



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

Análisis y visualización de la componente
diurna de los vientos en el sur del Golfo de
México

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
FÍSICA

PRESENTA:

Nidia Elena Taylor Espinosa

DIRECTOR DE TESIS:

Dr. Jorge Zavala Hidalgo



2009

Hoja de Datos del Jurado

Datos del alumno	Taylor Espinosa Nidia Elena 53 68 14 36 Universidad Nacional Autónoma de México Facultad de Ciencias Física 402065434
Datos del tutor	Dr. Jorge Zavala Hidalgo Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM
Datos del sinodal 1	M. en C. Manuel René Garduño López Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM
Datos del sinodal 2	Dr. Artemio Gallegos García Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM
Datos del sinodal 3	Dra. Ana María Soler Arechalde Instituto de Geofísica, UNAM
Datos del sinodal 4	Dr. Carlos Málaga Iguiñiz Facultad de Ciencias, UNAM
Datos del trabajo escrito	Análisis y visualización de la componente diurna de los vientos en el sur del Golfo de México 389p 2009

Análisis y visualización de la componente diurna de los vientos en el sur del Golfo de México

Nidia Elena Taylor Espinosa

A Ivar

Agradecimientos

Mi eterno agradecimiento a mis padres, Omar y Silvia, quienes me han apoyado infinitamente. Por ninguna circunstancia han dejado de creer en mí y se los agradezco profundamente. Quiero agradecer a mi nueva familia, Ivar y Carlos, que han sido muy pacientes en este afanoso proceso en el que me han acompañado. Y a mis hermanos, Roberto y Omar, por su apoyo involuntario.

Agradezco al Dr. Jorge Zavala y a su extraordinario grupo de trabajo, que me han dejado ser parte del equipo. Con ellos he aprendido que las cosas son más fáciles cuando las personas se apoyan mutuamente.

Agradezco a los miembros de mi jurado por sus comentarios y sugerencias para enriquecer este trabajo de tesis.

Gracias a la Secretaría de Marina por proporcionarme los datos de las 13 estaciones meteorológicas automáticas utilizadas en este estudio y al Servicio Meteorológico Nacional por proporcionarme los datos de las estaciones meteorológicas automáticas costeras utilizadas en este estudio.

Agradezco a la UNAM por apoyarme con una beca del proyecto PAPIIT IN500206 IXTLI *Visualización Avanzada para la Enseñanza de Procesos de Interacción Océano Atmósfera* y a las personas que hacen que estos apoyos lleguen a los estudiantes.

Gracias a todas aquellas personas, compañeros y profesores, que hicieron esta etapa de mi vida totalmente inolvidable.

Por mi raza hablará el espíritu

Índice general

Resumen	III
1. Introducción	1
1.1. Antecedentes	1
1.1.1. El fenómeno de las brisas alrededor del mundo	1
1.2. Objetivo	2
2. Algunos modelos de las brisas	5
2.1. Mecanismo de las brisas	5
2.2. Análisis de las brisas	7
2.2.1. Efecto de la fricción	8
2.3. Primeras modelaciones de la brisa	11
2.3.1. Modelos sin rotación	11
2.3.2. La brisa en regiones fuera del ecuador	14
2.4. Otros modelos lineales	18
2.4.1. Modelo de Walsh	19
2.4.2. Modelo de Rotunno	20
2.4.3. Modelo de Martin-Pielke	23
2.4.4. Modelo de Neumann	23
2.5. Dirección de rotación del vector giro de la brisa	23
3. Métodos para el análisis de datos	25
3.1. Análisis Armónico	25
3.2. Filtros	26
3.2.1. Filtro de promedios móviles	27
3.3. Descomposición en Valores Singulares	28
3.3.1. Teorema de la Descomposición en Valores Singulares	28
3.3.2. La SVD y los problemas de mínimos cuadrados	29
4. Análisis de Datos	33
4.1. EMAs	33
4.1.1. Bases de datos	33
4.2. Procesamiento de datos	35
4.2.1. Obtención de la componente diurna	36

4.2.2. Error Cuadrático Medio y varianza de la elipse	39
5. Resultados y Discusión	41
5.1. Características de la componente diurna	41
5.2. La Península de Yucatán y el Banco de Campeche	53
5.2.1. Cayo Arcas	53
5.2.2. Cayo Arenas	59
5.2.3. Isla Pérez	59
5.3. Otros resultados	65
5.3.1. Relación con otras variables meteorológicas	65
5.4. Variabilidad estacional	81
5.5. Variabilidad en escala sinóptica	91
5.6. La señal diurna en el Golfo de México	101
5.6.1. La fuerza de Coriolis	101
5.6.2. Fricción	101
5.6.3. Viento gradiente	102
5.6.4. Gradiente térmico	102
6. Conclusiones	107
A. La elipse	109
B. El escaterómetro QuikSCAT	111
C. Diagramas de astillas	113
D. Hodogramas mensuales	293
E. Figuras con filtro de promedios móviles	343
Bibliografía	387

Resumen

En este trabajo se estudia la componente diurna de los vientos en la costa del Golfo de México, asociada con el fenómeno de las brisas, y en particular en el noroeste de la Península de Yucatán con el análisis de los datos de nueve estaciones de la Secretaría de Marina y 10 de la Comisión Nacional del Agua correspondientes al año 2006.

Se hizo una revisión de la teoría de las brisas y, en particular, de los modelos sencillos que identifican los forzamientos que dan origen a las brisas y las trayectorias que siguen los vientos en el ciclo diurno.

El análisis de los datos comprendió diversas gráficas que permiten identificar y analizar el comportamiento de los vientos. También se ajustaron elipses para representar el ciclo diurno de las brisas encontrándose que el ajuste es mejor cuando la señal es más intensa. Los análisis permiten identificar la amplitud promedio de la componente diurna, la variabilidad en dirección, la fase y la bondad de la representación por medio de elipses.

Entre los resultados más importantes está el hecho de que se identifica una componente diurna de los vientos muy intensa en comparación con otras zonas del planeta. En las estaciones analizadas, la zona con mayor amplitud en la señal diurna se ubica al oeste y noroeste de la Península de Yucatán. La señal se extiende al menos a 100 km de la costa identificándose claramente en Cayo Arcas, Cayo Arenas e Isla Pérez, en donde las brisas pueden alcanzar una velocidad de 4.5 m s^{-1} (16 km h^{-1} aproximadamente). La intensidad de las brisas varía a lo largo del año alcanzando un máximo en los meses de abril, mayo y junio. Se calculó la hora del día durante la cual la señal es máxima y se determinó la dirección correspondiente, encontrándose que asociada a la componente de las brisas se da una divergencia (convergencia) en el centro de la Bahía de Campeche cuando se desarrolla la brisa de mar (tierra).

Se realizó un análisis de las posibles causas de que la componente diurna de los vientos sea, relativamente, tan grande en esta zona, identificándose como causa la combinación del gradiente térmico, que genera diferencias de presión y provoca el movimiento del aire; la latitud, por la frecuencia inercial ligeramente menor a la frecuencia de rotación de la Tierra y el valor relativamente pequeño de la fuerza de Coriolis; la orografía, por la ausencia de montañas en la Península de Yucatán; la dirección y baja intensidad de los vientos medios, que son del este, cruzando la península y debilitándose por la fricción y la convección; y la forma cóncava de la Bahía de Campeche.

Capítulo 1

Introducción

En un trabajo realizado por Sarah Gille *et al.* [9] se muestra que la brisa terrestre (el viento producido por la fuerza del gradiente de presión que aparece por la diferencia de las temperaturas entre el agua y la tierra, dirigido fuera de la costa) es mucho más importante para ciertas regiones alrededor del globo entre las que destacan la costa este de la India, la costa oeste de Madagascar, el norte de Australia y el Golfo de México, entre las más importantes.

1.1. Antecedentes

Aunque el fenómeno de las brisas haya sido observado por los hombres de mar en la antigüedad, no fue hasta principios del siglo XIX que se escribió acerca del movimiento rotacional de estos vientos [19]. Más de un siglo después con una teoría más desarrollada empezaron a aparecer publicaciones más formales acerca del fenómeno. Pero no fue hasta 1947 con los trabajos de Haurwitz y Schmidt [12, 23] donde formalmente se incluyen los términos rotacionales (Coriolis) en las ecuaciones de movimiento del fenómeno.

Más adelante, la aparición de modelos más sofisticados abrieron paso a muchos más trabajos acerca de las brisas, pero la mayoría de éstos son de observaciones o modelaciones locales de una región determinada. Como es el caso de la Península de Florida, la brisa ha sido ampliamente estudiada ya que la brisa en este lugar es de crucial importancia porque es el factor detonador de las tormentas eléctricas que se presentan en el centro de la península.

1.1.1. El fenómeno de las brisas alrededor del mundo

En el año 2003, durante casi siete meses, funcionaron de manera simultánea los dos escaterómetros (instrumentos que miden la rapidez y dirección del viento) que estuvieron a bordo de los satélites QuikSCAT y ADEOS-II. Estos satélites funcionaron en una misión conjunta que acabó precipitadamente debido a fallas mecánicas en el ADEOS-II. Esta misión se llevó a cabo durante los meses de primavera y verano del hemisferio norte. Cada uno de los satélites barrió la misma región una a dos veces al día, con lo que se obtuvieron hasta cuatro datos diarios.

En 2004, se publicó un artículo [9] en el cual se analizaron los datos de estos meses y

se obtuvo la componente diurna del viento sobre el océano mundial¹. Gille *et al* ajustaron estos datos a una señal elíptica -bajo ciertos supuestos-, la cual es predicha por la teoría lineal de Haurwitz y Schmidt. Algunos de sus resultados más importantes aparecen en la Figura 1.1. Lo relevante de ese estudio, al menos como motivación para este trabajo, consiste en que muestra las zonas donde la componente diurna es más importante, en promedio, a lo largo de los meses estivales boreales.

En la Fig. 1.1a se observa que en la región entre los 30° y -30° de latitud, la componente diurna es más grande que en el resto del mundo. Se puede observar también que hay más regiones con una señal diurna importante en el hemisferio norte, por el hecho de que se muestreó en el verano boreal. Una de las regiones con mayor amplitud de la señal diurna se encuentra en el Golfo de México. Dado que se ajustó una elipse a la señal, en la Fig. 1.1b se muestra el sentido de la rotación que sigue ésta, siendo generalmente anticiclónico en ambos hemisferios. Por último, en la Fig. 1.1c se muestra el momento del día en que el máximo de la señal corresponde con el semieje mayor de la elipse (en realidad hay dos momentos cuando ocurre esto). Otra de las cosas importantes que hay que notar es el alcance hacia fuera de la costa que esta señal puede tener, y que coincide con los lugares donde se observa una mayor amplitud de la señal: México, Madagascar, India, Australia, Colombia, Venezuela y Somalia. La gran amplitud de la señal diurna de los vientos en lugares que se encuentran dentro de unos 550 km de la costa coincide, según Gille, con la teoría y los experimentos de laboratorio los cuales predicen una propagación del frente de brisa como una corriente de gravedad, que depende críticamente de procesos no lineales.

