

La circulación local de brisa de mar y tierra. Conceptos fundamentales

Autor: MARIO CARNESOLTAS CALVO

Dirección Sistemas Básicos. Instituto de Meteorología. E-mail: marioc@met.inf.cu

Resumen.

En el artículo se analiza que la brisa de mar y tierra es un proceso tridimensional con dos tipos principales. La brisa de 2da. especie o frontal es un caso particular. La brisa de mar y tierra es una componente del viento real. Su hodógrafa rota en sentido de las manecillas del reloj en el hemisferio norte. En una costa orientada Este Oeste con el mar al Norte, pasa por cuatro etapas: Brisa de mar a tierra en horas de la mañana y la tarde; brisa de mar paralela a la costa con dirección Este en las primeras horas de la noche; brisa de tierra a mar en horas de la noche y la madrugada; y finalmente, brisa de tierra paralela a la costa con dirección Oeste al amanecer. Las etapas intermedias son breves. La altura de la brisa varía entre 200 y 500 m, pero en ocasiones su retorno llega hasta 4000 m y penetra en tierra, generalmente, entre 16 y 32 km, aunque existen casos que llegan hasta 145 km. La brisa crea líneas de convergencia durante el día y líneas de divergencia durante la noche. La intensidad de la brisa varía entre 2,8 y 10,7 m/s en la brisa frontal. Los factores físico - geográficos principales son la existencia de dos superficies contiguas de tierra y mar, la latitud, época del año, orientación y forma de la costa, distancia entre las costas opuestas, profundidad del agua, tipo de relieve, rugosidad, propiedades termoconductoras y emisoras del terreno y la cubierta vegetal. Los Factores meteorológicos, hidrológicos y oceanológicos fundamentales son la dirección y fuerza del viento, la estabilidad vertical de la masa de aire, la cobertura nubosa, humedad del suelo, tipo de oleaje, corrientes marinas y temperatura del agua. La nubosidad convectiva y la brisa tienen un origen común en el calentamiento superficial, pero no pueden considerarse una como causa de la otra. En la brisa son importantes la fuerza de Coriolis, la fricción y la viscosidad.

1. Introducción

En el análisis de diversos trabajos sobre el tema de las circulaciones de las brisas, se observa que tanto el propio término, como la explicación de su mecanismo y de los parámetros que la caracterizan, han sufrido cambios en el transcurso del siglo XX.

Los libros de texto elementales han presentado universalmente la circulación de la brisa de mar y tierra siempre de la manera clásica, con dos figuras en las que primero aparece el viento de mar a tierra durante el día en las capas inferiores y la corriente de retorno inmediatamente encima; mientras que en la segunda representan el proceso durante la noche, cuando el viento en la capa inferior se dirige de la tierra hacia el mar con la corriente de retorno hacia tierra. Esta imagen simple del proceso sin dudas ayuda a conocerlo en las edades escolares, pero al no explicar la forma en que se produce el cambio de dirección de la noche al día, puede pensarse que la dirección de la brisa es siempre

perpendicular a la costa y no transmite la idea real de que es uno de los procesos de mayor continuidad temporal que existe en la naturaleza.



La tendencia histórica mundial sobre la temática pasó de lo descriptivo a lo teórico, para luego en las últimas décadas, llegar a modelos muy complejos apoyados en el desarrollo de las técnicas de computación. Sin embargo, a pesar de los avances logrados, el tema continúa sin resolverse integralmente y por lo tanto, las nuevas generaciones de meteorólogos e investigadores deben tener claridad en los conceptos fundamentales que manejan, ya sea en la operatividad diaria como en el desarrollo de nuevas investigaciones. Lo más interesante y en cierta medida preocupante, es que los términos y los conceptos sobre el tema son interpretados de diferentes maneras.

Si se tiene en cuenta que a lo largo de los cientos de miles de kilómetros de costas oceánicas, marítimas y de lagos existentes en el mundo, no se producen dos circulaciones de brisas idénticas, se explica la razón de que en casi la totalidad de la bibliografía consultada, el tema de las circulaciones de las brisas se aborda de manera particular; en ocasiones se refieren a determinada región geográfica, en otras de manera parcial sobre uno o varios de los parámetros que la caracterizan y otras sobre uno o varios de los factores que las condicionan. Entre las excepciones, se encuentran los trabajos de Kimble (1946), Wexler (1946) y Defant (1951). Estos autores analizan y describen el proceso en sí, los factores que lo condicionan y sus características, basado como es lógico, en los conocimientos que se tenían hasta la primera mitad del mencionado siglo.

También dentro de las excepciones merecen ser mencionados los trabajos sobre la modelación de los procesos dentro de la circulación, ya que, independientemente de la complejidad del modelo desarrollado, siempre los autores han tenido en cuenta el sistema en su conjunto.

En el presente trabajo se divide el tema de la circulación de la brisa de mar y tierra en cuatro partes: la primera trata sobre los conceptos y las definiciones que se emplean con mayor frecuencia, la segunda sobre los parámetros que caracterizan la circulación de la brisa de mar y tierra, la tercera sobre los factores que condicionan el surgimiento y desarrollo de la circulación y por último se exponen algunos avances logrados en la modelación matemática del proceso.

2. Conceptos y definiciones

2.1. Las circulaciones locales

· Cuando el término de la fricción en la ecuación completa del movimiento en la atmósfera, resulta del mismo orden de magnitud que los términos del

gradiente de presión y el de Coriolis y además, el término de la aceleración puede ser despreciado, el viento que sopla aproximadamente en la dirección del gradiente de presión se denomina viento antitriptico. Según Defant (1951) estos vientos se producen en áreas relativamente pequeñas, del orden de unos 100 km o menos y se clasifican con el nombre general de vientos locales.

Por "circulaciones locales" se entiende en Meteorología las circulaciones en el campo de viento que ocurre en una escala espacial menor a la denominada "escala sinóptica". En el Vocabulario Meteorológico Internacional, OMM (1992), se define el "viento local" (L0780)* como:

- Viento que sopla en una zona limitada debido a causas locales.
- Viento que adquiere, transitoriamente, características especiales a consecuencias de factores locales.

De acuerdo con la clasificación de Orlanski (1975), la brisa de las costas pertenece a la β mesoescala. La OMM (1992) también expone su definición (M0740) de la mesoescala como:

"Dimensiones de una capa atmosférica que se extiende horizontalmente de unos pocos kilómetros a varias decenas de kilómetros y verticalmente, del suelo a la cima de la capa de fricción".

Obsérvese que la definición de la OMM pone límite vertical a la mesoescala, a diferencia de otros autores.

Dentro de las circulaciones locales se encuentran la brisa de mar y tierra, de lago y tierra y las circulaciones entre valle y montaña; también se consideran dentro de las circulaciones locales los tomados, las tormentas locales y la convección de los cúmulos y un numeroso grupo de circulaciones que toman diferentes nombres en los lugares donde ocurren.

* Codificación empleada por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) para las definiciones en el Vocabulario Meteorológico Internacional.

2.2. Acepciones del término brisa

El término "brisa" aparece empleado con diversas acepciones, tanto en diccionarios enciclopédicos y técnicos, como en libros docentes y científicos. En el Vocabulario Meteorológico Internacional, la OMM (1992) expresa el concepto de brisa (B1180) de la siguiente manera:

" a) en general un viento con velocidad entre ligera y moderada.

b) en la escala de Beaufort, vientos con velocidades que van desde los 4 nudos (límite inferior de una brisa suave) hasta los 27 nudos (límite superior de una brisa fuerte)."

En las definiciones de los diccionarios consultados se emplean términos ambiguos como "aura", "airecillos", "ventalle", "viento de Poniente", "vendaval", "suave", "ligera", "moderada", lo que sólo puede causar confusión al lector, incluso a los entendidos en la materia si no les prestan atención; inclusive en la definición (B1180) de la OMM no se refiere en ningún momento a las costas.

En todos los casos (incluyendo el Vocabulario Meteorológico Internacional), pueden distinguirse dos acepciones: la primera, muy generalizada y más bien popular, se refiere a un viento de poca velocidad, en el que no se distingue la dirección de donde sopla, ni momento, ni lugar donde ocurre; mientras que la segunda se emplea por los especialistas con un carácter más científico, se refiere a un viento que sopla en las zonas costeras que responde a un mecanismo mucho más complejo.

Por lo hasta aquí visto la palabra "brisa" no basta por sí sola para expresar la circulación local que se trata, sino que se requiere especificar con claridad a cual de ellas se está haciendo referencia: brisa de mar y tierra, brisa de lago, brisa como expresión de una velocidad del viento, etc.

2.3. Definición de la brisa de mar y tierra.

Según la definición de brisa de mar y tierra dada por Wexler (1946), es el "viento local diurno inducido por la diferencia de temperatura entre la tierra y el mar". Aunque en esta definición el autor no aclaró que entiende por la palabra "diurno", al leerse su trabajo queda claro que se refirió al período de 24 horas y no a las horas de sol.

Según Defant (1951) y Guralnik (1972), "el viento que surge perpendicular a la línea costera y otras extensiones de agua expresado claramente por su cambio de dirección, recibe el nombre de brisa. Por el día el viento que provoca la parte de esta circulación más cercana a la tierra sopla de mar a tierra y por la noche de tierra a mar".

Por su parte, la OMM (1992) define la brisa de mar, la brisa de lago y la virazón (S0440) como "viento de las regiones costeras que sopla durante el día desde una extensión grande de agua (mar o lago) hacia tierra debido al calentamiento diurno del suelo;" y la brisa de tierra, el terral, el viento de la costa y el viento de tierra (L0120) como "viento de las regiones costeras que sopla durante la noche desde tierra hacia una extensión grande de agua, debido al enfriamiento nocturno del suelo."

En la mayoría de los trabajos se observa una tendencia a referirse solamente al segmento de la circulación cercano a la superficie terrestre, no así al segmento superior de retorno, ni al que está sobre la superficie del agua aledaña. Tampoco consideran las corrientes ascendentes y descendentes originadas en el proceso como parte de la brisa de mar y tierra. De esto se exceptúan los que describen modelos de brisa de mar y tierra.

Algunos autores emplean la palabra brisa para referirse al viento sobre las costas en la etapa que ocurre durante las horas de sol, sin mencionarse las horas de la noche; otros no consideran que entre la etapa diurna y la nocturna exista brisa; otros asocian la existencia de la brisa sólo si observan un cambio en la dirección del viento medido por los instrumentos, sin percatarse de que en muchas ocasiones la misma se encuentra presente pero "enmascarada por las demás circulaciones" por decirlo de alguna manera. Una explicación de lo anterior pudiera ser que el segmento terrestre es el que más influye en las actividades diarias del hombre, mientras que el resto de los segmentos de la circulación no se perciben de manera directa.

Sin embargo, a pesar de que en muchos casos las anteriores interpretaciones tienen un enfoque práctico y simplifican en cierto sentido el trabajo, no deja de ser cierto también a mi juicio, que resulta una limitación en la visión científica del problema y en el alcance del término. Esto provoca en muchas ocasiones, llegar a conclusiones que se alejan de lo que sucede en la realidad.

2.4. Tipos de brisas.

La primera diferenciación entre las brisas es simple y se refiere a la brisa que ocurre en las costas de aguas interiores (lagos, bahías y embalses de cierta magnitud) y la brisa que ocurre en las costas marítimas. Esta diferencia está dada porque, a pesar de que sus mecanismos tienen el mismo origen, en las brisas sobre las "islas de agua" como centro dentro de tierra, el proceso ocurre temporalmente inverso a la brisa que se centra en una "isla de tierra" rodeada de agua.

La segunda diferenciación de acuerdo a la teoría, se refiere a la brisa de desarrollo gradual en días de calma o con un viento general débil y la brisa frontal de mar en días con un viento general de cierta intensidad soplando desde la tierra hacia el agua.

El primer tipo, la brisa con calma o con viento general débil, se desarrolla como una pequeña circulación en la vecindad de la costa, inmediatamente después de que el aire sobre tierra comience a calentarse más que sobre el agua. Conrad (1928) llamó "brisa menor de mar" (minor sea breeze), o brisa

de 1ra. Especie, a la circulación en las inmediaciones de la costa, que precede a la brisa mayor que se desarrolla horizontal y verticalmente a medida que continúe el calentamiento del aire sobre tierra bajo las condiciones de viento general débil.

El segundo tipo, o brisa de 2da. Especie, definida por Koschmieder (1941), conocida también como brisa frontal, se produce por la acumulación de aire frío sobre el mar empujado por el aire caliente que sale desde tierra. Según Wexler (1946) esta brisa es más frecuente en latitudes templadas.

