiliza los datos medidos entre Gibraltar e Islandia.

En fase positiva, el gradiente de presión meridional de invierno sobre el Atlántico Norte es grande. Eventos fuertes de la fase positiva están asociados a temperaturas por encima de lo normal en el este de Estados Unidos y a lo largo del norte de Europa y temperaturas bajas en Groenlandia y casos aislados en el sur y este de Europa. También están asociados a condiciones de precipitación abundantes en el norte de Europa y Escandinavia y condiciones secas en el sur y centro de Europa. Patrones opuestos de temperatura y precipitación son observados en eventos fuertes de la fase negativa.

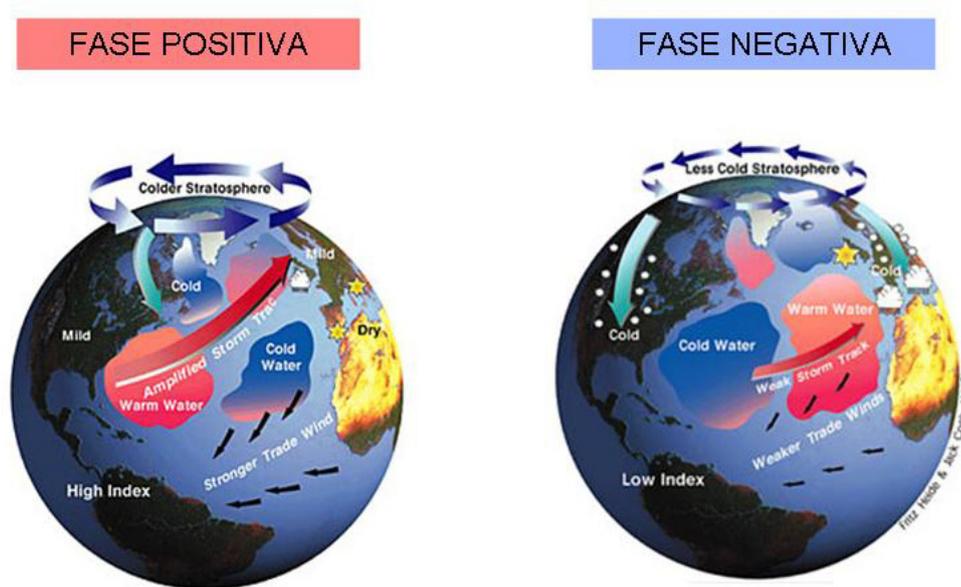


Figura 2.48. Fases positiva (izquierda) y negativa (derecha) de la NAO

La NAO está fuertemente vinculada a la oscilación del Ártico (AO), modo generador de la variabilidad en la circulación de todo el hemisferio norte. La NAO es considerada una oscilación muy similar a la AO pero más localizada sobre la cuenca Atlántica. Esto sugiere que los efectos en el Atlántico son más significativos de lo que se pensaba inicialmente, teniendo una significancia en el clima similar a la que tiene el ENSO en el Pacífico. La NAO es determinante para el surf en el Atlántico Norte. Durante la fase fluida o positiva, la atmósfera registra un gradiente de presión norte-sur, que genera vientos de componente oeste. Si la NAO presenta fase bloqueada, el anticiclón se localiza sobre Islandia, impidiendo el paso de las bajas presiones al viejo continente, el oleaje generado, esta vez por vientos de menor magnitud, viaja fundamentalmente en sentido SE, generando condiciones de surf en la costa este de E.E.U.U.

2.4.2.1.8. Patrón del Atlántico Este, *East Atlantic pattern* (EA)

El segundo modo principal de baja frecuencia sobre el Atlántico Norte es el patrón del Atlántico Este (Barnston y Livezey, 1987). El patrón EA aparece como un modo destacado en todos los meses y es estructuralmente similar a la NAO. Consiste en un dipolo norte-sur de anomalías de presión que se extiende en el Atlántico Norte. El centro de anomalías está desplazado en dirección sureste con respecto a las líneas nodales de la NAO, por lo que estos dos modos presentan cierta dependencia. Sin embargo, la localización en latitudes más bajas del centro del patrón EA contiene un vínculo subtropical más fuerte asociado a modulaciones en la intensidad y la localización de las borrascas. Este vínculo subtropical es el que distingue el patrón EA de su homólogo NAO.