1.2. Objetivo

El objetivo principal de esta tesis es estudiar la componente diurna del viento en el sur del Golfo de México que es una de las regiones con mayor amplitud de la señal diurna a nivel mundial. Dado que actualmente no existe un estudio detallado en la zona, en este trabajo se hace una descripción detallada del fenómeno utilizando datos disponibles de estaciones meteorológicas automáticas ubicadas en la zona y se aportan ideas acerca de los factores más importantes que dan como resultado una señal diurna tan relevante.

¹A excepción de los polos, donde el satélite no recolecta datos.

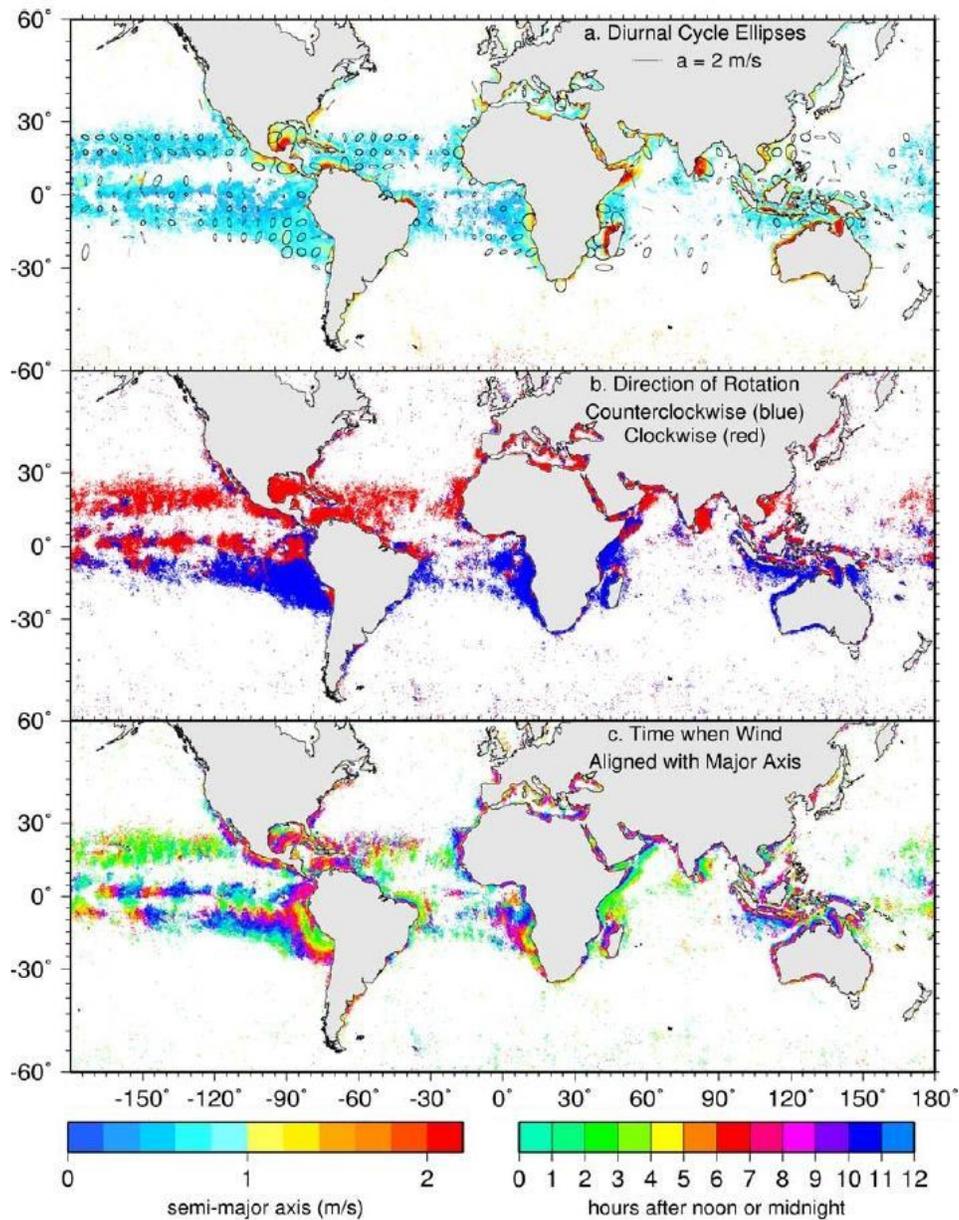


Figura 1.1: (a) Intensidad del ciclo diario del viento. El eje mayor es trazado en color en la zona donde es estadísticamente significativo, y las elipses de viento dibujadas cada 6° que se ubican ya sea a 10° de tierra o en dirección del ecuador desde 30° de latitud. La línea de referencia indica el eje mayor para una elipse con semieje mayor $a = 2 \text{ m/s}$. (b) Dirección de rotación del viento. El color rojo indica una rotación en el sentido de las manecillas del reloj y el color azul indica una rotación en el sentido contrario a las manecillas del reloj. (c) Momento del día en que el viento está alineado con el eje mayor (los vientos están alineados con el eje mayor dos veces al día). La escala de colores representa las horas después de mediodía o medianoche cuando se da la alineación. Tomado de Gille et al [9]

Algunos modelos de las brisas

En las regiones costeras, uno puede observar, bajo ciertas condiciones de ‘buen tiempo’, un movimiento periódico del aire dirigido tierra adentro en el día y con dirección hacia el mar en la noche. Este viento típico de las regiones costeras es llamado brisa y, dependiendo de su dirección, se le denomina marina o terrestre. Las brisas son sistemas locales de viento de escala media (mesoescala) y se encuentran en la clasificación de circulaciones térmicas debido al mecanismo que las produce.

Antes de entrar de lleno a la teoría lineal de las brisas, es necesario repasar algunos conceptos que dejarán más claro el tipo de mecanismo que conduce su formación.

2.1. Mecanismo de las brisas

La gran capacidad calorífica¹ de los océanos (y lagos) reduce el cambio en la temperatura de su superficie durante el ciclo diurno en comparación con la zona terrestre. La superficie terrestre, en cambio, aumenta y disminuye su temperatura más dramáticamente debido a la baja conductividad molecular de los sólidos que evita una rápida propagación de la señal diurna de temperatura lejos de su superficie (Figura 2.1).

Durante el día, el calentamiento intenso del aire sobre el suelo produce un sistema superficial de baja presión. El aire sobre el océano se conserva ‘más fresco’ que el aire sobre el suelo. El efecto total de esta distribución de gradientes de temperatura y presión es un viento que sopla del mar hacia la tierra llamado brisa marina. Una circulación de retorno en altura, ‘anti-brisa’, lleva de vuelta hacia el mar al aire más caliente donde desciende hacia la superficie marina y cierra la circulación (Figura 2.2a).

En la noche, el aire sobre la tierra empieza a enfriarse más rápido que el aire sobre el agua; se produce una superficie de mayor presión sobre la tierra que sobre el agua, dando como resultado un viento que sopla de la tierra hacia el mar conocido como brisa terrestre (Figura 2.2b).

Las brisas se desarrollan mejor cuando hay una mayor diferencia de temperaturas entre el agua y la tierra. Estas condiciones prevalecen a lo largo del año en muchas regiones tropicales. Sin embargo, en latitudes medias, el fenómeno de las brisas sólo es habitual en primavera y verano.

¹Es la energía que se necesita para elevar la temperatura de un cuerpo; en el sentido del texto es la capacidad de almacenamiento de energía del agua.

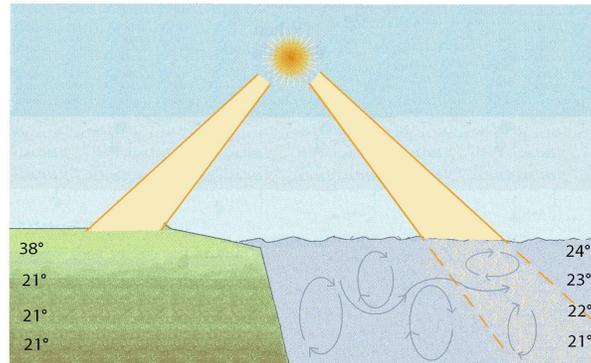
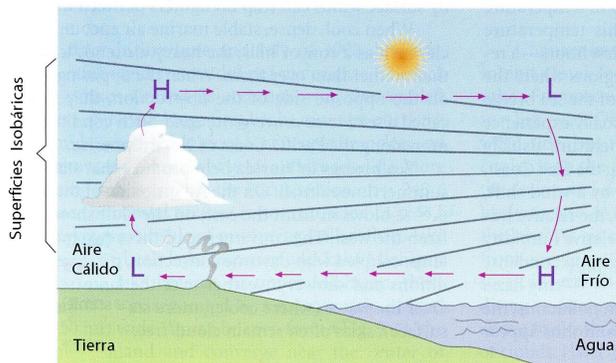
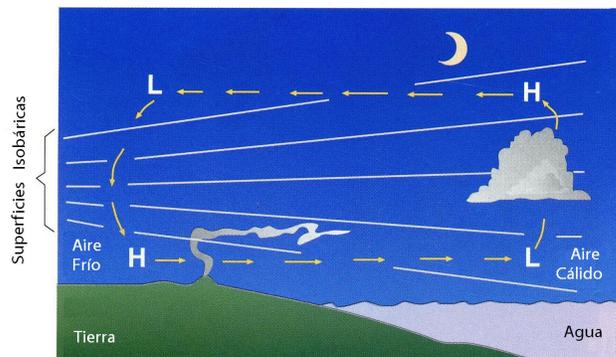


Figura 2.1: Calentamiento Diferencial. La radiación solar es absorbida en unos cuantos centímetros creando un fuerte calentamiento en la superficie de los continentes, mientras que en el océano, la radiación solar penetra varios metros y produce un menor aumento de temperatura en la superficie.



(a) Brisa marina



(b) Brisa terrestre

Figura 2.2: Desarrollo de la brisa marina y la brisa terrestre. En la superficie, una brisa marina (a) sopla desde el mar hacia la tierra, mientras que la brisa terrestre (b) sopla de la tierra hacia el mar. Hay que notar que la presión en la superficie cambia más rápido con la brisa marina. Esta situación indica un mayor gradiente de presión y vientos más intensos con la brisa marina. Tomado de Ahrens[1].

Se ha observado que la profundidad de la brisa marina es del orden de 100 a 500 m, y la profundidad de circulación total incluyendo la circulación de retorno puede estar entre los 500 m y 2000 m [26]. El límite tierra adentro de la progresión de aire frío sobre el suelo es conocido como el frente de brisa marina, y está marcado por una convergencia en niveles bajos (en una banda de 1 a 2 km de ancho), y por un descenso de temperatura (en algunos lugares, el cambio puede ser de 5°C o más durante las primeras horas). En algunos casos existe un aumento en la humedad y un movimiento vertical. Si el aire ascendente está lo suficientemente húmedo se pueden formar líneas de nubes cúmulos a lo largo del frente; y si además la atmósfera está en condiciones inestables se pueden formar tormentas eléctricas (como en el caso de Florida) [1, 26].