El proceso de este tipo de brisa, de acuerdo a la teoría frontal de Koschmieder (1941), es que el aire caliente desde tierra arrastrado por la corriente general, avanza sobre el aire frío en la capa inferior (Fig. 1a); con el mayor calentamiento del aire sobre tierra, el aire frío es empujado hacia el mar, formando una cuña que paulatinamente aumenta su grosor (Fig. 1b y 1c); con la continuidad de este proceso se alcanza un equilibrio (condición estacionaria) entre el aire caliente que sale desde tierra y la cuña de aire frío que para este momento ejerce una presión en dirección a tierra y ha creado una circulación interna en la superficie (Fig. 1d); roto el equilibrio entre las dos masas de aire con diferentes temperaturas, el aire frío comenzará a avanzar con cierta rapidez y en forma de cuña hacia tierra (Fig. 1e y 1f), que llegará con su discontinuidad térmica, llamado "frente de la brisa"; finalmente se vuelve a restablecer el equilibrio, quedando una circulación en la capa más cercana a la superficie (Fig. 1g).

El término de "frente de la brisa" se encuentra en los trabajos de Wexler (1946), Leopold (1949), Defant (1950), Donn (1956), Warner (1978), Bornstein y Thompson (1981), Alfonso (1982). Leopold (1949) llama a la zona sobre la cual convergen la brisa de ambas costas en la isla de Lanai, en Hawaii, el "frente de la brisa marina." Donn (1956) explicó las variaciones de corto período en la presión atmosférica que produjo el frente de la brisa de mar en la bahía de Guantánamo (Cuba).

Si se analiza con detalle la interpretación con que cada autor emplea el término, podemos decir que el "frente de brisa" es una *superficie a lo largo de la cual se produce una discontinuidad térmica, provocada por la irrupción de aire más frío arrastrado por la brisa de mar*. Esta superficie con gradiente térmico mayor que los alrededores se produce con la brisa de mar de segunda especie. En el caso de la brisa de mar de primera especie, tanto el calentamiento del aire sobre tierra como la advección fría desde el mar, ocurren gradualmente, no existiendo por lo tanto, una superficie con tal discontinuidad térmica.

Como puede observarse las definiciones de ambos tipos de brisa son de carácter general; es por esto que debemos tener en cuenta la ubicación del lugar y las condiciones bajo las cuales cada autor expone las características de la brisa: si se trata de brisa de lago o de brisa marina; si se trata de brisa en latitudes altas y medias o en los trópicos y el ecuador; si sucede sobre continentes o sobre extensiones menores de tierra (islas, istmos, penínsulas); si sucede con viento general en calma o muy débil desde el mar (de 1ra. especie) o con viento desde tierra (de 2da. especie).

2.5. La brisa de mar y tierra, una componente del viento real.

En la tesis presentada por Carnesoltas (1986) sobre este tema, se plantea que "el vector del viento real (V_r), o sea, el que se puede medir con los instrumentos en cualquier estación meteorológica, es el vector resultante de la componente geostrófica (V_g) dada por el campo bórico sobre toda la región; su componente ageostrófica (V_g'), motivada por la baroclinicidad o disturbios de carácter sinóptico (a escala sinóptica); la componente local de la brisa (V_b); la componente orográfica (V_{or}), considerable en las regiones montañosas; las componentes locales (ΣV_{lj}) causadas por presencia de bahías, grandes presas, superficies extensas con diferentes características térmicas; las componentes (ΣV_{dl}) producidas por disturbios de menor órdenes de magnitud como la turbulencia; la componente debida a la fuerza desviadora de Coriolis (V_c), no contemplada en los vectores anteriores, excepto en el geostrófico; y finalmente la componente de la fricción ($-V_f$) que se considerará como un vector que actúa en sentido opuesto a la resultante."

Todos estas componentes dependen de las coordenadas espaciales y del tiempo. Este concepto se expresa por la OMM (1992) como viento resultante (R1640), "vector del viento dado por la suma vectorial de varios vectores del viento".

De esta consideración se deduce que resulta en extremo difícil determinar o medir en los instrumentos la brisa de mar y tierra (en general de ninguna componente de manera aislada); y que es riesgoso plantear cualquier comportamiento de la brisa con métodos estadísticos a partir sólo de las mediciones de los instrumentos, si antes no se tiene una claridad de los factores que intervienen en el proceso.

2.6 La brisa de mar y tierra como una perturbación del flujo a mayor escala.

Por su naturaleza, como se explicó anteriormente, para que se produzca la circulación de brisa de mar y tierra es imprescindible que existan dos super-

ficies fronterizas con diferentes grados de emisión de energía, de manera que calienten el aire sobre ellas en diferente magnitud; en este caso una superficie terrestre y una superficie de agua aledaña. Al existir la circulación local el flujo general se modifica. Pero pudiéramos preguntarnos: ¿en qué se diferencia el flujo resultante sobre esta región de la atmósfera del que existiese si la superficie por donde corre el aire fuese homogénea?

El mayor significado práctico en el estudio de la brisa de mar y tierra radica en encontrar sus relaciones con el resto de las circulaciones, dentro del contexto en que ella ocurre. Pero para ello se necesita partir del análisis teórico de todos y cada uno de los factores que intervienen en el proceso continuo de formación y desarrollo de la brisa. Desde este punto de vista y de manera general, la circulación local de la brisa de mar y tierra puede considerarse una perturbación del flujo a mayor escala. Lo anterior es vá-

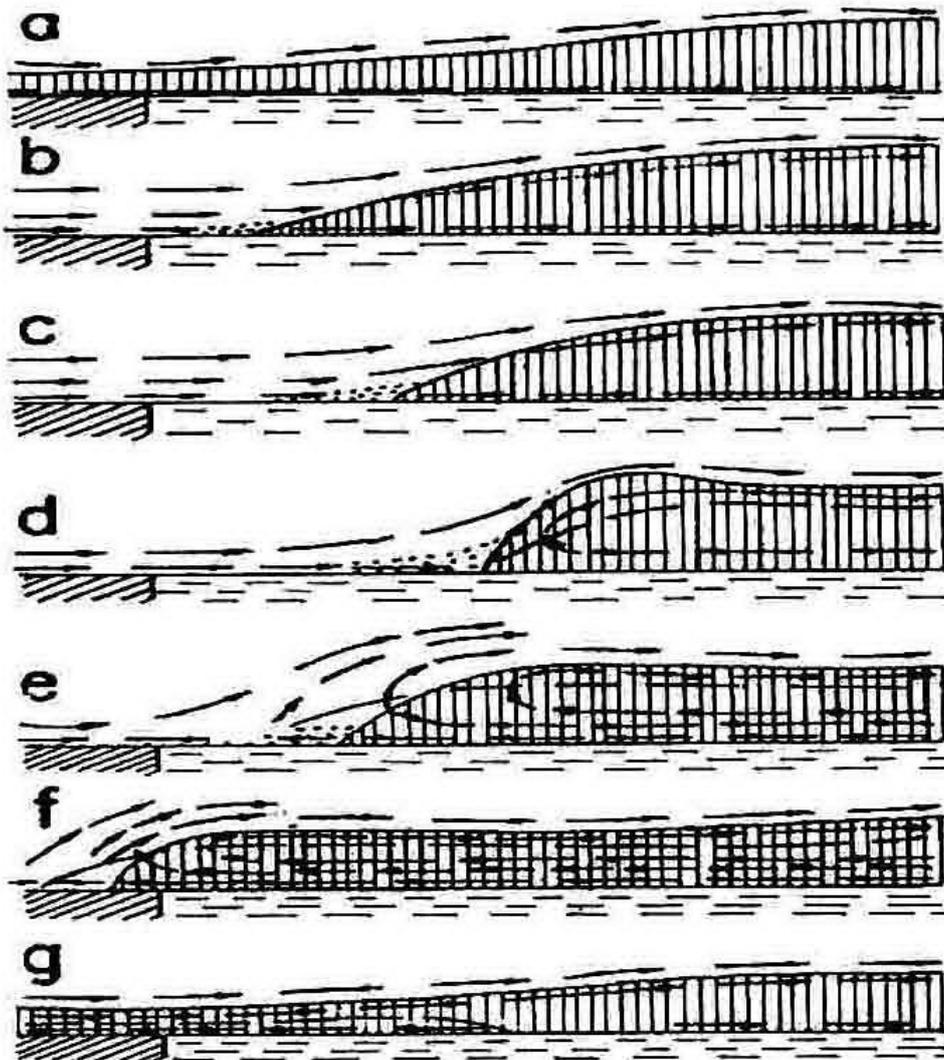


Fig. 1 Teoría fundamental de Koschmieder de la brisa de mar con viento desde tierra. (Citado por Wexler, 1946).

La circulación local de brisa de mar y tierra en casos muy excepcionales ocurre en ausencia de otros flujos. Lo frecuente es encontrarla en interacción con el resto de las circulaciones presentes, ya sean de mayor, igual o menor escala que ella. Por definición la brisa de segunda especie es un caso particular que solo ocurre en presencia de un flujo de mayor escala dirigido desde tierra hacia el mar.

lido sin dejar de tener en cuenta que debe tratarse de manera diferente la circulación local de brisa de mar y tierra que se produce sobre territorios de poca extensión (islas, istmos y penínsulas), de la que sucede sobre las costas de los continentes.

Haurwitz (1947) mostró el comportamiento de la hodógrafa de la brisa de mar y tierra de acuerdo a la teoría dinámica para diferentes direcciones del vien-

to geostrophic general (ver Fig. 2). Si bien la teoría dinámica nos proporciona una idea clara de la interacción de la brisa de mar y tierra con el viento geostrophic general, ella no contempla el caso particular de la brisa de segunda especie.

Leopold (1949) estudió la interacción del viento alisio con la brisa marina en Hawaii; Gentry y Moore (1954) abordaron la interacción de la brisa con los procesos a escala sinóptica desde un punto de vista cualitativo con la vertiente estadística; mientras que Estoque (1962) lo hace cuantitativamente, desarrollando un modelo teórico para la brisa en función de la situación sinóptica prevaleciente; también con este enfoque lo hizo Anthes (1978); y Schroeder (1981) se refirió a la respuesta de la brisa marina al patrón del tiempo a escala sinóptica en Hawaii.

En ellos se analiza cómo la circulación a escala sinóptica influye positiva o negativamente en la ocurrencia de la brisa continental.

Fernández y Pazos (1998) proponen un método de pronóstico trihorario del viento en la provincia de Ciego de Avila (Cuba), mediante la identificación de grupos de situaciones sinópticas análogas, definiendo el tipo de flujo sobre la provincia en función de los tipos de patrones sinópticos.

Tanto en los aspectos teóricos, como en la modelación de la circulación de la brisa de mar y tierra en condiciones continentales, la atención principal se centra en el proceso sobre la línea costera; mientras que en condiciones no continentales debe prestársele mayor atención a las "líneas centrales de convergencia" del flujo resultante y a la mesobaja sobre el territorio durante el día y a las de "líneas centrales de divergencia" y a la mesoalta durante las horas de la noche.

Con estas consideraciones podemos plantear que la existencia de superficies no homogéneas sobre las cuales se mueve la masa de aire que generan la circulación de brisa, la hacen actuar como una perturbación al flujo general sobre la región.

3. Parámetros que caracterizan la circulación de la brisa de mar y tierra.

Para todos los fenómenos y procesos que ocurren en la atmósfera es posible distinguir los parámetros que lo caracterizan y que lo distinguen del resto y además los factores que le dan origen y condicionan su desarrollo. Para el caso de las brisas de mar y tierra los parámetros son los siguientes: las direcciones de donde soplan, el sentido del giro de la dirección, sus velocidades horizontales y verticales, la distancia desde la costa hasta donde llegan

sus efectos (sobre tierra o sobre el mar), las alturas a la que comienza su corriente de retorno y la circulación total, la duración de cada una de sus etapas y el tipo de brisa (de 1ra. o de 2da. especie).

3.1. Direcciones de donde soplan

La dirección de las brisas dependerá de la orientación de la costa con respecto al norte. En una costa recta orientada de Este a Oeste con el mar hacia el Norte, se producirá una brisa de mar que en su inicio soplará del Norte, mientras que la brisa de tierra al iniciarse, tendrá una dirección Sur. Se puede plantear que la brisa, tanto de mar como de tierra, surgirán en la dirección perpendicular a la línea de la costa, para más tarde girar en uno u otro sentido en dependencia del hemisferio en que se encuentren.