2.4.2.1.9. Patrón del Atlántico Este y Rusia Occidental, *East Atlantic-Western Russian pattern* (EA/WR)

El patrón EA/WR es uno de los tres patrones teleconectivos que afectan a la zona de Eurasia a lo largo del año. Este patrón es predominante en todos los meses, excepto Junio-Agosto, y es referido por Barnston y Livezey (1987) como el patrón Eurasia-2. Consiste en cuatro centros principales de anomalías. Dos centros principales localizados sobre el mar Caspio y el oeste de Rusia componen el EA/WR de invierno. El patrón trimodal es evidente en los meses de primavera y otoño, con dos centros principales de anomalías de presión de signo contrario localizados sobre el oeste/noroeste de Rusia y el noroeste de Europa. El tercer centro, con el mismo signo que el centro de Rusia, está localizado fuera de la costa portuguesa en primavera pero presenta un pronunciado desplazamiento hacia Canadá en otoño.

Al tratarse de un patrón de carácter mayoritariamente continental, su afección al oleaje no es muy clara. Sin embargo, este patrón puede afectar a los vientos locales de las costas más orientales del sur de Europa, y por tanto a la disponibilidad de condiciones de surf. Esto mismo ocurre con el patrón climático descrito en el apartado 2.4.2.1.10.

2.4.2.1.10. Patrón de Escandinavia, *Scandinavian pattern* (SCA)

El patrón SCA consiste en un centro de circulación primaria que se extiende sobre Escandinavia y amplias zonas del océano Ártico y el norte de Siberia. El patrón escandinavo fue presentado previamente por Barnston y Livezey (1987) como el patrón Eurasia-1. Dos centros adicionales más débiles con signo opuesto al centro escandinavo están localizados sobre el oeste de Europa y el sector Mongolia/oeste de China. Este patrón es un modo prominente de baja frecuencia en todos los meses salvo en Junio y Julio.

2.4.2.1.11. Dipolo del océano Índico, *Indian Ocean Dipole* (IOD)

El IOD es un fenómeno combinado océano-atmósfera que tiene lugar en el océano Índico ecuatorial que afecta al clima en Australia y a algunos países que rodean la cuenca Índica (Saji *et al.*, 1999). Este fenómeno se mide mediante un índice calculado a partir de la diferencia entre la temperatura superficial del agua en el oeste (50°E a 70°E, 10°S a 10°N) y el este (90°E a 110°E, 10°S a 0°S) del océano Índico. Este índice se denomina *Dipole Mode Index* (DMI). En la figura 2.49 se pueden ver los polos este y oeste del IOD en su fase positiva (Noviembre de 1997).

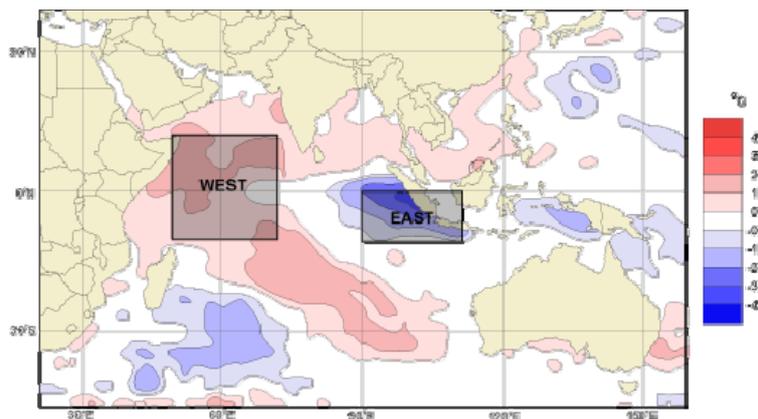


Figura 2.49. Anomalías de temperatura superficial del agua en el océano Índico en la fase positiva del IOD en Noviembre de 1997. Fuente: http://www.bom.gov.au/climate/IOD/about_IOD.shtml