La velocidad del viento de la brisa suele ser mayor que la velocidad de propagación del frente. En la ausencia de un flujo sinóptico de fondo, el frente (de la brisa) avanza tierra adentro, normal a la línea de costa, a velocidades entre 1 y 5 m/s. Puede alcanzar de 20 a 50 km tierra adentro fácilmente para el final del día. Si el flujo sinóptico en niveles bajos está en la misma dirección que el nivel bajo de la brisa (el flujo cercano a la superficie) y no hay mayores barreras al flujo, entonces el frente de brisa marina puede moverse mucho más lejos tierra adentro.

Durante un flujo sinóptico opuesto, la brisa puede mantenerse cerca de la línea de costa, o puede ser completamente eliminada si los vientos promedio van de tierra hacia el mar. Para un flujo sinóptico paralelo a la línea de costa, algunas observaciones indican que el frente de brisa se ensancha y se hace más difuso. En algunas partes del mundo, donde las montañas se encuentran bordeando el mar, la brisa marina y la brisa de valle pueden interactuar y unirse y formar un flujo más fuerte, o pueden contrariarse y oponerse uno a otro. La presencia ocasional de chorros en niveles bajos (cerca de la superficie) cerca de estas montañas costeras pueden también ser superpuestas sobre estas brisas marinas y de montaña [26].

La dirección de los vientos de la brisa marina cercana a la superficie gira, como se verá más adelante, bajo la influencia de la fuerza de Coriolis y la baroclinicidad entre la tierra y el agua. Este giro gradual a lo largo del día puede traer como consecuencias el retorno de contaminantes emitidos en zonas costeras.

Las circulaciones de las brisas han sido modeladas analítica y numéricamente. Los modelos más simples son bidimensionales, hidrostáticos, no turbulentos, con aproximaciones estacionarias, donde la uniformidad de vientos perpendiculares a la costa y a veces la linealidad son asumidas. En otros modelos más sofisticados ha sido usada una técnica de aproximación turbulenta de tercer orden.

2.2. Análisis de las brisas

En los primeros estudios detallados de las brisas, se consideraban a éstas como vientos antitripticos, es decir, que únicamente la fricción y el gradiente de presión son importantes para que se desarrolle la dinámica de estos vientos. Pero a partir de que se fueron mejorando los modelos analíticos de las brisas, se fueron considerando otros factores importantes. En 1947, Haurwitz [12] y Schmidt [23] fueron los primeros en incluir los

términos rotacionales en las ecuaciones horizontales de movimiento², es decir la fuerza de Coriolis, que explica la rotación de la dirección en la brisa.

Tiempo después, Neumann [18] considera que la tasa de rotación de la dirección de la brisa no se debe únicamente a la fuerza de Coriolis; indica que mientras la tasa de giro del viento se debe solamente a la rotación de la Tierra, ésta es modulada apreciablemente por la interacción del flujo con las fuerzas debidas a los gradientes horizontales de presión y la fricción. Años más adelante, Kusuda y Alpert [15, 2] consideran la dinámica de los casos en que la rotación del vector giro del viento es ciclónica.

2.2.1. Efecto de la fricción

Como ya se ha mencionado en la sección anterior, la brisa es un movimiento de circulación térmica, es decir, es una circulación debida al cambio de temperatura del aire, en la cual el aire más caliente se eleva y el más frío desciende.

La brisa marina entonces, es conducida por la diferencia entre la temperatura del aire sobre la tierra (T_a) y la temperatura del aire sobre el mar (T_b). Esta diferencia, $T_a - T_b$, ordinariamente positiva tiempo después del amanecer, alcanza su máximo cerca de las dos horas después del mediodía³, y va decreciendo mientras va anocheciendo hasta que finalmente cambia de signo en la noche. La intensidad de la brisa alcanza su máximo aproximadamente al mismo tiempo que lo hace $T_a - T_b$.

Si la fricción es despreciada, esta concordancia de los máximos no se explica, ya que, el movimiento producido por los valores positivos de $T_a - T_b$ seguiría acelerándose hasta que $T_a - T_b$ se volviera negativa. En otras palabras, el máximo de la brisa se daría cuando la temperatura del mar se volviera mayor que la de la tierra (en la noche) y el cambio de dirección (o sea, cuando la velocidad de la brisa es nula) se daría en el máximo de $T_a - T_b$. Este efecto es análogo al péndulo simple (Figura 2.3).

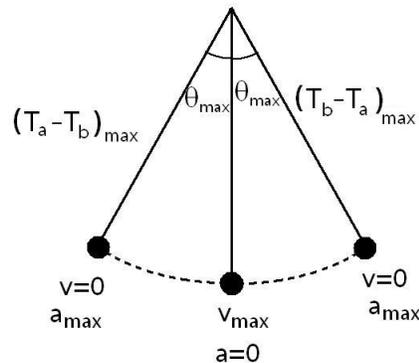


Figura 2.3: Péndulo simple. Cuando la aceleración máxima es alcanzada, la velocidad es cero, y en el momento que la aceleración es cero, el péndulo tiene una velocidad máxima

²Pero no fueron los primeros en notarlo [19].

³Esto depende de la región, pues esto lo observa Haurwitz [12] en su área de estudio, Boston.

La explicación de este efecto de fricción se da con una diferencia de temperatura positiva y específica requerida para vencer la fuerza de fricción. Tan pronto como $T_a - T_b$ caiga debajo de ese valor crítico, la brisa empieza a desacelerarse [12].

Modelo analítico de la brisa incluyendo fuerza de fricción

Pensemos en un modelo simple, donde la circulación toma lugar en el plano vertical xz , con el eje x perpendicular a la línea de costa, sin efecto de rotación y con una fuerza de fricción proporcional y opuesta a la velocidad del viento. Estas suposiciones dan una aproximación cualitativa del efecto de la fricción en la brisa. Podemos describir el movimiento con las siguientes ecuaciones:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + ku = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + kw = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g. \quad (2.2)$$

Aquí u y w son las componentes de la velocidad en el eje x y z , respectivamente, p es la presión, ρ es la densidad, g es la aceleración de la gravedad, y k es la constante de proporcionalidad para la fuerza de fricción. Estas ecuaciones son una simplificación de las ecuaciones de Navier-Stokes que describen los fluidos, los términos advectivos son despreciados, los términos de viscosidad son simplificados con el término de fricción y la densidad se supone constante. En las ecuaciones (2.1) y (2.2) u y w sólo están en función del tiempo, la parcial aparece para evitar posibles confusiones con el término de la derivada material⁴.

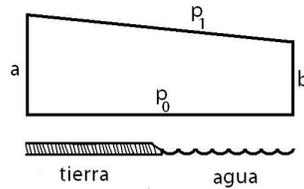


Figura 2.4: Circuito para la integral de la circulación de la brisa marina

Si se multiplica la ecuación (2.1) por dx y la ecuación (2.2) por dz podemos juntarlas en una sola ecuación para la circulación⁵ de una trayectoria cerrada. La tasa de cambio de la circulación C está dada por:

$$\begin{aligned} \frac{dC}{dt} &= \oint \left(\frac{\partial u}{\partial t} dx + \frac{\partial w}{\partial t} dz \right) \\ &= - \oint \frac{dp}{\rho} - \oint g dz - k C. \end{aligned} \quad (2.3)$$

⁴ $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}$.

⁵ $C = \int \mathbf{u} \cdot d\mathbf{r}$

La segunda integral del lado derecho desaparece por ser g una función univaluada en z . Si la trayectoria se escoge como la de la Figura 2.4, una vertical sobre el agua con una temperatura promedio \bar{T}_b , una isobara p_1 , una vertical sobre el suelo con una temperatura media \bar{T}_a , y una isobara p_0 y con la ecuación de estado para el gas ideal, la ecuación (2.3) puede ser escrita de la forma:

$$\frac{dC}{dt} = R (\bar{T}_a - \bar{T}_b) \ln \frac{p_0}{p_1} - k C \quad (2.4)$$

donde R es la constante de los gases para el aire. Si la longitud de la trayectoria es L , y el valor promedio de la aceleración a lo largo de L está denotado por $\overline{dV/dt}$, donde V es la velocidad de las parcelas de aire a lo largo del circuito, entonces $C = \bar{V}L$. Mientras L sea constante, la siguiente identidad se cumple:

$$\overline{dV/dt} = d\bar{V}/dt.$$

Para una trayectoria fija de integración, p_0 y p_1 permanecen constantes,

$$\frac{R}{L} \ln \frac{p_0}{p_1} = K = cte$$

y la ecuación (2.4) cambia a

$$L \frac{d\bar{V}}{dt} = L K (\bar{T}_a - \bar{T}_b) - L k \bar{V}. \quad (2.5)$$

Como en el problema de la brisa la diferencia de temperatura es una función periódica del tiempo, suponemos que el forzamiento debido a la diferencia de temperatura es de la forma:

$$K (\bar{T}_a - \bar{T}_b) = A \cos \omega t \quad (2.6)$$

donde ω es la velocidad angular de la rotación de la Tierra. En esta suposición el tiempo es calculado desde el instante en que $T_a - T_b$ alcanza su máximo. Con lo anterior y la ecuación (2.4), tenemos

$$\frac{d\bar{V}}{dt} + k\bar{V} = A \cos \omega t \quad (2.7)$$

La expresión para \bar{V} al resolver la ecuación(2.7) se vuelve

$$\bar{V} = A (k^2 + \omega^2)^{-1/2} \cos(\omega t - \chi) \quad (2.8)$$

con las relaciones de $\omega = M \sin \chi$ y $k = M \cos \chi$. En la ausencia de diferencia de temperaturas ($A = 0$), el viento es cero. La fase χ muestra la diferencia en tiempo que pasa entre la ocurrencia del máximo de la diferencia de temperaturas y el máximo de intensidad de la brisa marina. Esta fase se vuelve 90° , o 6 horas, si $k=0$. Esto es, sin fricción, el máximo de intensidad de la brisa ocurre cuando la diferencia de temperaturas se reduce a cero.

Según Haurwitz [12], la diferencia en el tiempo entre los máximos de la diferencia de temperaturas y el de la intensidad del viento depende del coeficiente k y propone que el ángulo entre el gradiente de presión y el viento están relacionados como

$$\tan \alpha = (2\omega \operatorname{sen} \phi)/k. \quad (2.9)$$

De mediciones de α (la normal a la costa y el viento con intensidad máxima), se han determinado valores para k entre $2 \times 10^{-5} \operatorname{seg}^{-1}$ y $8 \times 10^{-5} \operatorname{seg}^{-1}$. Los valores de k más pequeños se han encontrado cerca de la costa o sobre el océano, y los más grandes sobre los continentes [12].

Esta discusión sobre el efecto de la fricción en las brisas fue formulada por Haurwitz en su artículo de 1947 [12]. Cabe señalar que este modelo no reproduce el máximo de intensidad de la brisa coincidente con el máximo en la diferencia de temperaturas (con valores de k observados), pero si reduce la fase entre ambos. Sin embargo, sí podemos refrendar que el efecto de fricción actúa en la dirección correcta. No es de sorprenderse que este modelo únicamente apunte a la dirección correcta como resultado de todas las suposiciones y restricciones consideradas para formularlo.

También hay que notar que el coeficiente de fricción k no es constante como se asumió anteriormente, depende de la hora del día debido a que la estabilidad de la estratificación de la atmósfera cambia con el tiempo. Más aún, la diferencia de temperaturas entre el agua y el suelo depende de la intensidad de la circulación de la brisa.