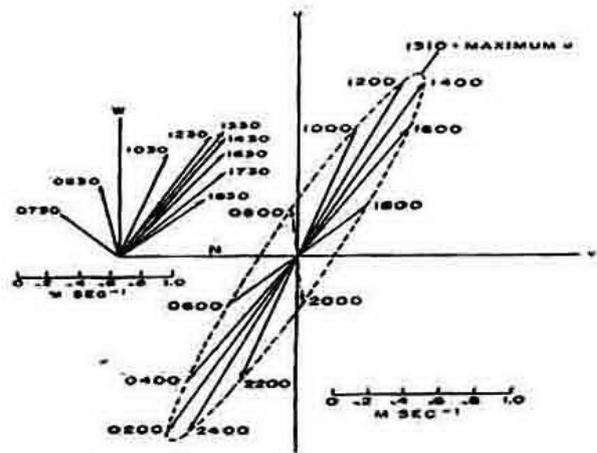


Fig. 2 Elipse del flujo de la brisa de mar y tierra calculado teóricamente bajo la influencia de la fricción ($k = 2,5 \times 10^{-4} \text{ seg}^{-1}$) y la fuerza de Coriolis ($f = 2 \omega \text{sen} \varphi = 1,03 \times 10^{-4} \text{ seg}^{-1}$; $\varphi = 45^\circ$) cuando la diferencia de temperatura entre el mar y la tierra es máxima a las 1200 hora del Este. El diagrama de vectores de la izquierda muestra el viento medio durante el período de brisa marina (0730 - 1830 hora del Este) en el aeropuerto Logan, Boston, Mass. (basado en 40 casos). Según Haurwitz (1947).

3.2. Sentido del giro de la dirección

El sentido del giro que experimenta la dirección de la brisa es uno de sus parámetros más interesantes. Sobre ello Haurwitz (1947) planteó que "las observaciones muestran que las hodógrafas reales de la brisa son elipses". En su trabajo comparó los vientos medios (de 40 casos) durante el período de brisa de mar en el aeropuerto de Logan, Boston, con su fundamentación teórica cuando el viento geostrophic es cero (Fig. 2), en la cual puede apreciarse la similitud entre la hodógrafas y las mediciones. Además, según el propio autor "... en presencia de flujo a mayor escala el cambio de dirección no sólo depende de la fuerza de Coriolis, sino de la dirección del flujo mencionado con respecto a la costa.

Schmidt (1947) por su parte plantea que "... una de las características notable de la brisa de mar y tierra en latitudes templadas es el cambio de dirección en el transcurso del tiempo. La brisa de mar muestra un marcado cambio de dirección y es obvio, claro está, que al final sopla predominantemente paralela a la costa."

En un estudio teórico sobre la brisa de mar y tierra realizado por Neumann (1971) en la costa central de Israel con el Mar mediterráneo, muestra como la hodógrafa describe una elipse durante los 3 días de experimento." De acuerdo a Petterssen (1973) "... en sus comienzos, la brisa marina sopla atravesando las isobaras paralelas a la costa, sin embargo, cuando pasa el tiempo y aumenta la velocidad del viento, la fuerza desviadora debido a la rotación terrestre (fuerza de Coriolis) hace sentir su influencia y el viento

En otro trabajo, Neumann (1984) hace notar que "la razón de cambio de la rotación de la dirección de la brisa de mar y tierra, no es constante durante el ciclo diurno, a pesar de que la razón de cambio de los vientos con giro de la dirección debida solamente a la fuerza de Coriolis es - f, es una constante para el lugar." Además indicó que "mientras la rapidez de cambio del giro del viento debida únicamente a la rotación de la tierra es fundamental, se halla modulada a menudo apreciablemente, por la interacción del flujo con la fuerza del gradiente horizontal de presión y la fuerza de la fricción. La interacción de estas dos últimas fuerzas con el vector del viento, modifica la rapidez de cambio debida a la fuerza de Coriolis en cantidades que varían en las diferentes fases del ciclo de la brisa de mar y tierra."

Como puede apreciarse el giro de la dirección de la brisa de mar y tierra a pesar de estar bien funda-

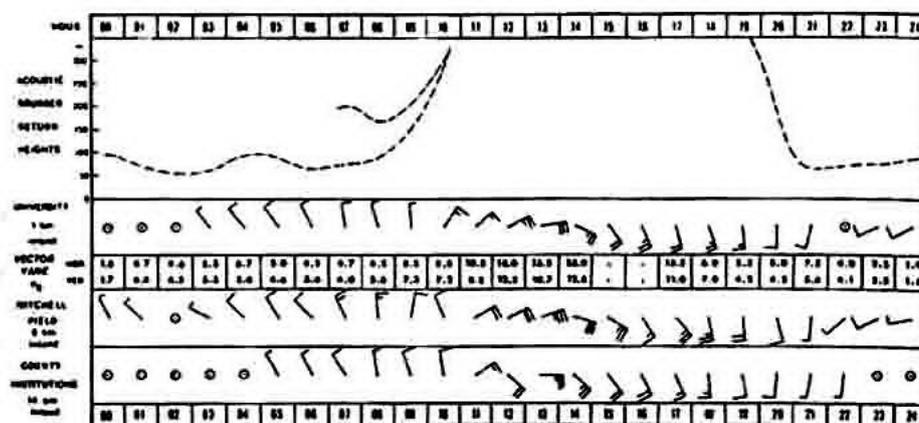


Fig. 3 Mediciones del viento en tres puntos a diferentes distancias de la costa occidental del lago Michigan realizadas por Keen y Lyon. Se puede observar como la dirección del viento gira 360° durante las 24 horas del día, con algunos periodos de calma durante la noche.

tiende a colocarse en el sentido de las isobaras, poniéndose paralelo a la línea de la costa. En el hemisferio norte una brisa madura de mar fluye dejando la tierra a su izquierda."

Según Jansá (1974) "al principio, cuando empieza a establecerse la brisa, que suele ser a media mañana, sopla perpendicularmente a la línea de la costa, pero a medida que pasa el tiempo y la velocidad aumenta, se va haciendo efectiva la fuerza de Coriolis y la dirección va girando hacia la derecha. El efecto contrario por la tarde, cuando la velocidad decae es menos perceptible por razón de inercia."

En un experimento con mediciones reales en varios puntos en la costa occidental del lago Michigan, Keen y Lyon (1978) también confirmaron el giro de 360° hacia la derecha de la dirección de la brisa de lago, como se muestra en la Fig. 3.

mentado teóricamente y que las observaciones muestran cierta tendencia a corroborarlo, no deja de ser cierto que en un gran número de casos la circulación de la brisa ocurre en interacción con otros flujos y está condicionada por varios factores que la modifican, provocando que en ocasiones lo haga en sentido opuesto y en otros casos de manera muy irregular.

En los casos que la intensidad del flujo general sea igual a la brisa, pero en sentido opuesto, la resultante será calma (o viento muy débil), por lo que no actuará la fuerza desviadora de Coriolis y la brisa no girará.

Por las razones expuestas siempre deberá recordarse que el cambio de dirección de la brisa durante las 24 horas del día en 360°, sólo ocurrirá en ausencia de otras componentes del viento.

3.3. Velocidades horizontales y verticales.

La intensidad de la brisa de mar y tierra depende en lo fundamental de la diferencia de temperatura del aire sobre el mar y del aire sobre la tierra adyacente. En su segmento horizontal inferior la máxima intensidad la alcanza poco después del momento de máxima diferencia de temperatura. Durante la noche también tiene un máximo, pero su valor es mucho menor que el valor alcanzado por el día.

Según Defant (1951) "la brisa sobre los lagos alcanza valores entre 0 -3 Beaufort, mientras que las marítimas llegan hasta 4 - 5 Beaufort. En los trópicos el viento puede tener la intensidad de las tormentas. Mientras que las velocidades horizontales son del orden de algunos m/s, las velocidades verticales son del orden de cm/s." (Ya que se emplean diferentes unidades, debe aclararse que 0 -3 Beaufort es equivalente a 0 - 5,4 m/s, mientras que 4 - 5 Beaufort es equivalente a 5,5 - 10,7 m/s).

Guralnik et al (1972) plantean que "en general alcanza su máximo al mediodía (5 - 6 m/s) y luego disminuye hasta desaparecer y por la noche no sobrepasa los 3 - 4 m/s"; mientras que Alfonso (1984) determinó que "para la provincia de Matanzas (Cuba) la velocidad media durante el período lluvioso es de 2,8 m/s, en la costa norte predomina la dirección E - ENE y para la costa sur el SE."

Aunque los valores se refieren a las mediciones en superficie, debemos tener en cuenta que el máximo de velocidad del segmento horizontal inferior de la circulación se encuentra separado de la superficie debido a la fricción.

Aquí también debemos de considerar que estos autores determinaron las intensidades a que hacen referencia, utilizando como criterio el comportamiento estadístico de varios años de las intensidades registradas en los instrumentos, o sea, la resultante entre el flujo de mayor escala con la brisa y con otras componentes locales sobre el punto de medición, como se explicó en el epígrafe 2.5. Si comprendemos que la brisa es sólo una componente, su intensidad tampoco se debe deducir de manera absoluta a partir de los valores medidos en los instrumentos.

Obsérvese que Guralnik (1972) emplea la palabra "desaparecer", de lo que pudiera inferirse que no considera la existencia de la brisa paralela a la costa durante el momento de cambio. También cuando Defant (1951) plantea que puede tener la intensidad de las tormentas, es evidente que se refieren a los casos de brisa de segunda especie en días con contrastes térmicos muy pronunciados.

Un aspecto de suma importancia que debe siempre considerarse es que la circulación de las brisas siempre ocurre dentro de la Capa Fronteriza

Planetaria (CFP) y que tanto el calentamiento que le da origen como la propia circulación, modifican notablemente dicha capa.

En las proximidades del suelo la fuerte cizalladura del viento y el calentamiento superficial conducen al desarrollo continuo de remolinos turbulentos. Los remolinos son agentes de mezcla muy efectivos para la transferencia de calor y vapor de agua hacia arriba y de momento lineal desde arriba hacia la capa más baja, en un orden de magnitud mayor que la velocidad de mezcla por difusión molecular que en ella se produce.

La altura de la CFP oscila entre unos 30 m en condiciones de alta estabilidad y latitudes altas, hasta más de 3 Km en condiciones altamente convectivas, como es el caso de las regiones tropicales. Es evidente entonces que, al coincidir en esta misma capa las condiciones señaladas y el desarrollo de todo el mecanismo de la brisa de mar y tierra, es imposible estudiar la última sin hacer alusión a la primera.

La estructura de la CFP durante las horas de sol está determinada fundamentalmente por la acción de la mezcla turbulenta por la convección térmica (incluso en condiciones neutras). Con estratificación estable (durante la noche), la mezcla turbulenta en la CFP se debe a la inestabilidad dinámica por la fuerte cizalladura vertical del viento ($\partial v/\partial z \gg 0$), lo que implica que la mezcla turbulenta se origina por causas mecánicas y no térmicas. En este caso se recomienda en la literatura especializada dividir en dos subcapas: la capa superficial (o capa de Prandtl) y la capa espiral (o capa de Ekman).

En la capa superficial (desde la superficie hasta unos cm de altura) la cizalladura horizontal de la fricción no depende de la altura. En la capa espiral tiende a existir equilibrio entre el gradiente de presión, la fuerza desviadora de Coriolis y la cizalladura viscosa. La escala característica de los remolinos turbulentos no es proporcional a la altura, sino que presenta una marcada tendencia a permanecer constante con la altura.

La capa espiral se extiende desde la parte superior de la capa superficial hasta el límite de la CFP. También se conoce por el nombre de capa de Ekman, en honor al oceanógrafo sueco V. W. Ekman, quien dedujo por primera vez una solución para la velocidad del viento en la superficie del océano, conocida por la espiral de Ekman.

Las componentes u y v del viento en la capa espiral para el hemisferio Norte, Holton (1990), vienen dadas por:

$$u = u_g (1 - e^{-\gamma z} \cos \gamma z) \quad (1)$$

$$v = u_g e^{-\gamma z} \sin \gamma z \quad (2)$$

donde u_g es el viento geostrófico, z es la altura, g viene dada por la expresión $\gamma = (f / 2K)^{1/2}$ en la que f es el parámetro de Coriolis y el coeficiente de viscosidad turbulenta $K = A_x / \rho$, A_x es el coeficiente de intercambio turbulento y ρ la densidad del aire.

Los efectos de la capa espiral en la brisa de mar y tierra son similares a los producidos para el viento a mayor escala, de manera que habrá que distinguir en la dirección del viento observado en la capa, los cambios de dirección que tratan de obedecer al equilibrio de las tres fuerzas antes mencionadas.