La fase positiva del índice está vinculada a temperaturas y precipitaciones por encima de la media en la región oeste del océano Índico y al enfriamiento de las aguas en el este del Índico, lo que da lugar a sequías en las zonas de Indonesia y del centro y sur de

Australia. La fase negativa del IOD produce condiciones opuestas, con calentamiento del agua y más precipitaciones en la parte oriental del Índico y enfriamiento y condiciones más secas en el oeste. Por último, hay que destacar también que el IOD afecta a la duración e intensidad del monzón sobre la región india.

2.4.3. Variabilidad climática del oleaje

Actualmente existe un gran número de trabajos que analizan el clima marítimo en diferentes escalas espacio-temporales y en base a diferentes fuentes de datos. Estos trabajos han estado siempre condicionados por la disponibilidad de datos con suficiente cobertura espacio-temporal. Gracias a las misiones espaciales para la toma de datos meteo-oceanográficos que comenzaron a lanzarse a partir de los años 90 y al desarrollo de modelos numéricos fiables (WAM, WWIII), ha sido posible analizar el oleaje en grandes dominios (regionales y/o globales). Las bases de datos visuales de barcos en ruta, han permitido también estudiar la variabilidad espacio-temporal del oleaje, principalmente en aquellas áreas con mayor tráfico naval (Gulev y Grigorieva, 2006).

Dependiendo de la duración de los diferentes registros, estos trabajos se han centrado en el análisis del oleaje en diferentes escalas temporales. Así, destacan los trabajos de Alves y Young (2004), Chen, *et al.*, (2004) y Caires y Sterl (2005) por investigar los patrones espaciales de ocurrencia de eventos extremos de oleaje, información de especial interés para la navegación y la ingeniería costera.

En cuanto a la variabilidad estacional del clima marítimo destacan los trabajos de Young (1999), Woolf y Challenor (2002), Hemer, *et al.*, (2007), Lionello y Sanna (2005), Menendez, *et al.*, (2009) e Izaguirre *et al.*, (2010) por analizar la variabilidad estacional o mensual del oleaje en el globo o en diferentes cuencas oceánicas.

La variabilidad interanual del oleaje ha sido también ampliamente investigada. En este sentido conviene citar los trabajos de Woolf y Challenor (2002), Gulev y Grigorieva, (2004), Lionello y Sanna (2005), Bromirski (2005), Izaguirre *et al.*, (2010) y Hemmer, *et al.*, (2010a), en los cuales se analiza la correlación entre diferentes parámetros que caracterizan el oleaje en la escala mensual (altura de ola significativa media mensual,

altura de ola mensual del cuantil del 99%, etc) con los modos temporales de los diferentes patrones climáticos descritos en el apartado 2.4.2.1.

Por último, la variabilidad en el largo plazo del oleaje también ha sido objeto de estudio. Allan y Komar (2000), Graham y Diaz (2001), Wang y Swail (2001), Gulev y Grigorieva (2004), Méndez, *et al.*, (2006), Menéndez, *et al.*, (2008) y Hemmer, *et al.*, (2010) son algunos ejemplos de los trabajos en los cuales se ha analizado el oleaje en el largo plazo. La metodología de este tipo de análisis se basa principalmente en el análisis de tendencias presentes en los registros temporales de oleaje.