2.3. Primeras modelaciones de la brisa

El aporte de Haurwitz y Schmidt [12, 23] fue clave para desarrollar la teoría lineal de las brisas. Ahora que entendemos el efecto de la fricción en el mecanismo de las brisas revisaremos las distintas formulaciones hechas por ellos. Estas formulaciones difieren esencialmente en la inclusión de la señal diurna de la temperatura en las ecuaciones.

Haurwitz [12] deja afuera la componente z en su formulación para latitudes fuera del ecuador, ya que no le interesa la circulación de retorno, sino la circulación que sucede en la superficie. Schmidt [23], en cambio, deja implícita la dependencia de z en una función para la temperatura.

2.3.1. Modelos sin rotación

Para empezar, se tratará el problema sin la fuerza de Coriolis, nuevamente. Schmidt [23] propone una distribución de temperatura para los alrededores con una expresión

$$\theta_z = \theta_0 - \gamma z + \frac{1}{2}\tau_0 e^{-ax} \operatorname{sen} \omega t \{1 + \operatorname{sen}(\pi x/\lambda)\}. \quad (2.10)$$

Donde cada término significa lo siguiente:

- θ_z , la temperatura a una altura z
- θ_0 , la temperatura en la superficie
- γ , promedio del gradiente vertical de temperatura

- z , la altura
 τ_0 , la amplitud de la onda de radiación diaria de calor tierra adentro
 a , un parámetro representativo del decremento de la amplitud de la temperatura con la altura
 t , el tiempo
 ω , la velocidad angular de la rotación de la Tierra, $\omega = 2\pi/T$ donde $T = 24\text{hrs}$
 x , la distancia horizontal calculada desde la línea de costa, positiva en dirección tierra adentro
 $\frac{1}{2}\lambda$, la distancia de la línea de costa a la línea donde la onda de temperatura diaria alcanza su máxima amplitud τ_0 .

La ecuación (2.10) es una aproximación muy burda de la distribución real de temperatura cercana a la costa. Efectos como el tiempo en que es transportada la onda de temperatura hacia arriba de la atmósfera, o cómo el parámetro a debería estar en función del tiempo, entre otras cosas, complicarían muchísimo el cálculo del problema.

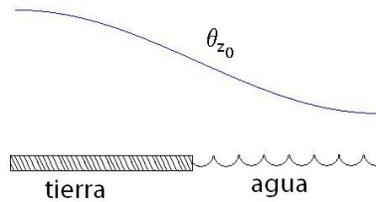


Figura 2.5: Gráfica de la distribución de la temperatura según la ecuación (2.10) a una altura dada, a un tiempo dado.

Esperando que la aproximación no sea demasiado burda, la expresión final para la variación de densidad es

$$\frac{d\rho}{dt} = -\frac{\pi}{T}\delta_0 e^{-(a+b)z} \{1 - (a+b)z\} \cos \omega t \left(1 + \sin \frac{\pi x}{\lambda}\right), \quad (2.11)$$

que se deriva de una primera expresión para la variación local de densidad (que depende de θ , de que el cociente ρ/θ disminuya con la altura y el hecho que el aire se expande cuando se calienta y se contrae cuando se enfría), δ_0 denota la amplitud del rango de densidad diaria, y b depende de la temperatura promedio [23].

El movimiento horizontal del aire en la dirección x en las regiones ecuatoriales está dado por

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - k u \quad (2.12)$$

donde u denota la componente horizontal en la dirección x , p la presión y k el coeficiente de fricción por unidad de masa (como en el caso zonal de Haurwitz). El coeficiente k está en función de la altura $k = k(z)$. Las ecuaciones (2.1) y (2.12) son iguales ya que corresponden al mismo movimiento.

Los cambios de presión se dividen en dos partes, uno se debe al resultado de la variación de la densidad debido a los cambios radiacionales de temperatura, y el otro es el resultado de la divergencia y convergencia del aire compresible. A causa de esto, la variación de la presión a un nivel z puede ser representado por

$$\frac{\partial p_z}{\partial t} = - \int_0^z g \frac{\partial \rho}{\partial t} d\xi - e^{-lz} \int_0^\infty g \frac{\partial \rho u}{\partial x} d\xi \quad (2.13)$$

donde $1/l$ indica la altura a la cual la influencia de la divergencia es reducida a $1/e$ de su valor en el suelo [23].

Lo siguiente es calcular u . Entonces combinamos las ecuaciones (2.12) y (2.13) que nos da una expresión para ρu

$$\frac{\partial^2 \rho u}{\partial t^2} = g \int_0^z \frac{\partial^2 \rho}{\partial t \partial x} d\xi + g e^{-lz} \int_0^\infty \frac{\partial^2 \rho u}{\partial x^2} d\xi - k \frac{\partial \rho u}{\partial t}, \quad (2.14)$$

cuando despreciamos $\partial \rho / \partial t$ respecto a $\partial u / \partial t$. Integrando (2.14) respecto a z de $z = 0$ a $z = \infty$ y escribiendo $U = \int_0^\infty \rho u d\xi$, obtenemos

$$\frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = - \frac{\pi^2 g \delta_0}{\lambda T (a+b)^2} \cos \omega t \cos \frac{\pi x}{\lambda} + \frac{g}{l} \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} - \bar{k} \frac{\partial U}{\partial t} \quad (2.15)$$

donde \bar{k} es un valor promedio.

Ahora, si proponemos

$$U = V \text{ sen } (\omega t + \bar{\beta}) \cos (\pi x / \lambda),$$

se encuentran dos ecuaciones para $\bar{\beta}$ y V . Introduciendo estos valores en la ecuación (2.14) nos da la solución para u de la forma

$$u = u_m \text{ sen } (\omega t + \beta) \cos (\pi x / \lambda),$$

donde u_m es una función de z . Y,

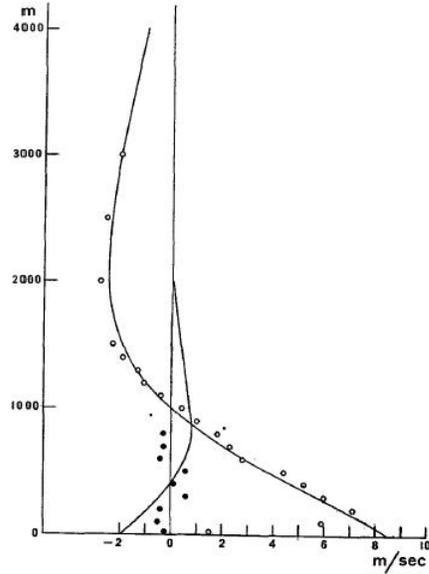
$$\beta = \arctan (-\omega / k), \quad (2.16)$$

$$u_m = - \frac{\pi^2 g \delta_0 \alpha_0 / (\lambda T)}{\omega k \cos \beta - \omega^2 \text{ sen } \beta} \left(z e^{\{h-(a+b)z\}} - \frac{l}{(a+b)^2} e^{(h-l)z} \right) \quad (2.17)$$

$\alpha_0 e^{hz}$ ha sido escrito en lugar de $1/\rho$. Ahora k es una función de z porque la influencia de la fricción disminuye con la altura.

La altura a la cual la brisa marina se transforma en la circulación de retorno depende de los valores a , b y l . De estos, b es aproximadamente $(10^4 m)^{-1}$, a varía con la estabilidad de la atmósfera, o sea, varía periódicamente en el transcurso del día pero se le dan valores constantes, $(10^3 m)^{-1}$ en el día y $2(10^3 m)^{-1}$ en la noche. El verdadero valor de l es muy difícil de obtener, pues es la medida en la cual la influencia de la advección de masa varía con la altura. Rossby calculó l igual a $(11 \times 10^3 m)^{-1}$ cuando los procesos ocurren en una atmósfera adiabática [23].

Figura 2.6: Curvas teóricas que muestran la variación del máximo de la brisa con la altura, una para la brisa marina (círculos vacíos), otra para la brisa terrestre (círculos rellenos). Los puntos son valores observados. Tomado de Schmidt[23].



Con este análisis, se pueden encontrar curvas teóricas para el inicio de la brisa marina y para la velocidad de la brisa en función de la altura. En esta última (ver Figura 2.6), se observa la disminución de la magnitud de la velocidad del viento conforme se va alejando de la superficie y la circulación de retorno.

El desarrollo anterior, hecho por Schmidt [23], es puesto aquí para hacer notar la complejidad que lleva empezar a incluir más términos y variables en el problema de la brisa, y en general en los problemas que involucran fluidos.

2.3.2. La brisa en regiones fuera del ecuador

Si se aplica el mismo razonamiento para el comportamiento de las brisas en latitudes fuera del ecuador, al tomar el eje x perpendicular a la costa con $x > 0$ en la tierra y $x < 0$ en el mar, las ecuaciones de movimiento que hay que resolver son:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - ku, \quad (2.18)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -fu - kv. \quad (2.19)$$

En estas ecuaciones f es igual a $2\omega \sin \varphi$, donde φ es la latitud geográfica. El término del gradiente de presión a lo largo del eje y está ausente porque el movimiento de las brisas es independiente de y . Los términos de ku y kv nuevamente denotan la fuerza de fricción, por unidad de masa, actuando en la dirección x y en la dirección y , respectivamente.

De acuerdo con las deducciones de la sección 2.3.1, las velocidades u y v pueden ser

representadas con las siguientes expresiones:

$$u = u_m(z) \cos(\pi x/\lambda) \sin(\omega t + \beta), \quad (2.20)$$

$$v = v_m(z) \cos(\pi x/\lambda) \sin(\omega t + \beta + \beta'). \quad (2.21)$$

Introduciendo estas expresiones en la ecuación (2.19), llegamos al resultado

$$\tan \beta' = -\omega/k \quad (2.22)$$

y

$$v_m = A u_m/(\omega f) \quad (2.23)$$

donde

$$A = -\frac{\omega f^2}{\sqrt{\omega^2 + k^2}} \quad (2.24)$$

y las dos cantidades restantes β y u_m se derivan de (2.20). Después de una manipulación algebraica, se puede encontrar que:

$$\tan \beta = -\frac{2\pi - (AT/2\pi) \sin \beta'}{kT - (AT/2\pi) \cos \beta'} \quad (2.25)$$

y

$$u_m = \frac{\pi g \delta_0 \alpha_0}{\lambda} \left(z e^{\{h-(a+b)\}z} - \frac{l e^{(h-l)z}}{(a+b)^2} \right) [2k \cos \beta - 2\omega \sin \beta - (A/\pi) \cos(\beta + \beta')]. \quad (2.26)$$

Finalmente, la distribución de velocidad dentro de una región costera donde la brisa marina y terrestre se han desarrollado está dada por las componentes

$$u = u_m \sin(\omega t + \beta) \cos \frac{\pi x}{\lambda} \quad (2.27)$$

$$v = \frac{A}{\omega f} u_m \sin(\omega t + \beta + \beta') \cos \frac{\pi x}{\lambda}. \quad (2.28)$$

Por otro lado, Haurwitz también desarrolla las ecuaciones de movimiento para regiones templadas. Una diferencia más respecto a la formulación de Schmidt, es que Haurwitz plantea el problema con un menor número de parámetros. Él toma en cuenta que la velocidad sólo es función del tiempo; omite las consideraciones de cambios en la dirección vertical y la compresibilidad del aire y supone que la ecuación de continuidad se satisface. Claro que estas suposiciones imponen fuertes restricciones en la aplicabilidad de la teoría.