Durante la noche con flujo laminar y bajo determinadas condiciones, la capa que corresponde a la parte supergeostrófica de la espiral de Ekman, puede convertirse en una capa cuya velocidad alcance

3.4. Dimensiones horizontales.

Las dimensiones horizontales de la circulación de brisa de mar y tierra se determinan por la distancia horizontal medida a partir de la costa a la que llega el efecto del segmento más cercano a la superficie dentro de tierra y dentro del agua. La mayor parte de los autores se refieren sólo a la distancia sobre tierra y muy pocos sobre el mar, ya que resulta de más interés los efectos que producen sobre las regiones habitadas e industriales la penetración de la brisa, que los efectos sobre las áreas marítimas aledañas.

La distancia dentro de tierra a la que llega la circulación de brisa de mar varía de un lugar a otro en dependencia de las condiciones locales y la latitud.

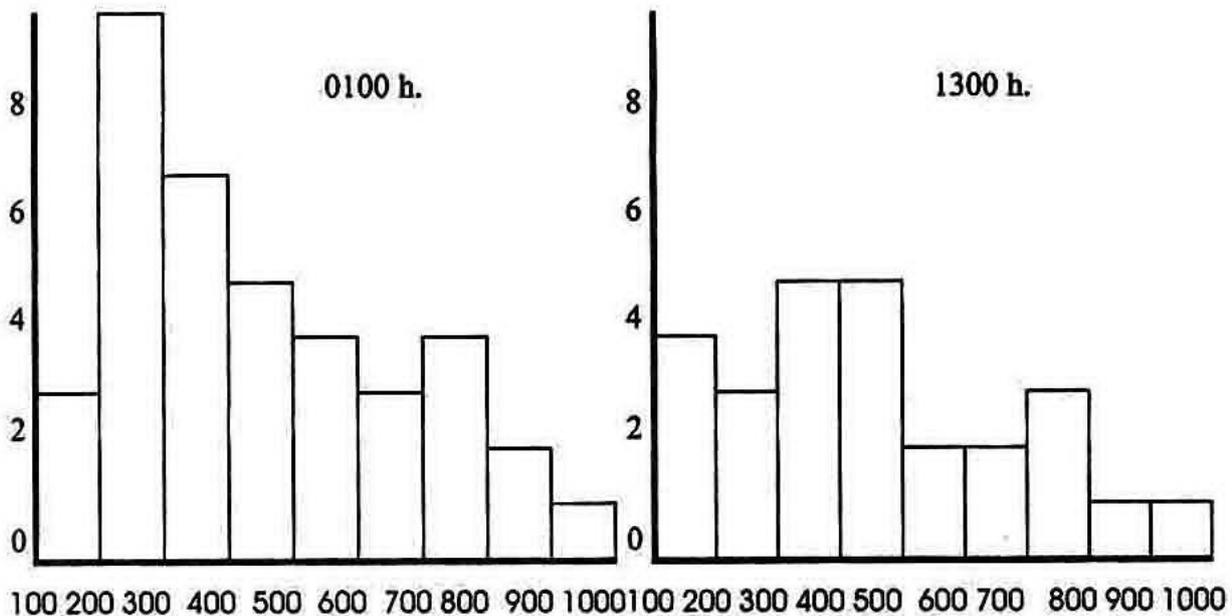


Fig. 4 - Alturas más frecuentes en que ocurren los valores de máximo de velocidad del viento (≥ 10 m/s), a las 0100 y a las 1300 hora del meridiano 75° W, en la capa hasta 1 km de altura en Cienfuegos, costa sur de Cuba (Carnesoltas, 1986).

valores apreciables. Esta capa de alta velocidad en los niveles bajo es llamada chorro de los bajos niveles (en la literatura aparece por sus siglas en inglés "LLJ" Low Level Jet). El LLJ provoca una modificación en la distribución horizontal de la energía, con una fuerte advección en sentido de la dirección del chorro, lo que hace que la brisa de tierra también sufra una modificación en toda su circulación.

En la Fig. 4 se muestran las alturas más frecuentes de los valores máximos del viento, en este caso se tomaron todos los valores mayores o iguales a 10 m/s (Carnesoltas, 1986) que ocurren sobre la localidad de Cienfuegos, costa sur de Cuba, a las 0100 y a las 1300 hora del meridiano 75° W, en la capa hasta 1 Km de altura.

Según Defant (1951), "16 - 32 km en Nueva Inglaterra, 20 - 30 km en el Mar Báltico, 30 - 40 km en Holanda, sobre los 50 km en Jutland, 15 km en la costa de Flemish, 40 km en Albania, más de 50 km en la costa norte de Java y 40 - 50 km en Suecia. En países tropicales la brisa marina alcanza 50 - 60 km y en ocasiones hasta 124 - 145 km en el interior del territorio."

Debe tenerse en cuenta que las referencias aquí mencionadas en su mayoría han sido en condiciones continentales o sobre territorios de gran extensión y también que se trata en algunos casos de brisas de 2da. especie.

Como se expresó anteriormente, la dimensión horizontal que alcanza el segmento inferior de la brisa de mar dentro de tierra es muy variada, en depen-

dencia de varios factores; Pero en ningún caso las circulaciones que se producen en las costas de los continentes, llegan a influir en las circulaciones que se producen en la costa opuesta.

Muy distinto es el caso de los territorios en que la distancia entre sus costas (istmos, islas, penínsulas) tienen el mismo orden de magnitud, que la dimensión horizontal de las circulaciones de brisa de mar y tierra que se producen en cada una de sus costas.

Las circulaciones de brisa de mar y tierra creadas sobre estos lugares tendrán "una zona" en el centro del territorio en que interactúan entre sí, lo que provoca una perturbación en el flujo de mayor escala bien diferente a la producida en las costas de los continentes y la distancia del segmento horizontal sobre tierra que tanto se discute pierde algo de sentido, ya que abarca la totalidad de estos territorios, o sea, de costa a costa.

Entre las principales características de las circulaciones en estos territorios se encuentran, la generación de una línea o zona de convergencia del flujo en superficie durante las horas diurnas, y una línea o zona de divergencia durante las horas nocturnas; en segundo lugar, la generación de una mesobaja durante el día en el centro del territorio que se alterna con una mesoalta durante la noche, con dos momentos de equilibrio; en tercer lugar la estrecha relación entre la circulación diurna de la brisa con la formación y desarrollo de la nubosidad convectiva sobre

3.5. Alturas a la que comienza la corriente de retorno y la circulación total.

En el epígrafe 3.2 se mostró que la altura de la brisa varía con la latitud y las condiciones locales. La altura sobre lagos medianos es de unos 150 m, mientras que para lagos grandes y costas, puede ser hasta 200 - 500 m. En climas moderadamente cálidos se extiende sobre los 1000 m, mientras que en costas de las regiones tropicales se extiende a alturas de 1300 - 1400 m, aunque hay mediciones que demuestran llegar hasta los 2000 m de altura.

Hay autores, como Gentry y Moore (1954), que plantean que el flujo de salida puede realizarse a 5000 m de altura, en dependencia de la intensidad del calentamiento, lo que implica una modificación profunda en la CFP.

En la Fig. 5 se muestra lo encontrado por Van Bemmelen, para Jakarta (antes Batavia) Indonesia, en la que se puede apreciar que la altura alcanzada por el segmento horizontal inferior desde el mar fue de más de 1 km y la altura del segmento horizontal superior de retorno ocurrió a más de 4 km de altura.

3.6. Etapas diarias y su duración.

En el epígrafe 3.2 se planteó que la dirección del viento provocado por la circulación local de la brisa de mar y tierra cambia continuamente con un ciclo de

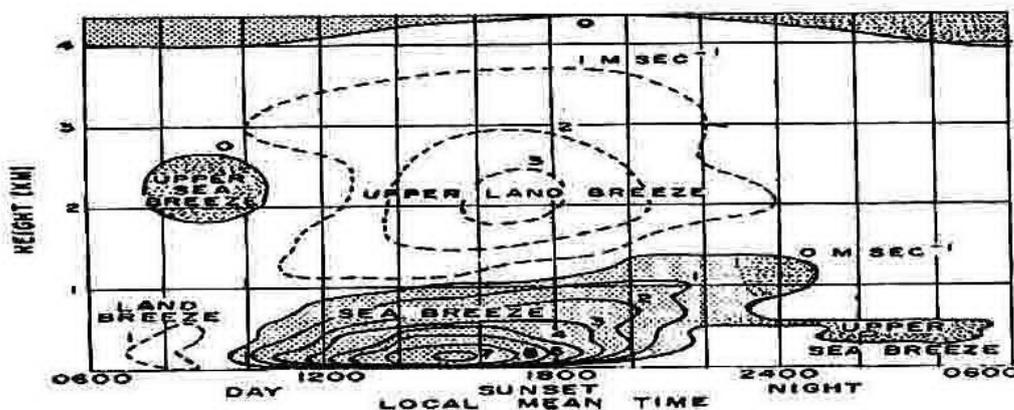


Fig. 5 Régimen de brisa de mar y tierra para Batavia, hoy Jakarta (según Van Bemmelen, citado por Defant, 1951)

tierra, y su correspondiente mecanismo de transporte de energía y de vapor de agua; en cuarto lugar la formación y la configuración que adquieren las superficies isotérmicas, especialmente las "inversiones" en las capas bajas, responsables entre otras cosas, de las concentraciones y dispersión a grandes distancias de sustancias contaminantes emitidas a la atmósfera.

24 horas. Ahora veamos como puede ser dividida en etapas con diferente duración.

Defant (1951) plantea que "la brisa marina por lo general comienza entre las 1000 y 1100 hora local, con su máximo de velocidad alrededor de las 1300 a 1400 hora local y disminuye entre las 1400 y hasta 2200 hora local y es reemplazada por la brisa noctur-

na de tierra. Naturalmente estos momentos varían con la época, con la latitud y con varios factores locales." En la Fig. 6 puede apreciarse dos casos de hodógrafos calculados por el modelo de Haurwitz (1947) en ausencia de viento geostrófico y en las que se puede apreciar la similitud en las horas que ocurre cada etapa, independiente de los valores de la fricción. Posteriormente otro autor, Petterssen (1973) planteó que "en sus comienzos, la brisa marina sopla atravesando las isobaras paralelas a la costa ..."

mencionado por Lecha (1979) sobre la región central de Cuba, Hernández y Elizalde (1981) y más reciente Fernández y Pazos (1998) para Ciego de Avila.

Se hace imprescindible aclarar que estos autores, para determinar el "comienzo" de la brisa utilizaron como criterio el giro del viento registrado en los instrumentos, o sea, la resultante entre el flujo de mayor escala con la brisa y con otras componentes locales sobre el punto de medición. Ese criterio con-

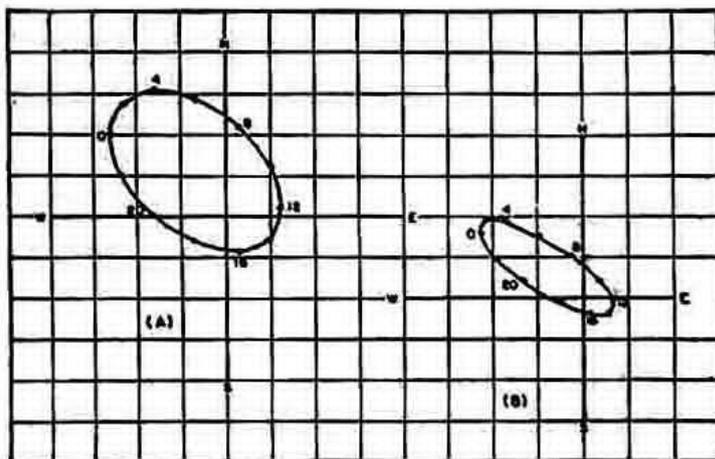


Fig. 6 Hodógrafos de la brisa de mar y tierra. (A) $k = 0.58 \times 10^{-4} \text{ seg}^{-1}$; (B) $k = 10^{-4} \text{ seg}^{-1}$ y en ausencia de viento geostrófico. Cada cuadrícula corresponde a 1 m seg^{-1} . Las cifras representan las horas transcurridas a partir del momento de máxima diferencia de temperatura. Haurwitz (1947).

En las definiciones anteriores, obsérvese que se refieren a un "comienzo", a pesar de admitir que la dirección de la brisa gira durante el día hasta colocarse paralela a la costa; por lo que infieren un momento de cambio para luego soplar en sentido contrario, lo que de hecho están admitiendo que es continua y el empleo de los términos de "comienzo" y de "terminación" tendrá un carácter relativo a esta etapa.