Datos	Autores	Zona	Escala temporal
VOS	Gulev y Grigorieva (2004)	Hemisferio Norte	Interanual-largo plazo
	Gulev y Grigorieva (2006)	Hemisferio Norte	Estacionario
	Allan y Komar (2000)	Pacífico Norte	Largo plazo
	Chen (2004)	Global	Estacionario-estacional
	Alves y Young (2004)	Global	Estacionario
Instrumentales	Bromirski (2005)	Pacífico Norte	Estacional- largo plazo
Satéltes/boyas	Lionello y Sanna (2005)	Mediterráneo	Estacional
	Méndez (2006)	Atlántico Norte	Largo plazo
	Menéndez (2008)	Pacífico Norte	Estacional- largo plazo
	Izaguirre (2010)	Atlántico Norte	Estacional-interanual
	Caires y Sterl (2005)	Global	Largo plazo
	Wang y Swail (2002)	Hemisferio Norte	Largo plazo
	Woolf y Challenor (2002)	Atlántico Norte	Estacionario- interanual
	Young (1999)	Global	Estacionario
Modelos	Sasaki y Hibiya (2007)	Pacífico Norte	Interanual
	Hemer (2010)	Hemisferio Sur	Interanual-largo plazo
	Sterl y Caires (2005)	Global	Largo plazo
	Wang y Swail (2001)	Hemisferio Norte	Interanual
	Alves (2006)	Global	Estacionario-estacional
	Chen (2002)	Global	Estacionario-largo plazo

Tabla 2.5. Trabajos científicos dedicados al análisis del clima marítimo.

En la tabla 2.5 se muestran algunos de los artículos que describen el clima marítimo en las escalas regional y/o global. Estos trabajos han sido empleados para verificar los resultados obtenidos en esta tesis.

El estudio de la variabilidad climática del oleaje a menor escala (local-regional) o en las cercanías de la costa requiere el empleo de técnicas de transferencia del oleaje de aguas profundas a someras. Esta transferencia puede ser realizada mediante el empleo de técnicas de *downscaling* estadístico (estableciendo relaciones entre el oleaje en aguas profundas y el oleaje en aguas someras (Kalra *et al.*, 2005; Browne *et al.*, 2007). Otras técnicas muy empleadas son el *downscaling* dinámico (aumento la resolución espacial de los campos de oleaje mediante el anidamiento de modelos de propagación), o mediante combinación de los dos, *downscaling* híbrido.

En la literatura se pueden encontrar varias metodologías de *downscaling* híbrido para la transferencia de dinámicas. Groeneweg (2006) propone una metodología en la que las condiciones de oleaje en aguas profundas son propagadas a la costa mediante una función de transferencia. La definición de estas funciones de transferencia se obtiene mediante un barrido de velocidades y direcciones de viento y nivel del mar en varias estaciones de la zona de estudio. A cada una de las condiciones de velocidad, dirección de viento y nivel del mar se le asignan unas condiciones de oleaje en profundidades indefinidas que constituyen las condiciones de contorno del modelo de propagación. Stansby *et al.* (2006) define las funciones de transferencia basándose en el Shore Protection Manual para calcular el oleaje en función de datos de viento. El oleaje obtenido establecen el número de casos a propagar, discretizando el oleaje según alturas, periodos, direcciones y nivel del mar, reduciendo significativamente el número de casos a propagar.

Herman *et al.* (2009) plantea una metodología para la transferencia de las dinámicas basada en el *downscaling* dinámico de las condiciones de oleaje en indefinidas con la obtención de los principales modos de variabilidad de los campos de oleaje (mediante la técnica de componentes principales) y la definición de un modelo estadístico para la obtención de estos modos a partir de los datos de oleaje en indefinidas.

Camus (2009) desarrolla una metodología de propagación del clima marítimo que tiene en cuenta la variabilidad espacial del oleaje y el viento en los contornos del modelo anidado. Este método está basado en la técnica de selección MaxDiss y el método de interpolación de funciones en base radial (RBF). La aplicación del algoritmo de

selección MaxDiss se simplifica previamente con una reducción de la dimensionalidad de los datos mediante la técnica de componentes principales.

Una vez se ha repasado el estado del conocimiento relativo la caracterización de las condiciones de surf a escala de rompiente, el análisis del oleaje en las distintas escalas temporales y la variabilidad climática del oleaje, en el capítulo siguiente se plantean principales deficiencias que se hacen evidentes a la hora de estudiar la disponibilidad de condiciones de surf y su variabilidad espacio-temporal. La identificación de estas deficiencias justifica tanto la oportunidad, como los objetivos planteados en esta tesis.