Bajo estas suposiciones, el movimiento del aire en la circulación de la brisa es igual a la de una masa de aire bajo la influencia de la fuerza de Coriolis, la fuerza de fricción, la fuerza del gradiente de presión a gran escala, y una fuerza periódica causada por la diferencia de temperaturas variable entre la tierra y el agua.

Si el sistema de coordenadas es escogido como antes, el eje x es perpendicular a la línea de costa y el eje y está a lo largo de la línea de costa, entonces las ecuaciones de

movimiento son:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv + ku = F_x - F(t) \quad (2.29)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu + kv = F_y \quad (2.30)$$

donde F_x y F_y son las componentes del gradiente de presión a gran escala (viento gesotrófico), y $F(t)$ es la fuerza periódica causada por la diferencia de temperatura, como se explicó anteriormente.

Para resolver (2.29) y (2.30), se introduce notación compleja con $W = u + iv$ y $F_z = F_x + iF_y$. De esta manera poder sumar las dos ecuaciones para obtener

$$\frac{\partial W}{\partial t} + (k + if)W = F_z - F(t). \quad (2.31)$$

Con la expresión

$$F(t) = \frac{B}{\pi} + \frac{1}{2}B \cos \omega t$$

para la fuerza periódica debido a que en la noche el aire sobre la tierra no se vuelve mucho más frío que el aire sobre el mar.

Al resolver la ecuación (2.31) se tiene la solución

$$W = \frac{F_z}{k + if} - \frac{B}{\pi} \frac{1}{k + if} - \frac{B \omega \sin \omega t + (k + if) \cos \omega t}{2(k + if)^2 + \omega^2}. \quad (2.32)$$

donde B es la amplitud del término periódico. El primer término representa el movimiento causado por la parte constante de la fuerza del gradiente de presión. En el caso en que no haya fricción, este término se vuelve la expresión para el movimiento geostrófico. El segundo y tercer término representan la parte del gradiente de presión generado por la diferencia de temperatura entre el agua y la tierra.

Las componentes de la velocidad se obtienen separando las partes real e imaginaria de la ecuación (2.32), que después de varios arreglos obtenemos:

$$u = \frac{kF_x + fF_y}{f^2 + k^2} - \frac{B}{\pi} \frac{k}{f^2 + k^2} - M \sin(\omega t + \chi) \quad (2.33)$$

$$v = -\frac{fF_x - kF_y}{f^2 + k^2} + \frac{B}{\pi} \frac{f}{f^2 + k^2} - N \cos(\omega t + \psi), \quad (2.34)$$

con

$$M = \frac{B}{2} \sqrt{\frac{k^2 + \omega^2}{(k^2 + \omega^2 - f^2)^2 + 4f^2k^2}} \quad (2.35)$$

$$N = \frac{Bf}{2} \sqrt{\frac{1}{(k^2 + \omega^2 - f^2)^2 + 4f^2k^2}} \quad (2.36)$$

y

$$\tan \chi = \frac{k k^2 + \omega^2 + f^2}{\omega k^2 + \omega^2 - f^2} \quad (2.37)$$

$$\tan \psi = \frac{2k\omega}{\omega^2 - f^2 - k^2}. \quad (2.38)$$

La distribución vertical de la rapidez de las brisas es de la misma naturaleza de la que ocurre en regiones ecuatoriales. El nuevo elemento en estos resultados es que se muestra la variación continua de la dirección de los vientos.

Comparación de modelos

En ambos resultados —ecuaciones (2.27),(2.28),(2.33) y (2.34)—, tenemos términos periódicos debido a la constancia de la señal diurna de la temperatura. La diferencia esencial explícita entre estos dos modelos es la manera de incluir el viento geostrófico. Las ecuaciones (2.33) y (2.34) en sus primeros términos (constantes al conocer los parámetros k , f y las componentes del gradiente general de presión) muestran una traslación o corrimiento fuera del origen del tercer término que está en función del tiempo. Por otro lado, las ecuaciones (2.27) y (2.28) al no tomar en cuenta el viento geostrófico, no tiene este corrimiento del término periódico.

Otra diferencia clara entre ambas formulaciones es la dependencia de x , mientras que en una se muestra la dependencia, la otra formulación es hecha exclusivamente para los vientos en la línea de costa. Pero si tomamos ambos resultados en la línea de costa, sin viento geostrófico y cambiando el término periódico de la ecuación (2.34) por

$$N \cos(\omega t + \psi) = \frac{f}{\sqrt{k^2 + \omega^2}} M \sin(\omega t + \chi + \zeta)$$

donde $\zeta = \psi + \pi/2 - \chi$, las ecuaciones (2.33), (2.34), (2.27) y (2.28) se modifican y quedan como sigue

$$u_s = u_m \sin(\omega t + \beta) \quad (2.39)$$

$$v_s = \frac{A}{\omega f} u_m \sin(\omega t + \beta + \beta') \quad (2.40)$$

$$u_h = M \sin(\omega t + \chi) \quad (2.41)$$

$$v_h = \frac{f}{\sqrt{k^2 + \omega^2}} M \sin(\omega t + \chi + \zeta) \quad (2.42)$$

donde los subíndices indican la pertenencia a cada formulación (s , para Schmidt y h , para Haurwitz). De acuerdo con la ecuación (2.24), las ecuaciones (2.40) y (2.42) tienen el mismo coeficiente, por lo que la razón de las magnitudes de la componente zonal y meridional es igual para ambas formulaciones (cuando la fase entre ambas componentes es cero).

Entonces, podemos concluir que los resultados de las formulaciones —muy distintas en principio— en el caso de la línea de costa, tienen el mismo efecto. La fase y la amplitud del

semieje mayor se calculan de distinta manera con diferentes parámetros, pero la relación entre las componentes es la misma.

Haurwitz y Schmidt compararon sus resultados con observaciones reales y obtuvieron resultados satisfactorios (ver Figura 2.7).

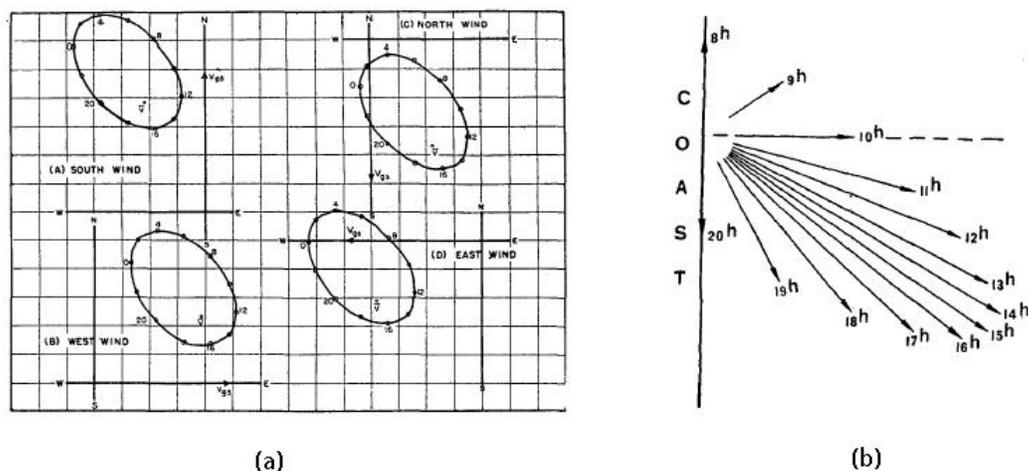


Figura 2.7: Hodogramas de brisas, resultado de los modelos de Haurwitz y Schmidt. (a) Hodogramas de Haurwitz con cuatro casos de viento geostrófico. (b) Hodograma de Schmidt, muestra únicamente la brisa marina. Tomado de Haurwitz y Schmidt[12, 23]

El resultado de estos modelos es que la señal de las brisas se puede representar con una elipse en un hodograma⁶ como se ve en la Figura 2.7.

2.4. Otros modelos lineales

Nuevas teorías han aparecido desde los trabajos de Schmidt y Haurwitz. Esto es debido a que han aparecido nuevas modelaciones y formulaciones para distintos fenómenos encontrados dentro de la dinámica de fluidos geofísicos. Para la brisa han aparecido nuevas teorías lineales que siguen utilizando un modelo hidrostático (modelos analíticos) y modelos no-lineales (en modelos numéricos). La mayoría de éstos, además de enunciar las ecuaciones de movimiento para u y v , incluyen una ecuación para la flotabilidad y la ecuación de movimiento para la componente vertical del viento w .

⁶Un hodograma es un esquema en el que se parte de un mismo origen para graficar los vectores de viento en distintos tiempos.

2.4.1. Modelo de Walsh

La determinación de la diferencia de temperaturas entre agua y tierra requerida para crear un flujo neto tierra adentro en la presencia de un viento gradiente hacia fuera no se ha podido derivar teóricamente.

Walsh [27] propone un nuevo modelo donde los procesos importantes están dados por la viscosidad y la conducción; no integra de manera explícita el efecto de la fricción. Debido a que la brisa no rebasa los 2 km de altura, se usa la aproximación de Boussinesq y se linealiza una corriente básica U normal a la línea de costa

$$\frac{\partial u}{\partial t} + U \frac{\partial u}{\partial x} = +fv - \frac{\partial p}{\partial x} + \nu \nabla^2 u, \quad (2.43)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + U \frac{\partial v}{\partial x} = -fu + \nu \nabla^2 v, \quad (2.44)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + U \frac{\partial w}{\partial x} = -\frac{\partial p}{\partial z} + b + \nu \nabla^2 w, \quad (2.45)$$

$$\frac{\partial b}{\partial t} + U \frac{\partial b}{\partial x} = -N^2 w + \kappa \nabla^2 b, \quad (2.46)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.47)$$

donde b es la flotabilidad que es forzada periódicamente en el tiempo para simular el ciclo diurno, N^2 es la frecuencia de Brunt-Väisälä, p , la presión, (u, v, w) , las componentes de la velocidad, f el parámetro de Coriolis, ν y κ , los coeficientes turbulentos de la viscosidad y conducción, y la dirección x nuevamente es perpendicular a la línea de costa.

Si se comparan resultados de suposiciones hidrostáticas —despreciando los términos $\partial^2/\partial x^2$ en los operadores Laplacianos en las ecuaciones (2.43)-(2.46) y reteniendo los valores de presión y flotabilidad en la ecuación (2.45)— y no hidrostáticas, la circulación es simétrica con la línea de costa cuando no hay una corriente básica (viento gradiente). Cuando se supone la corriente básica U igual a cero, la aproximación hidrostática no cambia los resultados lineales de una manera importante.

Lo más importante de esta modelación es la predicción de una ‘región de influencia’ para la brisa marina, en la cual el efecto de $N^2 w$ es un importante contribuyente.