Lorente (1930) en su trabajo no planteó hora de comienzo, a pesar de que su descripción parte del amanecer, cuando aún el aire sobre el mar está más caliente que la tierra y sopla la "brisa de tierra". "En cuanto el sol se eleva, se verifica el proceso inverso (brisa de mar), pues el suelo se caldea rápidamente."

La hora de "comienzo" de la circulación de la brisa aparece mencionada por varios autores cubanos: Rivero (1978) para la provincia de Camagüey, un trabajo anónimo del INSMET (1980) para la cuenca de Santiago de Cuba, Osorio et al (1980) para Casablanca, Saenz (1981) para Sancti Spiritus, Rey (1982) para Cienfuegos, Batista (1984) para lo que llama zona de convergencia de la brisa sobre Camagüey y Ciego de Avila, que complementan lo

lleva limitaciones implícitas y además, si se reconoce que la circulación de brisa es un proceso continuo con ciclo de 24 horas, como se explicó en el punto 3.2, el concepto de "comienzo" y "terminación" tendrán un sentido relativo como ya se expresó, puesto que nada más se referiría a una de sus etapas y no al proceso completo.

Ese no es el caso de Haurwitz (1947) ya que él tomó las mediciones reales sólo para comprobar su teoría a partir del análisis del comportamiento de la hodógrafa en interacción con el viento geostrófico.

No obstante a lo anterior, como en cualquier proceso continuo a la hora de estudiarse, puede elegirse un punto arbitrario como origen. Para el caso de la brisa de mar y tierra se asume por la mayoría de los autores que el comienzo de todo el mecanismo ocurre con el calentamiento del aire por la radiación terrestre en horas de la mañana.

Además, nótese que se dice "en ausencia de flujo a mayor escala", o sea, es válido sólo para la brisa de primera especie.

Basado en estos conceptos y en las observaciones del comportamiento del campo del viento, Carnesoltas (1986) propuso la hipótesis de que el

mecanismo de la brisa de mar y tierra, puede dividirse para su estudio en cuatro etapas diarias. Por ejemplo, en una costa del hemisferio Norte, orientada Este-Oeste con el mar hacia el Norte, la dirección de la brisa pasará por las siguientes etapas:

1ra. Etapa. Brisa de mar a tierra (horas de la mañana y la tarde).

2da. Etapa. Brisa de mar paralela a la costa con dirección Este (de corta duración en las primeras horas de la noche).

3ra. Etapa. Brisa de tierra a mar (horas de la noche y la madrugada).

4ta. Etapa. Brisa de tierra paralela a la costa con dirección Oeste (de corta duración en al amanecer).

Esta división permite distinguir con claridad las principales características de la brisa de mar y tierra de primera especie en el transcurso del día, conservando la noción de continuidad temporal del proceso.

4. Factores que condicionan el surgimiento y desarrollo de la circulación de las brisas de mar y tierra

Los factores que condicionan la ocurrencia de estas brisas pueden dividirse para su estudio en dos grandes grupos: los Físico - geográficos y los Meteorológicos, hidrológicos y oceanológicos.

Los factores Físico - geográficos principales son la existencia de dos superficies contiguas de tierra y de agua, la latitud del lugar, la época del año, la orientación de la costa, la forma de la costa, la distancia entre las costas opuestas, la profundidad de las aguas, el tipo de relieve, la rugosidad de la superficie, las propiedades termoconductoras y emisoras del terreno y la cubierta vegetal.

Entre los factores Meteorológicos, hidrológicos y oceanológicos se encuentran la dirección y la velocidad del flujo general del aire, la estabilidad vertical de la masa de aire, la cobertura nubosa, la humedad del suelo, el tipo de oleaje y las corrientes marinas y la temperatura del agua.

Los factores Físico - geográficos varían muy lentamente, los hidrológicos varían en días, mientras que los factores meteorológicos varían de un día a otro e incluso en pocas horas.

4.1. Factores Físico - geográficos

4.1.1. Existencia de dos superficies contiguas de tierra y de agua

La existencia de una superficie de agua contigua a una de tierra con sus diferentes grados de absorción y emisión de la radiación, determina la condición necesaria para el surgimiento de la circulación de las brisas. Está totalmente esclarecido que no podrá existir circulación de brisas sobre grandes extensiones de agua o de tierra; sólo sobre las líneas divisorias entre el agua y la tierra (las costas de mares, lagos, bahías o grandes presas), podrán desarrollarse las brisas.

El agua, en comparación con la parte sólida del planeta, tiene una mayor capacidad térmica y su calor específico por unidad de volumen es un 40 % mayor; Por ello la causa será la diferencia provocada por la pequeña variación de temperatura del aire sobre el agua y la amplia variación periódica diaria de la temperatura del aire sobre la tierra.

La desigualdad térmica provoca cambios en la densidad del aire y con ello movimientos verticales y horizontales en las capas cercanas al suelo entre la tierra y la superficie del mar, formando una circulación cerrada sobre ambas superficies, conocida mundialmente por brisa de mar y tierra.

4.1.2. Latitud del lugar

La latitud determina el ángulo de incidencia de los rayos solares y por lo tanto sobre el calentamiento superficial (del agua o de la tierra). Mientras que en las zonas ecuatoriales y tropicales caen perpendicularmente, en latitudes medias y altas inciden inclinados. Es por ello que los únicos lugares del planeta donde no ocurre circulación de brisa son en los polos. En la Tabla 1 podemos comparar la alta frecuencia de los meses de verano con la baja de los meses de invierno.

También la latitud determina el valor del parámetro de Coriolis. Mientras que en latitudes medias y altas la desviación horizontal es considerable, en los trópicos disminuye y resulta nula en el ecuador (la componente horizontal del parámetro de Coriolis es la responsable de que la brisa gire 360° en 24 horas). Su componente vertical se comporta de manera inversa, es insignificante en latitudes medias y altas y su valor es máximo en el ecuador. Ella no sólo es la responsable del viento del Este en la tropósfera baja sobre el ecuador y los trópicos, sino que afecta también a la circulación de las brisas: a los segmentos ascendentes les provoca componentes del Este, mientras que a los segmentos descendentes de las brisas les provoca componentes del Oeste en ambos hemisferios.

Tabla 1. Frecuencia de la variación anual de la brisa marítima en Karachi, India (hoy en Pakistán) situada a 25° N. Según Ramdas, L. A. (1931).

| | | | | | | |
|----------------|-----|-----|-----|----|-----|-----|
| Meses | E | F | M | A | M | J |
| Frecuencia (%) | 29 | 39 | 31 | 27 | 100 | 100 |
| Meses | J | A | S | O | N | D |
| Frecuencia (%) | 100 | 100 | 100 | 26 | 30 | 42 |

La fuerza de Coriolis aparece en el aire en movimiento debido a la rotación de la Tierra (en Mecánica, fuerza debida a la aceleración de Coriolis, quien la enunció en 1835). En realidad no es una nueva fuerza, sino un efecto de inercia. El valor de cada componente de la fuerza desviadora viene dada por las expresiones:

$$f_h = 2\omega v \rho \sin\varphi \quad \text{para su componente horizontal} \quad (3)$$

$$f_v = 2\omega v \rho \cos\varphi \quad \text{para su componente vertical} \quad (4)$$

Siendo ω la velocidad angular de la tierra, v la velocidad del viento en m/s, ρ la densidad del aire y φ la latitud del lugar. Como se conoce:

$$2\omega = 1,458 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1} \quad (5)$$

y si tomamos, por ejemplo, la latitud $\varphi = 25^\circ$ los valores de f_h y de f_v serán:

$$f_h = 0,54692 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1} \quad (6)$$

$$f_v = 1,35368 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1} \quad (7)$$

o sea, la componente vertical de Coriolis para latitudes bajas no puede ser despreciada en los movimientos verticales de la circulación de la brisa de mar y tierra, puesto que para este caso del ejemplo, es 2,6 veces mayor que la componente horizontal.

4.1.3. Época del año

La época del año (invierno o verano) determina también el ángulo de incidencia de los rayos solares sobre la superficie y por lo tanto su calentamiento. El efecto de este factor puede observarse con claridad en la anomalía diaria de la temperatura durante los meses de verano y para los meses de invierno. Por lo tanto tiene un mayor peso en latitudes medias y altas que en el ecuador y las zonas tropicales.

4.1.4. Orientación de la costa

La orientación de la costa con respecto a la dirección del flujo general medio (o real), determina el tipo de brisa que se producirá con mayor frecuencia durante un período largo o un día específico.

4.1.5. Forma de la costa

La forma de la costa, o sea, si es cóncava, convexa o recta, determina que el flujo del segmento superficial de la circulación de brisa sea convergente, divergente o lineal durante las horas de sol, mientras que lo hacen de manera opuesta durante la noche.

4.1.6. Distancia entre las costas opuestas

La distancia entre las costas opuestas determina el grado de interacción entre la circulación de una con respecto a la otra. Si la distancia entre ambas es mucho mayor que las dimensiones horizontales de la circulación de la brisa (caso de los continentes), no existirá interacción alguna, mientras que sobre los istmos, penínsulas y sobre las islas, las interacciones pueden llegar a ser tan fuertes que se convierten prácticamente en un solo sistema. Según Haurwitz (1947) "la convergencia de la componente del viento es inversamente proporcional a las dimensiones de una isla."

4.1.7. Profundidad de las aguas

La profundidad de las aguas cercanas a las costas hacen que el calentamiento del agua y por lo tanto del aire sobre ella, se produzca con mayor o menor rapidez, modificando con ello varios parámetros de la circulación de brisa de la localidad.

4.1.8. Tipo de relieve

El tipo de relieve, o sea, la forma del terreno (llano, medianamente abrupto o montañoso), añade un factor adicional: la ocurrencia de circulación de brisa de valle y montaña. Los principios y mecanismos de este tipo de circulación están bastante estudiados, sin embargo al igual que ocurre para la brisa de mar y tierra, cada zona montañosa posee características muy propias. En los casos que el sistema montañoso esté situado a menor distancia desde la costa que la distancia que abarca la brisa, debe tenerse en cuenta la interacción entre las dos circulaciones.

4.1.9. Rugosidad de la superficie

La rugosidad de la superficie (lisa, algo rugosa, muy rugosa) determina la fricción superficial que sufre la masa de aire al moverse sobre el terreno. Una

superficie lisa ofrecerá poca resistencia y el perfil vertical de la velocidad del viento será casi uniforme; mientras que una superficie muy rugosa, al ofrecerle mucha resistencia al movimiento del aire, provoca un perfil de la velocidad muy irregular y pronunciado, por lo tanto una capa fronteriza planetaria dinámicamente más profunda.

La capa superficial (la primera subcapa de la capa fronteriza planetaria) se extiende a unos pocos metros sobre la superficie, algo mayor sobre tierra que sobre el mar.

En la capa superficial (la primera subcapa de la CFP) la cizalladura horizontal de la fricción es independiente de la altura, lo que hace que el perfil vertical de la velocidad del viento se vea obligado a ajustarse a ella. Esto provoca que la dirección del viento, incluyendo la componente de la brisa, se desvíe de la dirección de la isobara en un cierto ángulo. A mayor valor de la fricción superficial, mayor será la desviación de la dirección del viento de la isobara, en búsqueda del equilibrio entre las fuerzas de presión, la desviación por Coriolis y las fuerzas de la fricción.

El ángulo α de desviación de la dirección del viento con respecto a la isobara (hacia la baja presión) viene dado por:

$$\tan \alpha = 2 \omega \sin \varphi / k \quad (8)$$

donde:

ω es la velocidad angular de la tierra;

φ es la latitud;

k es el coeficiente de fricción.

Los valores de k oscilan entre $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ y $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, siendo los menores sobre el océano y los mayores sobre tierra.

La fuerza de fricción en principio debe actuar en sentido opuesto al movimiento. Sin embargo, "Sandström, Hesselberg y Sverdrup, citados por Lorente (1930), demuestran que no actúa en dirección opuesta a la dirección del viento, sino inclinada unos 38° a la derecha. La causa de esa inclinación parece ser la "turbulencia" que mezcla todas las capas de aire entre sí".

Las fuerzas viscosas pueden ser expresadas como:

$$F_x = - (1/\rho) (\partial p / \partial x) = -f v \quad (9)$$

$$F_y = (1/\rho) (\partial p / \partial y) = f u \quad (10)$$

4.1.10. Propiedades termoconductoras y de emisión del terreno

Las propiedades termoconductoras y de emisión del terreno hacen que el aire sobre él se caliente con diferente intensidad, aunque la cantidad de radia-

ción incidente sea la misma. Como el área es bastante extensa, existirán zonas con diferente calentamiento, causando la heterogeneidad en el campo de temperatura que se conoce por "rugosidad térmica." Mientras que un terreno arenoso emite gran cantidad de radiación en onda larga, un terreno negro y arcilloso absorbe la energía a una mayor profundidad, por lo que calentará menos el aire sobre él y de forma más tardía.

La radiación, luego de ser absorbida en onda corta, es emitida por cada una de estas superficies en onda larga con diferentes intensidades, estableciéndose un flujo de calor en la frontera con el aire sobre ella.

El flujo de calor a través de una superficie S de un cuerpo con espesor $(z_2 - z_1)$, en el intervalo de tiempo Δt , con una diferencia de temperatura $(t_2 - t_1)$, se puede expresar como:

$$F_H / S = -\lambda (t_2 - t_1) / (z_2 - z_1) \Delta t \quad (11)$$

Donde:

t_2, t_1 son los valores de la temperatura a las profundidades z_2 y z_1 respectivamente;

λ es el coeficiente de conductividad térmica.

El coeficiente de conductividad térmica λ se define como la "cantidad de calor transferido en la unidad de tiempo a través de una capa de espesor unitario y unidad de área, cuando la diferencia de temperatura entre sus dos superficies es de 1°C ". El valor diferente de λ para el agua y la tierra, es la causa del desigual calentamiento del aire sobre ellas.

Esta energía del flujo de radiación en onda larga es absorbida por la capa de aire que está inmediatamente sobre la tierra y sobre la superficie del agua, transformándose en energía interna del aire que se manifiesta en el aumento de su temperatura; este aumento de temperatura provoca el desequilibrio hidrostático de la columna vertical de aire sobre tierra, no coincidiendo entonces las superficies isobáricas con las superficies isostéricas; el aire de la capa inferior tratará de buscar el equilibrio perdido y empleará la energía interna adquirida en moverse hacia arriba, o sea, transforma la energía interna en energía cinética, que a su vez al ganar altura, aumenta su energía potencial. Toda esta sucesiva transformación de una forma de la energía en otra, provocará la circulación de la brisa.

4.1.11. Cubierta vegetal del terreno

La cubierta vegetal que posee el terreno cercano a la costa, o sea, si son típicas de sabanas, arbustos medianos o árboles frondosos, así como su grado de cobertura (aislados, abundantes, totalmente cubier-

to), determinan la cantidad de energía que se absorbe y que se emite. Los bosques tupidos absorben casi toda la energía recibida y mantiene el aire fresco, lo que no favorece a las diferencias térmicas necesarias para la circulación de brisas, mientras que el aire sobre las sabanas se calienta rápidamente.

4.2. Factores Hidrometeorológicos

4.2.1. Dirección del flujo general sobre la región

La dirección del flujo general sobre la región con respecto a la orientación de la costa determina que se produzca la brisa de 1ra. Especie o de 2da. Especie (brisa frontal). Si el flujo general tiene una de sus componentes dirigida de mar a tierra, ocurrirá una brisa de 1ra. Especie, con un aumento gradual de la velocidad, un giro gradual (a la derecha en el hemisferio norte) hasta colocarse paralela a la costa; durante la noche la brisa de tierra hará lo mismo, hasta que al final de la madrugada (o al amanecer) estará paralela a la costa, aunque en sentido opuesto. Es necesario aclarar que bajo este flujo general y determinadas condiciones en la distribución energética, puede ocurrir durante la madrugada un frente de la brisa de tierra.

Si el flujo general tiene una componente dirigida de tierra a mar, no habrá aumento gradual de la velocidad durante la mañana, sino una irrupción brusca del aire frío desde el mar al llegar más tarde el frente de la brisa de mar a la costa e internarse tierra adentro, o sea, se producirá una brisa de 2da. Especie.

4.2.2. Intensidad del flujo general sobre la región

La intensidad del flujo general del aire determina la advección horizontal de calor de la masa sobre la región. A partir de cierto valor de intensidad del flujo con advección fría, no se logrará la diferencia térmica entre el aire sobre el mar y sobre la tierra y por lo tanto no ocurrirá circulación de brisa. Para el caso de la brisa de 1ra. Especie, cuando existe una intensidad mayor de cierto valor dentro de la capa fronteriza, no se logra cerrar la circulación con la corriente de retorno.

Con débil gradiente horizontal bórico, el viento geostrófico será también débil, e incluso habrá calma. Esta es una condición favorable para el desarro-

llo de la circulación de brisa tanto de mar y tierra, como de lago y tierra. En las zonas ecuatoriales y tropicales es frecuente encontrar viento geostrófico muy débil simultáneamente a un fuerte calentamiento, por lo que las velocidades de las brisas de mar y de tierra pueden superar la propia velocidad del viento geostrófico (la brisa de mar se comporta a determinadas horas con valores supergeostróficos).

4.2.3. Estabilidad vertical de la masa de aire

El grado de estabilidad vertical de la masa de aire sobre la región es un factor que puede acelerar o anular la circulación de brisa. Con una masa termodinámicamente muy inestable, las corrientes ascendentes de las brisas encontrarán poco obstáculo, las corrientes convectivas ascenderán con mayor rapidez, será más profunda la capa fronteriza planetaria, las corrientes de retorno se producirán a una mayor altura y tendrán mayores velocidades. Muy diferente es cuando la masa sobre la región es termodinámicamente estable, ya que la subsidencia se opone al ascenso del aire por calentamiento sobre tierra. Si la subsidencia es muy intensa, puede llegar a eliminar los segmentos ascendentes de la brisa. La capa fronteriza planetaria es de poco espesor en este caso, no se producen corrientes de retorno hacia el mar durante el día o hacia tierra durante la noche.

Mientras que con una masa inestable el flujo se comporta como turbulento y se produce un gran intercambio de cantidad de movimiento entre los niveles inferiores y superiores de la circulación, con una masa estable el flujo se comporta cercano a las condiciones laminares y hay poco o ningún intercambio de cantidad de movimiento entre los niveles inferiores y superiores de la circulación.

4.2.4. Cobertura nubosa

La cobertura nubosa influye en la cantidad de radiación solar directa sobre la superficie por el día, mientras que durante la noche impide el enfriamiento por irradiación. Se ha demostrado que la cantidad de días con brisa disminuye con el aumento del total de cielo cubierto durante las horas de sol.

Tabla 2. Relación entre la nubosidad y la probabilidad que ocurra brisa marina en el Mar Negro. Defant (1951).

| Nubosidad (%) | 0 - 50 | 60 - 80 | 90 - 100 |
|----------------------------------|--------|---------|----------|
| Probabilidad de brisa marina (%) | 90 | 39 | 27 |

En climas fríos de latitudes medias, como el mar Báltico, no debe esperarse más del 20 % de días con brisa de mar y tierra, en los trópicos (en Jakarta) 40 - 50 %, ocurriendo entre el 70 - 80 % de los días con brisa en la época seca.

Como caso aparte debe ser tratada la nubosidad convectiva que surge simultáneamente al mecanismo de la brisa de mar de cualquier especie. Esta nubosidad, si bien es cierto que por una parte disminuye el calentamiento de la superficie debajo de ella, por otra parte contribuye al autosostenimiento de la inestabilidad en el segmento ascendente por la liberación del calor latente.

La diferencia de temperatura del aire sobre tierra y sobre la superficie de agua adyacente durante las horas de sol provoca, no sólo el desarrollo del mecanismo de la brisa, sino también nubosidad convectiva sobre tierra (también durante la noche sobre el mar aunque con menos desarrollo). Pero se debe aclarar en este punto que la circulación de brisa de mar y esta nubosidad, no son causa y efecto, sino que ambos son efectos con un origen común, aunque sin dudas, luego de desarrollados ambos sistemas, interactúan y se modifican mutuamente.

La relación entre la circulación de la brisa de mar con la formación de la nubosidad convectiva ha sido tema también tratado por la simulación numérica; así por ejemplo Mahrer y Pielke (1978), aplicaron este tipo de modelo para la circulación de brisa en la península de La Florida con vistas al pronóstico de la precipitación con este tipo de nubosidad. En Cuba se realizó un trabajo similar ACC-HIDROCOM (1981), donde en cierta medida se obtiene la línea de convergencia, aunque no se realiza un análisis profundo de la interacción del flujo en ambas costas.

Es posible que la confusión de relacionar el levantamiento de masa en la línea central de convergencia del flujo con la formación de la nubosidad convectiva sobre ella, se deba a la extrapolación de ideas de la escala sinóptica del mecanismo de producción de nubosidad en el movimiento de una cuña de aire frío y que además, en los medios convencionales de observación (incluyendo el radar y el satélite), y de representación en los mapas y modelos, resulta mucho más frecuente observar el campo de viento y la nubosidad, que la estructura del campo de temperatura.

4.2.5. Humedad del suelo

El alto grado de humedad del suelo hace que la radiación incidente se emplee primero en evaporar el agua y más tarde en calentar el suelo. Con ello el aire será más húmedo y más inestable, pero demorará más tiempo en calentarse y la brisa de mar se desarrollará tardíamente.

4.2.6. Tipo de oleaje

El tipo de oleaje existente influye en el grado en que el agua absorbe y emite la energía en forma de radiación de onda larga hacia el aire que se encuentra encima. Con radiación solar directa, una mar en calma calentará el aire sobre ella más rápidamente que una mar de leva y de viento combinados.

4.2.7. Corrientes marinas y Temperatura del agua

La temperatura inicial del agua es uno de los factores que intervienen en el grado de intercambio de su energía en forma de calor con el aire que está sobre ella. En el proceso de calentamiento (enfriamiento) del agua del mar los términos advectivos son, en la mayoría de los casos, de igual o mayor orden de magnitud que los términos radiativos. En algunas ocasiones las corrientes marinas mantienen tan elevada la temperatura inicial del agua (y con ello la temperatura del aire sobre ella), que no se logra un contraste térmico suficiente con el aire calentado sobre tierra y por lo tanto la brisa de mar será muy débil o no ocurrirá. Por el contrario con aguas superficiales frías, la diferencia térmica con la tierra es mayor y la brisa de mar será más fuerte y comenzará más temprano.

En el caso de la brisa de tierra, un agua muy fría puede mantener el equilibrio térmico con el aire enfriado por radiación sobre tierra y con ello neutralizar la ocurrencia de la circulación. Con aguas cálidas durante la noche la diferencia térmica con la tierra es mayor y la brisa de tierra será más fuerte y comenzará más temprano.

5. Modelación de la circulación de las brisas de mar y tierra

Una última cuestión que no debemos dejar de mencionar, es la referida a la modelación matemática de la brisa de mar y tierra. En líneas generales y dentro de las diferentes escalas de los procesos meteorológicos, esta vertiente tiene tres subramas, donde las dos principales son los modelos numéricos y los modelos analíticos.

Los modelos numéricos que parten de las ecuaciones primitivas de la termodinámica con una solución numérica son los más utilizados para los pronósticos meteorológicos. Las principales dificultades matemáticas que se presentan en estos modelos se pueden clasificar en lo que corresponde al planteamiento en sí del problema y lo que corresponde al proceso computacional. Las primeras se originan por la forma en que se expresan las condiciones de contorno de dichas ecuaciones y a la introducción de las fuentes en los diferentes tipos de flujo, lo que en general conlleva a una parametrización de las ecuaciones.

Sobre las condiciones de contorno se presentan dificultades a la hora de establecer el enlace entre las diferentes capas de la atmósfera, ya que en ello se involucran procesos que aún no están totalmente esclarecidos dentro de la Capa Fronteriza Planetaria. Desde el punto de vista teórico, aunque los modelos numéricos son más recomendables para los pronósticos meteorológicos, tienen la desventaja de que en la mayoría de los casos es difícil esclarecer el mecanismo dinámico de los procesos a la hora de interpretar los resultados.

La subrama de los modelos analíticos ha alcanzado fuerza en los últimos años, ya que aunque su poder predictivo es mucho menor que los modelos numéricos, están más íntimamente relacionados con el mecanismo físico de los procesos. En ellos también se parte de las ecuaciones primitivas, realizándose hipótesis que en lo fundamental tienden a su linealización. Las hipótesis simplificadoras implican, a la hora de estudiar el proceso, tomar en cuenta sólo los factores que influyen en el mismo y que a su vez provean la conveniente simplificación de las ecuaciones para obtener las soluciones analíticas deseadas.