Valores importantes de $|\partial(u, v, w)/\partial x|$ cerca de la superficie son evidentes debido a la ausencia de advección de temperatura. En la atmósfera, la advección de temperaturas más bajas fuera de la costa tenderían a reducir la temperatura de la tierra cerca de la orilla [27].

La dependencia de la circulación con f se examina al comparar soluciones en las cuales la frecuencia de Coriolis f es menor ($f/\omega=0.5$), igual ($f/\omega=1$) y mayor ($f/\omega=1.5$) que la frecuencia del forzamiento ω . A lo largo de la línea de costa, los vectores de viento se comportan de manera similar para el caso de las dos latitudes más bajas. Los vientos rotan en dirección a las manecillas del reloj bajo la influencia de la deflección de Coriolis, como era de esperarse. Para valores de x y z grandes, la dependencia de f es bastante notable [27].

En la latitud inercial ($f/\omega=1$) aparece una onda ‘permanente’ en el campo de velocidad u y la amplitud de la perturbación es considerablemente más grande que en latitudes

mayores o menores. Este comportamiento se vuelve extremo cuando se encuentra en el caso libre de viscosidad y conducción (es el mismo caso de $k = 0$ en las ecuaciones 2.33 y 2.34) ya que la solución de u no está definida para este caso. Cuando la viscosidad se incluye en estas ecuaciones, ésta limita la magnitud de u y enmascara cualquier comportamiento de resonancia. Solamente en grandes x o z , donde los efectos de fricción se reducen, aparece el máximo aparente en $f = \omega$.

En los resultados del modelo de Walsh se encuentra que cerca de la línea de costa, los vientos son más fuertes cuando la estabilidad es más débil. Esto sugiere que la debilidad observada de la brisa marina puede ser atribuida a la mayor estabilidad de la atmósfera por la noche. Físicamente, una estratificación inestable ofrece menor resistencia al movimiento de los alrededores de la discontinuidad de temperatura, así que la mayor parte de la energía potencial es liberada cerca de la línea de costa. Cuando la estratificación es muy estable, los vientos se debilitan más lentamente con su distancia a la línea de costa. La extensión de la brisa tierra adentro se incrementa al incrementarse N^2 . Este resultado sugiere una analogía entre la circulación horizontal extendida y el radio de deformación de Rossby NH/f , donde H es la profundidad de la perturbación.

Las estratificaciones más estables (inversiones) se encuentran generalmente cuando el viento gradiente está en calma, y estas condiciones de calma favorecen el desarrollo rápido de las brisas.

Debido a su papel en las perturbaciones de cantidades advectivas, el viento gradiente U no puede ser despreciado en el estudio de la brisa [27]. Desde el momento en el que la perturbación se vuelve menos concentrada en la horizontal conforme la rapidez del viento gradiente se incrementa, se puede concluir que la omisión de la advección horizontal es responsable de las grandes magnitudes —no reales— de $\partial u/\partial x$ y $\partial w/\partial x$ en el caso simétrico (con $U = 0$).

La asimetría es tal que $|\partial u/\partial x|$ es más grande de lado de la tierra que de lado del mar (del máximo de la perturbación). Quiere decir que el movimiento vertical hacia arriba es más fuerte y más concentrado en la tierra que el movimiento vertical hacia abajo fuera de la costa, sobre el mar. Este patrón de viento sugiere un frente de brisa, el cual sí ha sido observado cuando el viento gradiente está en dirección hacia el mar. El frente de la brisa no había sido detectado antes por resultados analíticos.

El mecanismo por el cual la brisa genera energía cinética es la elevación de aire caliente y el descenso de aire frío. Puesto que la dependencia de la circulación con la latitud es importante sólo para grandes distancias a la línea de costa y velocidades verticales pequeñas, los flujos de calor varían ligeramente con f . Sin embargo, los flujos de calor dependen fuertemente de la estabilidad. El efecto de una corriente básica —viento gradiente— reduce el flujo de calor y desplaza su máximo a un valor ligeramente más alto. La reducción del flujo es en parte, debido a los pequeños valores de b sobre el mar, el cual resulta de los efectos de oposición de la difusión vertical y la advección horizontal [27].

2.4.2. Modelo de Rotunno

R. Rotunno [22] encontró (en su artículo de 1983) que la brisa puede ser caracterizada por el parámetro de Coriolis, la frecuencia de Brunt-Väisälä y su relación con la frecuencia

del forzamiento (el calentamiento diurno).

El modelo lineal de las brisas que él propone difiere de modelo de Walsh principalmente por la ausencia de la corriente básica U ,

$$\frac{\partial u}{\partial t} = fv + F^x - \frac{\partial \phi}{\partial x}, \quad (2.48)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -fu + F^y, \quad (2.49)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = b + F^z - \frac{\partial \phi}{\partial z}, \quad (2.50)$$

$$\frac{\partial b}{\partial t} = -N^2 w + Q, \quad (2.51)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (2.52)$$

donde (u, v, w) son las componentes de la velocidad, nuevamente; $\phi = c_P \theta_0 (P/P_0)^{R/c_P}$, donde P , P_0 , R y c_P son la presión, la presión en superficie del suelo, la constante de los gases para el aire y el calor específico a presión constante, respectivamente. La frecuencia Brunt-Väisälä N y la flotabilidad b aparecen recurrentemente. Los términos F^x , F^y , F^z y Q representan procesos irreversibles.

Con estas ecuaciones, Rotunno intenta enlazar las distintas formulaciones que se dieron antes, cambiando la forma de las funciones. Por ejemplo, en el trabajo de Haurwitz $-\partial\phi/\partial x$ es una función periódica del tiempo (F^x, F^y) = $-k(u, v)$ y $\partial F^z/\partial x = \partial Q/\partial x = 0$, con el parámetro de Coriolis y la fricción incluida obtiene hodogramas realistas; aunque sin información de la escala de movimiento. En el caso de Schmidt, $-\partial\phi/\partial x$ es una función de x y de t que cae exponencialmente con la altura, y F^x y F^y tienen la misma forma que Haurwitz. Para el modelo de Walsh, toma $(F^x, F^y, F^z, Q) = \nu \nabla^2(u, v, w, b)$, donde ∇^2 es el operador Laplaciano en el plano xz , y u , v y w desaparecen en $z = 0$.

Recordemos nuevamente, que las expresiones puestas aquí no son más que modelos analíticos para tratar de explicar algunos de los aspectos que podrían causar las brisas en el mundo real.

Si la atmósfera es idealizada como un fluido estratificado en rotación, entonces la respuesta de la atmósfera dependerá de una manera crítica si f es mayor o menor que ω .

$f > \omega$

En el caso en que $f > \omega$ la circulación de la brisa y el proceso por el cual el calor es transmitido del suelo al aire (Q) se encuentran en fase y las siguientes características de la circulación se hacen evidentes:

- La circulación es independiente de la escala de contraste térmico entre la tierra y el océano.
- La circulación es independiente de la estratificación N .
- La circulación es inversamente proporcional a $(f^2 - \omega^2)$. Así, si $f \rightarrow \omega$, y lo demás permanece constante, la amplitud de la circulación incrementa.

Al amanecer, la flotabilidad es mínima debido al enfriamiento ocurrido durante la noche; la brisa terrestre, iniciada el atardecer del día anterior, ha sido desviada completamente por el efecto Coriolis y sopla hacia el norte (cuando la brisa terrestre es hacia el oeste, la dirección contraria al eje x , el eje y apunta al norte, y x es perpendicular a la costa con la tierra en $x > 0$). Debido a que este viento hacia el norte es continuamente afectado por el efecto de Coriolis, y el efecto no es suficientemente afectado por la presión alta (debido a la flotabilidad negativa) sobre la tierra, el viento se voltea hacia la tierra. Por la tarde, la flotabilidad se ha incrementado y la brisa en la costa se intensifica y el efecto de Coriolis está minimizado ($v = 0$). Sin embargo, conforme avanza la tarde, el viento hacia tierra es desviado hacia el sur aunque el contraste de temperaturas está actuando para incrementar la circulación, el efecto de Coriolis es el dominante y actúa para el decremento de la circulación a cero para el atardecer.

$$f < \omega$$

En este caso, la solución a las ecuaciones (2.48 - 2.52) difiere del caso anterior. En este caso, la circulación tiene un desfase de casi 180° con Q . La concentración del movimiento se da en las líneas correspondientes a la dirección de las ondas internas-inerciales.

La amplitud del movimiento está confinada a una distancia horizontal del orden de la unidad de la trayectoria, en un espacio físico, una distancia del orden de $Nh(\omega^2 - f^2)^{-1/2}$.

La diferencia de los resultados de ambos casos, pueden ser atribuidos al hecho de que la rotación afecta el movimiento de manera similar que la fricción cuando $f > \omega$. Cuando $f < \omega$, la fricción se tiene que incluir explícitamente para predecir el comportamiento que esté más de acuerdo con la experiencia. En observaciones del trópico, se encuentra que el periodo con mayor actividad convectiva ocurre por la tarde o antes del anochecer con grandes cantidades de lluvia un poco después de medianoche.

$$f = \omega$$

Cuando $f = \omega$ la respuesta (de los vientos) es singular cuando $k = 0$ —efecto de fricción—; pero, para pequeños valores de k , se encuentra un límite donde la circulación y la flotabilidad (la integral de la flotabilidad) están en fase. Cuando aumenta el valor de k , la fase entre la circulación con respecto a la flotabilidad disminuye. Cuando esta fase se vuelve cero, no hay distinción entre los regímenes de ‘onda’ ($f < \omega$) y de ‘no-onda’ ($f > \omega$).

En conclusión, cuando $f > \omega$, la respuesta está dada por un patrón elíptico con un radio $N^{-1}\sqrt{f^2 - \omega^2}$. El hecho de que la circulación (de la brisa) en el plano xz esté en fase con el calentamiento es una consecuencia directa del carácter dominante del efecto de Coriolis. Cuando $f < \omega$, la respuesta es en forma de ondas internas-inerciales las cuales radian hacia fuera y hacia arriba de la línea de costa en un ángulo de $N^{-1}\sqrt{f^2 - \omega^2}$. Además de la diferencia radical de la respuesta espacial, la circulación se encuentra con un desfase de aproximadamente 180° con el calentamiento. Cuando $f < \omega$, un incremento en la fricción decreta el desfase de la circulación (de su valor sin fricción de 180°). Sin embargo, cuando $f > \omega$, un incremento en la fricción, incrementa el desfase de la

circulación (de su valor sin fricción de 0°). Tal que, después de cierto incremento en la fricción, k , ambos casos se vuelven indistinguibles [22].

2.4.3. Modelo de Martin-Pielke

Usando un modelo lineal y uno no lineal, Martin y Pielke [16] obtienen que el adecuamiento de la suposición hidrostática puede ser examinada para los modelos de brisa sobre terreno liso. Pero, para una importante superficie de calentamiento, la advección reduce la escala horizontal de la circulación de bajo nivel desde la del forzamiento. Sus resultados sugieren que la suposición hidrostática es válida en escalas de calentamiento y enfriamiento con un mínimo alrededor de 6 km.

2.4.4. Modelo de Neumann

Neumann [18] comenta que además de la rotación de la Tierra, debe haber otros factores involucrados, de manera importante, en la modulación de la tasa de giro. La tasa fundamental de cambio de la dirección de la brisa está dado por el parámetro de Coriolis, esta tasa está modificada por los gradientes de presión de mesoescala y de gran escala, o mejor dicho, por la interacción de estos gradientes con las brisas.

2.5. Dirección de rotación del vector giro de la brisa

Cuando se observa el viento en la mayoría de los hodogramas (en el Hemisferio Norte) se ha visto una rotación anticiclónica del viento cuando se observa diariamente a un nivel constante. Pero todos estos estudios también mencionan que en algunas estaciones se observa una rotación ciclónica bastante clara. Desde el modelo de Haurwitz, altamente simplificado, se tiene que los hodogramas de las brisas son elipses con una rotación siempre anticiclónica. En el modelo de Defant [7] (que no se describe en este trabajo), la brisa incluye cambios espaciales del viento horizontal que también predice rotación anticiclónica en el Hemisferio Norte. En investigaciones numéricas de las brisas también muestran rotación anticiclónica, a ciertos niveles. Otros autores, al incluir brisas y forzamientos topográficos, obtienen hodogramas con una parte ciclónica[2].

Kusuda y Alpert [2, 15], establecen que en una región llana no se puede generar rotación ciclónica. Las brisas en conjunción con una montaña cercana a la costa es un simple ejemplo en el cual se genera rotación ciclónica. Aquí el gradiente de presión horizontal es una importante contribución a la tasa de rotación. La brisa se combina con viento de la montaña para generar vientos relativamente fuertes cuesta arriba, mientras que del lado del sotavento los vientos del oeste apenas penetran y avanzan débilmente al este. En la pendiente occidental hacia el mar, el viento del este es más fuerte, relativamente a los vientos de la pendiente este, probablemente debido a la contribución de la brisa. De lado de sotavento existe un hodograma complejo que incluye una rotación ciclónica parcial. La rotación ciclónica desaparece gradualmente con la altura. La gran excentricidad del hodograma de elipse cerca de la costa es explicada por una mayor fricción cerca de la orilla y sobre la tierra.

Pero en otras ocasiones, los términos no lineales pueden ser en gran parte responsables de la rotación ciclónica en el sotavento de una montaña. El término de advección también parece ser importante en la rotación ciclónica, aunque el término del gradiente de presión — causado por el calentamiento diferencial de mesoescala— parece ser el término dominante.

La aproximación lineal, al remover los términos advectivos en la horizontal, es equivalente a buscar una solución estacionaria periódica basada en la suposición que las parcelas de aire están sujetas al mismo gradiente diurno de presión durante mucho tiempo. Por lo que en ésta es despreciada la contribución de estos términos en la tasa de rotación de los vientos.

La inclusión de variaciones en ambas direcciones horizontales es esencial para una rotación ciclónica clara. Y para resolver el problema cuando las variaciones en las dos direcciones es importante, se debe asumir que la variación en el nivel vertical representan los cambios en la capa límite planetaria.

Kusuda y Alpert [2] analizaron cuatro casos, al proponer los dos forzamientos horizontales (parecidos a la función de la señal diurna de Haurwitz). De los cuales concluyen que la rotación ciclónica es generada por dos forzamientos diferentes en el plano horizontal y que la inhomogeneidad es responsable para muchas de las variaciones en el forzamiento térmico involucrado. El valor crítico de la fase para que se de el cambio a una rotación ciclónica es una función de la fricción, la latitud y las amplitudes relativas entre las dos fuerzas. Si el vector de forzamiento no rota, no es posible una clara rotación ciclónica. Un gradiente constante de presión de gran escala no influye en el sentido de la rotación en la teoría lineal. Pero en la teoría no lineal, incluso un gradiente constante de presión de gran escala puede afectar el sentido de la rotación temporalmente[2].

Los términos no lineales pueden ser responsables para la rotación ciclónica en el sotavento de una montaña. Este tipo de rotación está usualmente acompañada por un hodograma de alta excentricidad.

La dirección de rotación es importante no sólo como una herramienta analítica para entender los flujos de la capa límite, sino también puede tener aplicación para la difusión de contaminantes y su posible recirculación.

Métodos para el análisis de datos

Este capítulo incluye la descripción de las bases matemáticas usadas por los diferentes métodos, estadísticos y no estadísticos, con los que se procesaron los datos utilizados en este trabajo.

3.1. Análisis Armónico

El análisis de Fourier es necesario para entender el comportamiento de las señales de sistemas (en este caso las series de tiempo de las variables meteorológicas). El objetivo del análisis de las series de tiempo en el dominio de la frecuencia es el de separar de manera confiable las oscilaciones periódicas de las fluctuaciones aleatorias y sin periodicidad contenidas en la serie de tiempo o señal base. El análisis de Fourier es uno de los métodos más usados para identificar las componentes periódicas en datos meteorológicos y oceanográficos cuasiestacionarios.

Los fundamentos del análisis de Fourier fueron formalizados en 1807 por el matemático francés Joseph Fourier. La premisa básica de Fourier fue que para cualquier longitud finita, una función $y(t)$, definida sobre un intervalo principal, que puede ser determinada por una curva empírica de mediciones (en este caso nuestras series de tiempo), puede ser aproximada usando una suma finita (Y_p) de cosenos y senos (serie de Fourier) de la forma:

$$Y_p(t) = \sum_p A_p \cos(\omega_p t) + \sum_p B_p \sen(\omega_p t) \quad (3.1)$$

en la cual A_p y B_p son constantes (coeficientes de Fourier), y las frecuencias angulares específicas, ω_p , son múltiplos enteros de la frecuencia fundamental [8].

En el análisis de Fourier las funciones periódicas, senos y cosenos, tienen las siguientes propiedades importantes:

- Un número finito de coeficientes de Fourier minimiza el error cuadrático entre los datos originales y la función que ajusta a la serie de datos¹.
- Las funciones son ortogonales, así que los coeficientes para una frecuencia dada pueden determinarse independientemente.

¹Es decir, los coeficientes A_p y B_p se escogen de tal manera que el error cuadrático medio sea mínimo cuando $\epsilon_n(x) = y(t) - Y_p(t)$ [24].

Además, con la condición de normalización los coeficientes de Fourier quedan [24]:

$$\begin{aligned} A_p &= \frac{1}{\pi} \int y(t) \cos ptdt \\ B_p &= \frac{1}{\pi} \int y(t) \operatorname{sen} ptdt \\ A_0 &= \frac{1}{2\pi} \int y(t) dt \end{aligned}$$

El análisis de Fourier estándar implica el cálculo de las amplitudes de Fourier en intervalos igualmente espaciados de la frecuencia determinados por múltiplos enteros de la frecuencia fundamental. Este análisis no es de mucha ayuda cuando las series de tiempo están en términos de frecuencias predeterminadas. El análisis para una componente de frecuencia específica se realiza mejor cuando se usa métodos de ajuste de mínimos cuadrados que con el análisis de Fourier. Ya que típicamente hay más datos que frecuencias prescritas, se tiene que lidiar con un problema de sobredeterminación. Esto lleva a una forma de demodulación conocida como análisis armónico, en el cual el usuario especifica las frecuencias que serán examinadas para usar técnicas de mínimos cuadrados para resolver las componentes. El análisis armónico fue diseñado originalmente para el análisis de la variabilidad de la marea, pero es igualmente aplicable para cualquier otra oscilación cíclica bien definida [8].

Una vez que los coeficientes de las amplitudes y de las fases de lo que queremos especificar están determinados, éstos se pueden usar para reconstruir la serie de tiempo original.

3.2. Filtros

Los filtros usados en las ciencias de la atmósfera son diversos y su forma depende del análisis que se quiera hacer a un conjunto de números (series de tiempo, registros espaciales, etc). Los filtros son operaciones matemáticas sobre funciones que se aplican a una señal de entrada y modifican su espectro de frecuencia para generar una salida que contiene sólo una parte del espectro de frecuencias de la señal de entrada. La señal a filtrar contiene información que puede estar representada en el dominio del tiempo o en el dominio de la frecuencia. La información representada en el dominio del tiempo brinda información de cuándo y con qué magnitud ocurrió un evento. La información representada en el dominio de la frecuencia indica con qué periodicidad ocurrió un evento y proporciona información de la frecuencia, la fase y la amplitud [5].

El *filtraje digital* es simplemente el proceso por el cual un conjunto de datos iniciales x_n es transformado a un conjunto de datos de salida y_n por medio de una relación lineal como

$$y_n = \sum_{k=-\infty}^{\infty} h_k x_{n-k}, \quad (3.2)$$

donde h_k son ‘pesos’ adecuadamente escogidos [14].

Entre los filtros más utilizados en la oceanografía y la meteorología se encuentran los filtros de promedios móviles. Su interpretación y ponderación es posible gracias a la teoría de Fourier [8].

3.2.1. Filtro de promedios móviles

El filtro de promedios móviles es el filtro pasa-bajas más simple y más comúnmente usado en la oceanografía física y en la meteorología. Este filtro consiste en un número impar $2M + 1$ de ‘pesos’ iguales h_k , $k = 0, \pm 1, \dots, \pm M$, con valores constantes

$$h_k = \frac{1}{2M + 1}$$

donde h_k es similar a una función de densidad de probabilidad uniforme en la cual todos los acontecimientos son igual de probables. El filtro de promedio móviles no produce una alteración de la fase ya que es simétrico a $k = 0$; este filtro satisface el requerimiento de norma

$$\sum_{k=-M}^M h_k = 1$$

y es muy sencillo de aplicar [8]. Para obtener la secuencia de salida $\{y_m\}$ para una secuencia de entrada $\{x_n\}$, los primeros $2M + 1$ valores de x_n (nombrados x_0, x_1, \dots, x_{2M}) son sumados y divididos entre $2M + 1$, produciendo el primer valor filtrado y_M ². El subíndice M nos recuerda que el valor filtrado reemplaza el dato x_M en el lugar apropiado de la serie de tiempo. El siguiente valor, y_{M+1} , es obtenido por el avance del filtro un paso de tiempo y repitiendo el proceso sobre la secuencia $x_1, x_2, \dots, x_{2M+1}$ hasta llegar a $N - 2M$ valores de salida. La secuencia $\{y_m\}$ consiste en una secuencia de datos ‘suavizada’ con un grado de alisado, y asociado con una pérdida de información en los extremos de la entrada, dependiente del número de pesos del filtro. Matemáticamente

$$y_{M+i} = \frac{1}{2M + 1} \sum_{j=0}^{2M} x_{i+j}, \quad i = 0, \dots, N - 2M \quad (3.3)$$

Un filtro corrido pasa-altas puede ser generado el restar la salida $\{y_m\}$ de los datos originales. La salida $\{y'_m\}$ para el filtro pasa-altas es

$$y'_m = x_m - y_m, \quad m = M, M + 1, \dots, N - 2M \quad (3.4)$$

donde hay que tener la seguridad de restar los valores de los datos en los tiempos correctos.

Un uso común del de promedios móviles es el de convertir los datos muestreados en los tiempos t a un múltiplo entero de un incremento de tiempo Δt para usarse en análisis de paquetes estándar. El filtro de promedios móviles también son usados comúnmente para crear series de tiempo semanales, mensuales o anuales [8].