Es evidente que se establece entonces un compromiso de las hipótesis a introducir y los métodos matemáticos de solución analítica. Vital importancia en este enfoque tiene la obtención de fórmulas asintóticas que ayuden a esclarecer el papel de los factores que se han tenido en cuenta en las hipótesis de partida.

Entre los modelos analíticos iniciales pueden mencionarse los de Schmidt (1947) y el de Haurwitz (1947), que destacan el efecto de Coriolis, la fricción y la dirección del viento geostrófico, realizándose la aproximación de Businger a las ecuaciones primitivas.

En el movimiento atmosférico a gran escala siempre se ha asumido que en todo momento la velocidad del viento se ajusta a las fuerzas que gobiernan el movimiento. El movimiento del viento geostrófico y del viento gradiente son dos buenos ejemplos de este balance. En el caso de la circulación de brisa de mar y tierra este balance no existe; por eso siempre ha sido de interés el estudio del comportamiento del viento cuando exista un equilibrio entre el gradiente de presión a escala sinóptica, la fuerza de Coriolis, la fuerza de fricción y el gradiente de presión originado por la diferencia de temperatura entre el mar y la tierra. Haurwitz (1947) plantea que: "en analogía con la teoría del equilibrio de las mareas, a estas relaciones se le denomina la teoría del equilibrio de la brisa marina. Cuando son tomados en cuenta los términos de inercia y consecuentemente los de la aceleración, se hace referencia entonces a la teoría dinámica de la brisa marina."

De lo anterior se desprende la importancia desde el punto de vista metodológico que tiene esta vertiente, ya que tiende a llevar a la meteorología en su conjunto al nivel alcanzado en otras esferas de la ciencia que se distinguen por su profundidad matemática.

En lo referente a los modelos numéricos de la brisa continental, se destaca el trabajo de Fisher (1961), en el que utilizando datos reales, se demuestra que es posible considerar en primera aproximación, el flujo de la brisa de mar y tierra como incompresible y además, partiendo de las ecuaciones primitivas e introduciendo la divergencia y la vorticidad, se obtiene una capa de alta velocidad entre 200 y 400 m de altura, cuya causa fundamental es la convergencia y la disminución del coeficiente de intercambio turbulento.

Hay un conjunto de autores que han tratado la modelación numérica en la mesoescala y en particular de la brisa continental. Dentro de los modelos numéricos se puede destacar el trabajo de Krishna (1968), en el que partiendo de las ecuaciones primitivas y parametrizando el intercambio turbulento y el flujo incidente de energía, calculó los perfiles del viento para varias latitudes. Uno de los resultados más interesantes que obtiene es la existencia de un máximo de velocidad del viento en los bajos niveles de latitudes bajas y medias.

Baumhefner (1968), Clark y Gall (1982) dirigieron sus trabajos al diagnóstico numérico a mesoescala. Las dificultades inherentes a estos modelos fueron analizadas en detalle por Driekens y Tennekes (1981), siendo uno de los problemas planteados las interacciones de la capa superficial dentro de la CFP. Además, para obtener soluciones aceptables, es necesario realizar algún tipo de parametrización en el flujo, lo que implica exigir un comportamiento determinado a procesos que no se conocen con certeza.

Estoque (1990) presenta un modelo a mesoescala de la distribución del viento en la superficie sobre un terreno complejo, muy útil cuando se desea conocer las modificaciones de la brisa al pasar por encima de las elevaciones cercanas a las costas. Mukabana y Pielke (1995) emplearon un modelo numérico en su investigación de la influencia de los patrones diarios del tiempo y los monzones sobre las circulaciones de brisas de lago - tierra y de mar - tierra, en la parte oriental de Africa, cerca del Lago Victoria y el Lago Turkana.

En la Fig. 7 se muestra una salida del modelo de Estoque (1962) a las 1700 hora local, donde puede apreciarse con claridad el frente de esta brisa de 2da. Especie sobre tierra a unos 8 km de la costa.

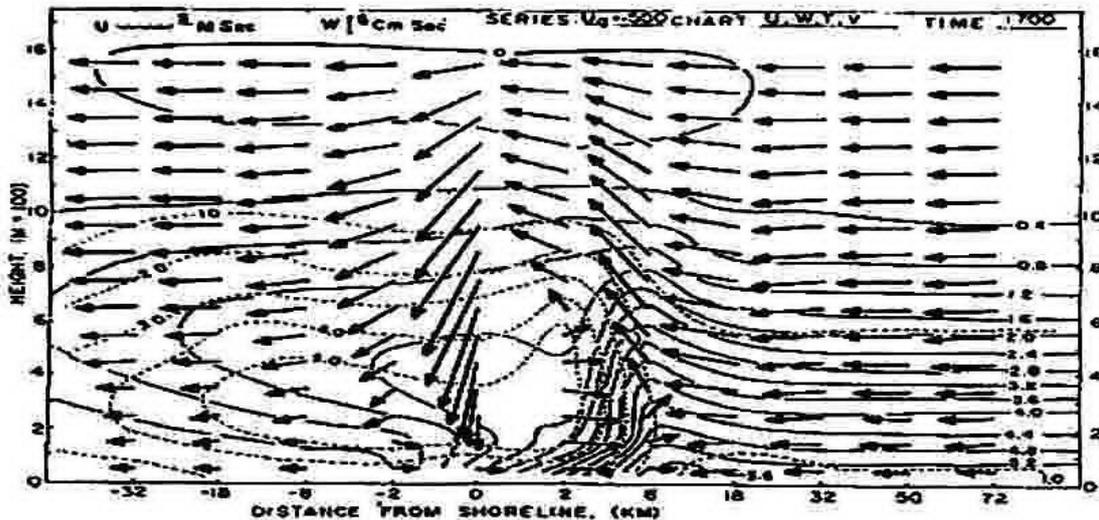


Fig. 7 Modelación de la brisa de mar con un viento de tierra hacia el mar de 5 m/s para las 1700 hora local. Las líneas continuas es el cambio de temperatura desde las 0800 hora local. Las líneas discontinuas son los valores de la componente de la velocidad (m/s) entrando a la figura. (Estoque, 1962).

Finalmente, la tercera subrama de la modelación toma en consideración las dificultades operativas que conlleva el trabajo con las ecuaciones primitivas, se aparta de ellas y propone conjuntos de ecuaciones que en forma semi - empírica describen los procesos en estudio. Esta metódica de trabajo implica sintetizar las leyes fundamentales contenidas en las ecuaciones primitivas en un conjunto más pequeño de regularidades presentes en sus ecuaciones de partida.

Como una cuestión interesante, también se encontró en la literatura la aplicación de un sistema de experto para la brisa marina (Canavan, 1992).

Conclusiones

- El término brisa tiene dos acepciones básicas: la primera, muy generalizada y popular, se refiere a un viento de poca velocidad, que no distingue la dirección de donde sopla, ni momento, ni lugar donde ocurre; mientras que la segunda se emplea por los especialistas con un carácter más científico, se refiere a un viento que sopla en las zonas costeras que responde a un mecanismo mucho más complejo.

- El proceso de la circulación de brisa de mar y tierra sucede tridimensionalmente y referirse sólo al segmento cercano a la superficie como brisa, es una limitación en la visión científica del problema y en el alcance del término. La circulación local de la brisa de mar y tierra debe interpretarse con un enfoque amplio, si se desea llegar a conclusiones lo más cercanas a la realidad.

- Los parámetros que caracterizan las circulaciones locales de las brisas de mar y tierra son los siguientes: las direcciones de donde soplan, el sentido del giro de la dirección, sus velocidades horizontales y verticales, la distancia desde la costa hasta donde llegan sus efectos (sobre tierra o sobre el mar), las alturas a la que comienza su corriente de retorno y la circulación total, la duración de cada una de sus etapas y el tipo de brisa (de 1ra. o de 2da. Especie).

- Hay coincidencia en todos los autores en que el origen de la circulación local de la brisa de mar y tierra es el calentamiento desigual del aire sobre tierra y sobre la superficie de agua adyacente.

- Existen dos tipos de brisa de mar y tierra: el primer tipo, o brisa de 1ra. Especie, es la brisa con calma, comienza como una pequeña circulación en la vecindad de la costa, inmediatamente después de que el aire sobre tierra empiece a calentarse más que sobre el agua y más tarde se desarrolla horizontal y verticalmente a medida que continúe el desigual calentamiento entre la tierra y el mar.

El segundo tipo, o brisa de 2da. Especie, es la brisa frontal y se produce por la acumulación de aire frío sobre el mar empujado por el aire caliente que sale desde tierra. Se puede considerar como un caso particular de la brisa de 1ra. Especie.

- No existen dos brisas iguales ni espacial ni temporalmente. La combinación casi infinita de los valores que toman los factores físico - geográficos y los meteorológicos, hidrológicos y oceanológicos imperantes en cada región, le imprimen a cada circulación de brisa de mar y tierra características propias e irrepetibles.

- La brisa de mar y tierra es tan sólo una de las componentes del viento real. En muy raras ocasiones se produce en ausencia de las demás componentes, lo más frecuente es encontrarla en interacción con flujos de mayor, igual o menor escala que ella. Es por eso que no debe ser tratada por métodos estadísticos simples a partir del viento real medido en los instrumentos.

- En ausencia de otros flujos la dirección de la brisa de mar y tierra de 1ra. Especie debe girar 360° en forma cíclica con un período de 24 horas, o sea, es un proceso temporalmente continuo. De este concepto se deduce que cuando se vaya a referir a su hora de "comienzo" y de "fin", debe aclararse que se está refiriendo a una de sus etapas y por lo tanto tienen carácter relativo.

- La teoría y las observaciones demuestran que en el hemisferio Norte, la hodógrafa que describe la brisa de mar y tierra por lo general tiene una rotación en el sentido de las manecillas del reloj. Aunque en ocasiones lo haga en sentido opuesto o de manera muy irregular, ya que está condicionado por varios factores que la modifican.

- En una costa del hemisferio norte, orientada Este - Oeste, con el mar hacia el Norte, la dirección de la brisa de mar y tierra pasará por las siguientes etapas:

1ra. Etapa. Brisa de mar a tierra (horas de la mañana y la tarde).

2da. Etapa. Brisa de mar paralela a la costa con dirección Este (de corta duración en las primeras horas de la noche).

3ra. Etapa. Brisa de tierra a mar (horas de la noche y la madrugada).

4ta. Etapa. Brisa de tierra paralela a la costa con dirección Oeste (de corta duración al amanecer).

Esta división permite distinguir con claridad las principales características de la brisa de mar y tierra de 1ra. Especie en el transcurso del día, conservando la noción de continuidad temporal del proceso.

- La altura que alcanza la brisa depende de varios factores. Se mencionan alturas de 200 - 500 m hasta 2 000 m, pudiendo llegar la corriente de retorno a más de 4 000 m de altura.

- La distancia horizontal desde la costa hasta donde alcanza la circulación de brisa de mar, varía en función de las condiciones del terreno, de la latitud, de la cantidad de radiación solar que se reciba, entre otras. Se mencionan casos entre 16 - 32 Km, hasta otros mayores entre 124 - 145 Km en países tropicales.

- La principal característica de las circulaciones de brisa de mar y tierra en condiciones no continentales es la deformación profunda que ella le provoca al flujo de mayor escala, creando líneas centrales de convergencia y mesobajas sobre tierra durante el día, y líneas de divergencia y mesoaltas durante la noche. Esto se debe a que las dimensiones de las circulaciones son del mismo orden de magnitud que la distancia entre las costas.

- La circulación local de brisa de mar y tierra puede plantearse como una perturbación del flujo a mayor escala. De esta manera las soluciones encontradas se acercan más a la realidad del flujo observado y por lo tanto a una mejor aplicación práctica.

- La intensidad de la brisa de mar y tierra depende de las condiciones locales, así se plantean valores medios de 2,8 m/s hasta 10,7 m/s. Pero debe tenerse en cuenta que estas intensidades fueron calculadas a partir de los valores tomados en los instrumentos, por lo que poseen inexactitud, al igual que los referidos a la dirección. Además, los valores altos en la intensidad se refieren a la brisa de 2da. especie.

- Los factores que condicionan la ocurrencia de las brisas de mar y tierra pueden dividirse para su estudio en dos grandes grupos: los físico - geográficos y los meteorológicos, hidrológicos y oceanológicos.

Los factores Físico - geográficos principales son la existencia de dos superficies contiguas de tierra y de agua, la latitud del lugar, la época del año, la orientación de la costa, la forma de la costa, la distancia entre las costas opuestas, la profundidad de las aguas, el tipo de relieve, la rugosidad de la superficie, las propiedades termoconductoras y emisoras del terreno y la cubierta vegetal.

Entre los factores Meteorológicos, hidrológicos y oceanológicos se encuentran la dirección y la velocidad del flujo general del aire, la estabilidad vertical de la masa de aire, la cobertura nubosa, la humedad del suelo, el tipo de oleaje y las corrientes marinas y la temperatura del agua.

Los factores Físico - geográficos varían muy lentamente, los hidrológicos varían en días, mientras que los factores meteorológicos y oceanológicos varían de un día a otro e incluso en pocas horas.

- Aunque existe una fuerte interacción entre la circulación de brisa de mar en condiciones no continentales y la nubosidad convectiva sobre tierra durante el día, no puede considerarse uno como causa del otro, sino como dos sistemas con un origen común: el calentamiento superficial.

- En el estudio del mecanismo de la brisa de mar y tierra debe tenerse en cuenta siempre los efectos combinados que producen sobre ella la fuerza desviadora de Coriolis, la fricción superficial y la viscosidad.

- La modelación del proceso de la brisa de mar y tierra es en la actualidad sin lugar a dudas, el método más efectivo para resolver las necesidades prácticas del desarrollo en las que interviene esta compleja circulación de la atmósfera.

Agradecimientos

Deseo agradecer al Dr. Miguel A. Portela y al Dr. Daniel Martínez por los útiles señalamientos, a Rosa Delgado, Bárbara Pérez y Gisela Andrade por la recopilación bibliográfica y al Lic. Pedro Beauballet y al Lic. Reinaldo Casals por la preparación de las figuras.

Referencias Bibliográficas

Alfonso, A., 1982: Discusión en torno a la Línea de Tormentas del 2 de Enero de 1978 en Varadero. Ciencias de la Tierra y el Espacio, No. 4, Academia de Ciencias de Cuba.

-----1984: Una breve descripción del clima de la provincia de Matanzas. Oficina Territorial del Instituto de Meteorología en Matanzas. Depositado en biblioteca, 7 pp.

Academia de Ciencias de Cuba (ACC) y Comité Estatal de la URSS de Hidrometeorología y Control del Medio Ambiente (HIDROCOM), 1981: Investigación de la influencia de la línea costera sobre la evaluación de la nubosidad interna masiva y las precipitaciones de estas. Informe final del Tema No. 2 del Laboratorio Conjunto cubano-soviético de Meteorología Tropical. 115 pp.

Anthes, R. A., 1978: The height of the planetary boundary layer and the production of circulation in a seabreeze model. J. Atm. Sci., Vol. 35, No. 7, pp. 1231 - 1239.

Batista, T. L., 1984: Algunas consideraciones sobre la zona de convergencia de brisas en el Polígono Meteorológico de Camagüey y su influencia en el comportamiento de las precipitaciones. Oficina Territorial del Instituto de Meteorología en Camagüey y Ciego de Avila. Academia de Ciencias de Cuba. Inédito, 8 pp.

Baumhefner, D. P., 1968: Application of a diagnostic numerical model to the tropical atmosphere. M. W. R., Vol. 96, No. 4, abril. pp. 218 - 228.

Bornstein, R. and Thompson, W., 1981: Effects of Frictionally Retarded Sea Breeze and Synoptic Frontal Passages on Sulfur Dioxide Concentrations in New York City. J. A. M. Vol. 20, No. 8, August 1981.

Canavan, T., 1992: Climatology of Sea Breezes at Shearwater Airport, Nova Scotia and Prototype Expert System Design. Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia.

Carnesoltas, C., M., 1986: La circulación local de brisa en Cuba. Tesis presentada en opción al grado de Candidato a Doctor en Ciencias. La Habana. Depositado en biblioteca, 96 pp.

Clark, T. and Gall, R., 1982: Three - dimensional numerical model simulations of airflow over mountainous terrain: A comparison with observations. M. W. R., julio. pp. 766 - 791.

Conrad, V., 1928: Beobachtungen über den Seewinden einen flacha Sandstrand. Ann. Hydrogr., Berlin, 56, 1-3.

Defant, F., 1950: Theorie der Land - und Seewinde. Arch. Meteor. Geophys. Biokl., 2 (A): pp. 404 - 425.

-----1951: Local winds. Compendium of Meteorology, Amer. Met. Soc. pp. 655 - 672.

Donn, W. L., Milic P. and Brillant R., 1956: Gravity Waves and the Tropical Sea Breeze. J. Meteor., 13, 356 - 361.

Driedonks, A. G. M. and Tennekes, H. 1981: Parametrización de la capa fronteriza atmosférica en los modelos a gran escal. Bulletin American Meteorological Society. Vol. 62, No. 5, mayo, pp. 594 - 598.

Estoque, M. A., 1962: The sea - breeze as function of the prevailing synoptic situation. J. Atm. Sci. Vol. 19, pp. 244 - 250.

-----1990: A surface mesoscale wind model for complex terrain. Atmósfera. Vol. 3, pp. 203 - 216.

Fisher, L. E., 1961: A theoretical study of the sea - breeze. J. Met. Soc., Vol. 18. 16 pp.

Fernández, A. y Pazos, A., C., 1998: Pronóstico trihorario del viento en la provincia de Ciego de Avila. Editorial Academia. La Habana. 33 pp.

Gentry, R. C. and Moore, P. L., 1954: Relation of local general wind interaction near the sea Coast to time location of air - mass showers. J. Met. No. 11, pp. 507 - 511.

Guralnik, U. U., Dubinski, G. P. and Manikonova, S. V., 1972: Meteorología. Hidrometeorizdat, Leningrado. 416 pp.

Haurwitz, B., 1947: Comments on the sea breeze circulation. *J. Meteor.* Vol. 4, pp.1- 8.

Hernández, S. R. y Elizalde, H., 1981: Climatología de las brisas en la costa norte de la provincia de Matanzas. Oficina Territorial del Instituto de Meteorología en Matanzas. Academia de Ciencias de Cuba. Inédito.

Holton, J., 1990: Introducción a la Meteorología Dinámica. Instituto Nacional de Meteorología. Prensa Hispanoamericana. Madrid, 2da. Edición traducida al español. 423 pp.

INSMET, 1980: Características de los vientos en la cuenca de Santiago de Cuba. Depositado en la biblioteca del Instituto de Meteorología, 12 pp.

Jansá, G. J., 1974: Curso de Climatología. Instituto Cubano del Libro. La Habana. 445 pp.

Keen, C. and Lyon, W., 1978: Lake / Land Breeze Circulation on the Western Shore of Lake Michigan. *J. App. Meteor.* Vol. 17, 1843 - 1955.

Kimble, G. H. Et al, 1946: Tropical Land and Sea Breeze (with Special Reference to the East Indies). *Bulletin Amer. Meteor. Soc.* Vol. 27, 99-113.

Koschmieder, H., 1941: Danziger Seewindstudien. *Forsch. Arl. Meteor. Inst. Danzig*, 8, 1 - 44; 10, 1-39.

Krishna, K., 1968: A numerical study of diurnal variation of meteorological parameters in the planetary boundary layer. Diurnal variation of wind. *M. W. R.* Vol. 96, No. 5, mayo, pp.269 - 276.

Lecha, E. L., Fernández, A. y Bueno, R., 1979: Distribución de la precipitación en la parte central de Cuba y su relación con el campo de viento a mesoescala y a escala sinóptica. Oficina Territorial del Instituto de Meteorología en Villa Clara. Academia de Ciencias de Cuba. Depositado en biblioteca. 28 pp.

Leopold, Luna B., 1949: The interaction of trade wind and sea breeze, Hawaii. *J. Meteor.*, Vol. 6, pp. 312 - 320.

Lorente, J. M. (primera edición 1930): Meteorología. Editorial Labor S.A. Reimpresión de la cuarta edición revisada. Calabria y Barcelona. 286 pp.

Mahrer, Y. and Pielke, R. A., 1978: Verification analysis of the University of Virginia three - Dimensional mesoscale model prediction over South Florida for 1 July 1973. *M. W. R.* Vol. 106, No. 11, pp. 1568 - 1589.

Mukabana, J. and Pielke, R. A., 1995: Investigating the influence of Synoptic - Scale Monsoonal Winds and Mesoscale Circulations on Diurnal Weather Patterns over Kenya Using a Mesoscale Numerical Model. *M. W. R.* Vol. 124, pp. 224 - 243.

Neumann, J. and Y. Mahrer, 1971: A Theoretical Study of the Land and Sea Breeze Circulation. *Journal Atmos. Sci.*, Vol. 28, 532 - 542.

Neumann, J. 1984: The Coriolis Force in Relation to the Sea and Land Breezes-A Historical Note. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 65, No. 1, 24 - 26.

OMM, 1992: Vocabulario Meteorológico Internacional. OMM / No.182, Secretaría de la OMM, Segunda Edición, ISBN92-63-02182-1.

Orlanski, A., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Am. Met. Soc.* Vol. 56, No.1, pp. 527 - 530.

Osorio, M. et al, 1980: Estudio climático de la brisa en la estación de Casa Blanca. Departamento de Climatología del Instituto de Meteorología. 8 pp.

Petterssen, S., 1973: Introducción a la Meteorología. Instituto Cubano del Libro. La Habana. 4ta. Edición. 429 pp.

Ramdás, L. A., 1931: The sea - Breeze at Karachi. *India Meteor. Dept. Sci. Note No. 41*, 4, 115-124.

Rey, O., 1982: Características de la brisa en la localidad de Cienfuegos y su relación con la ocurrencia de precipitaciones. Oficina Territorial del Instituto de Meteorología en Santa Clara 10 pp.

Rivero, V. R., 1978: Características sinóptico - climatológicas de las provincias de Camagüey y Ciego de Avila. Oficina Territorial del Instituto de Meteorología en Camagüey. Academia de Ciencias de Cuba. 14 pp.

Saucier, W., 1946: Principles Meteorological Analysis. Inst. del Libro, 1ra. Edición, La Habana, Reimpresión 1969, 438 pp.

Saenz, R., 1981: Comportamiento de la brisa y su relación con la ocurrencia de las precipitaciones en la localidad del Jíbaro. Oficina Territorial del Instituto de Meteorología, Santa Clara, 14 pp.

Schmidt, F., 1947: An elementary theory of the land - and sea breeze circulation. *Journal of Meteorology.* Vol. 4, February, pp. 9 - 15.

Schroeder, T. A., 1981: Characteristics of Local Winds in Northwest Hawaii. *J. App. Meteor.* Vol. 20, pp. 874 - 881.

Van Bemmelen, W., 1922: Land-und Seebrise in Batavia. Beitr. Phys. frei. Atmos., 10, 169-177.

Warner, T. T., et al, 1978: Numerical Simulation with Three - Dimensional Mesoscale Model. M. W. R. Vol. 106, No. 8, 1978, pp. 1079 - 1099.

Wexler, R., 1946: Theory and observations of land and sea Breezes. Bull. Am. Meteor. Soc. 27, 272-287.

Abstract

In this review the following essentials concepts are stated. Land-sea breeze is a tridimensional process with two main types in which the second is a particular case corresponding to frontal breeze. Land-sea breeze is a component of the measured wind. In Northern Hemisphere, the hodograph turns in clockwise direction. If the coast is oriented in the east-west direction so the sea is to the north the breeze process has four stages: Breeze from

sea to land during the morning and afternoon; easterly breeze parallel to coast in the evening; breeze from land to sea at night hours and, finally, westerly breeze parallel to coast at dawn. The intermediate stages, i.e. easterly and westerly, are brief. The height of the breeze lies between 200 and 500 meters, but in occasions the return reaches 4000 meters and the inland circulation penetrates, generally between 16 and 32 kilometers but in certain cases breeze penetrates up to 145 kilometers. During daylight period, the breeze system creates a convergent line but a divergent line is created by this system at night. Breeze intensity varies between 2.8 meters per second and up to 10.7 meters per second in case of frontal breeze. Main physic - geographical factors are the existence of two neighboring land and sea surfaces, latitude, season of the year, orientation and shape of the coast, distance between opposite sides, sea water depth, relief, roughness and termoconductive and emissive soil properties as well as vegetative coberture. Basic oceanological, hydrological and meteorological factors are force and direction of the wind, air mass vertical stability, cloudiness, soil humidity, type of sea waves, marine currents and sea surface temperature. Convective clouds and breeze has a common origin - surface heating - but by no means one causes the other. In the land-sea breeze process Coriolis force, friction and viscosity are also important factors.