²Con $i = 0$ en la ecuación (3.3), $y_M = \frac{1}{2M+1} \sum_{j=0}^{2M} x_j$.

3.3. Descomposición en Valores Singulares

El método de Descomposición en Valores Singulares de una matriz (SVD, por sus siglas en inglés) es utilizado en álgebra lineal para ‘descomponer’ una matriz A en el producto matricial de dos matrices unitarias³ U , V^T (el subíndice T indica la matriz traspuesta⁴ de V) y una matriz diagonal⁵ Σ .

Esta manera de descomposición es usada frecuentemente para convertir un problema que involucra a una matriz A en un problema que involucre a la matriz singular⁶ Σ para poder resolverlo, y después convertir la solución que involucra a la matriz Σ en una solución para la matriz A .

Los problemas resueltos con la SVD usualmente involucran la maximización o minimización de longitudes o distancias (la cual incluye aproximaciones), o involucran formas o figuras geométricas [10].

3.3.1. Teorema de la Descomposición en Valores Singulares

El teorema de la Descomposición en Valores Singulares es aplicable a cualquier matriz y generalizado para matrices complejas. Es uno de los teoremas de descomposición más importantes en la teoría de matrices junto con el teorema de la factorización **LU**, el teorema de la factorización **QR** y el teorema de descomposición de Cholesky [10].

En este trabajo no se contempla la demostración de este teorema (SVD). Se enfoca, más bien, a las aplicaciones que pueda tener para el desarrollo de este estudio.

Teorema 1 *Sea A una matriz de $m \times n$ y $s = \min\{m, n\}$. Si A tiene rango r , entonces*

- (a). *Existe una matriz unitaria U de $m \times m$, una matriz unitaria V de $n \times n$ y una matriz diagonal Σ de $m \times n$ tal que*

$$A = U\Sigma V^T \quad (3.5)$$

donde

$$\sigma_1 \geq \dots \geq \sigma_r > 0 = \sigma_{r+1} = \dots = \sigma_s,$$

los escalares $\sigma_1, \dots, \sigma_s$ son llamados valores singulares y son las entradas de la diagonal de Σ ordenados por tamaño.

- (b). *La descomposición puede ser expandida como*

$$A = \sigma_1 u_1 v_1^T + \dots + \sigma_r u_r v_r^T \quad (3.6)$$

donde, expresado en términos de sus columnas, $U = [u_1 \dots u_m]$ y $V = [v_1 \dots v_n]$ ⁷

[10].

En el teorema 1 quedó implícito algunas características importantes de la

³Una matriz unitaria U es una matriz especial la cual, como una transformación lineal $L(x) = Ux$, preserva las figuras en el espacio.

⁴En caso de que V sea hermitiana, T indica la traspuesta conjugada.

⁵La matriz diagonal es la matriz cuadrada con entradas nulas a excepción de la diagonal principal.

⁶Una matriz singular es una matriz no invertible.

⁷Es decir $u_1 \dots u_m$ y $v_1 \dots v_n$ denotan vectores.

- Las matrices U y V son las matrices de los vectores propios que generan el espacio de las columnas y el espacio de renglones de A , respectivamente⁸.
- Algunos valores singulares pueden ser cero, de tal forma que podemos expresar a Σ como:

$$\Sigma = \begin{bmatrix} \Sigma_r & 0 \\ 0 & 0 \end{bmatrix}$$

donde la matriz diagonal Σ_r contiene a los valores singulares distintos de cero. La descomposición entonces:

$$A = U\Sigma V^T = U\Sigma_r V^T = U_r \Sigma_r V_r^T,$$

donde U_r y V_r están formadas por las primeras columnas de U y V respectivamente ya que las partes restantes de las matrices de vectores propios son canceladas por los ceros de Σ . Esta formulación es equivalente a la segunda parte del Teorema 1. La matriz A no tiene información en el espacio generado por los vectores propios de U y V más allá de r [28]. A esta parte le llamamos U_0 y V_0 respectivamente y corresponde al espacio nulo de A ; en el caso en que la SVD es usada en mínimos cuadrados U_0 y V_0 son elegidos cero para minimizar el error.

La historia de descomposición de matrices va más allá de un siglo atrás, pero sólo recientemente la SVD ha recibido la atención que se merece. Actualmente, es una herramienta principal en numerosas aplicaciones como el procesamiento de señales e imágenes, teoría de control, reconocimiento de patrones, análisis de series de tiempo, etc [3].

3.3.2. La SVD y los problemas de mínimos cuadrados

El problema lineal de los mínimos cuadrados es un problema computacional de gran importancia, el cual surgió originalmente de la necesidad de ajustar un modelo matemático lineal a las observaciones dadas. Para reducir la influencia de los errores en las observaciones uno podría usar un mayor número de datos que el número de parámetros desconocidos en el modelo. El problema resultante es ‘resolver’ un sistema sobredeterminado de ecuaciones lineales.

Entonces, retomando lo visto en la sección 3.1, cuando tenemos una serie de tiempo a la cual queremos analizar una de sus componentes con una frecuencia dada. Uno de los métodos más sencillos es usar un ajuste de mínimos cuadrados para esa señal.

En el caso de este estudio el método de ajuste de mínimos cuadrados utilizado es la SVD. La descomposición en valores singulares de una matriz A es una descomposición de gran importancia teórica y práctica para el tratamiento de mínimos cuadrados. Debido a que un sistema lineal de ecuaciones le podemos asociar una matriz. Entonces en términos matriciales tenemos que: dado un vector $b \in \mathbf{R}^m$ y una matriz $A \in \mathbf{R}^{m \times n}$, $m > n$, queremos encontrar el vector $x \in \mathbf{R}^n$ tal que Ax sea la “mejor” aproximación de b [3].

Sea A una matriz de $m \times n$ y b un vector de $m \times 1$, consideremos el sistema lineal de ecuaciones

$$Ax = b \tag{3.7}$$

⁸Esto es posible a que para una matriz simétrica existe un conjunto ortonormal de vectores propios[25].

En muchos problemas es conocido que (3.7) no tiene solución o no es única. En cualquier caso, se puede buscar una solución aproximada donde el error sea mínimo, esto es, buscar el vector x tal que

$$\|Ax - b\| \tag{3.8}$$

La multiplicación por la matriz unitaria U no altera la longitud, así que, $\|Ax - b\| = \|U\Sigma V^T x - U^T b\| = \|\Sigma V^T x - U^T b\|$ para toda x , así que (3.7) tiene la misma solución que

$$\Sigma V^H x = U^H b$$

De esta manera, simplificando $V^T x = y$ (que tiene la misma longitud que x) y $U^T b = c$, resolvemos

$$\Sigma y = c$$

o

$$\sigma_1 y_1 = c_1$$

...

$$\sigma_r y_r = c_r$$

$$0 = c_{r+1}$$

...

$$0 = c_m$$

Despejamos las entradas de y :

$$y_1 = c_1/\sigma_1$$

...

$$y_r = c_r/\sigma_r$$

y le asignamos

$$y_{r+1} = 0$$

...

$$y_n = 0$$

(A y_{r+1}, \dots, y_n se les puede asignar cualquier valor. Son variables libres. Pero se les asigna 0 porque buscamos el error mínimo.)

De esta manera,

$$V^T x = \begin{bmatrix} c_1/\sigma_1 \\ \dots \\ c_r/\sigma_r \\ 0 \\ \dots \\ 0 \end{bmatrix}$$

y multiplicando por la matriz V de ambos lados, tenemos que

$$x = V \begin{bmatrix} c_1/\sigma_1 \\ \dots \\ c_r/\sigma_r \\ 0 \\ \dots \\ 0 \end{bmatrix}$$

Hay que notar que, si $r < n$ hay una infinidad de soluciones de mínimos cuadrados. La que se calculó, es la solución de mínimos cuadrados con la norma más chica [11, 25].

La falta de un método numérico estable y eficiente para calcular la SVD, hasta el final de la década de los sesenta es la razón principal por la cual la SVD no fue usada ampliamente como una herramienta computacional mucho antes. Esto se debió a que para formar $A^T A$ o AA^T explícitamente conlleva a una pérdida severa de precisión en los valores singulares más pequeños.

Análisis de Datos

El análisis del viento y otras variables atmosféricas nos permiten recopilar información para comprender los fenómenos físicos que ocurren en la atmósfera. El conocimiento de los fenómenos meteorológicos facilita su previsión y localización, lo que permite tomar decisiones para minimizar sus efectos peligrosos.

En este capítulo se describe, de manera muy breve, el tratamiento de los datos que se utilizaron en este estudio.

4.1. Estaciones Meteorológicas Automáticas

Una estación meteorológica automática (EMA) es una versión autónoma de la tradicional estación meteorológica, preparada tanto para ahorrar labor humana, realizar mediciones en áreas remotas o inhóspitas y tener mediciones con mayor frecuencia. El sistema puede reportar en tiempo real o salvar los datos para posteriores recuperaciones. Una EMA está conformada por un grupo de sensores que registran y transmiten información meteorológica de forma automática de los sitios donde están estratégicamente colocadas. Su función principal es la recopilación y monitoreo de algunas variables meteorológicas para generar archivos del promedio de cada 10 minutos de todas las variables, esta información es enviada vía satélite en intervalos de 1 ó 3 horas.

El área representativa de las estaciones es de 5 km de radio aproximadamente, en terreno plano. Entre los sensores que integran la estación se encuentran los sensores para medir la rapidez del viento, su dirección, la presión atmosférica, la temperatura y humedad relativa del aire, así como la radiación solar y la precipitación (ver Figura 4.1).

Al contrario de las estaciones meteorológicas manuales, las automáticas no pueden reportar ni tipo ni cantidad de nubes. También, las mediciones de precipitación son un poco problemáticas, especialmente con la caída de nieve, ya que el medidor debe vaciarse por sí solo entre observaciones. Las primeras EMAs se colocaban donde la electricidad y las líneas de comunicación estaban disponibles. Actualmente, las tecnologías de paneles solares, generador eólico y teléfono celular hacen posible las EMAs inalámbricas [31].

4.1.1. Bases de datos

Como ya se ha mencionado, la región de estudio de este trabajo es el Golfo de México, en particular la zona perteneciente al Banco de Campeche. Al no contar con boyas en esta

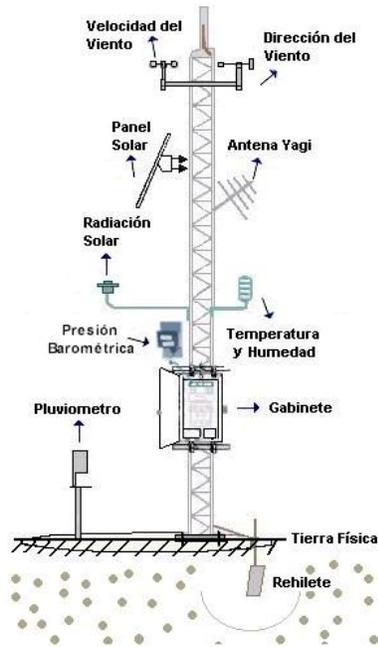


Figura 4.1: Diagrama de una estación meteorológica automática (EMA) con una estructura de tipo torre triangular. Tomada de *smn.cna.gob.mx* [31].

zona se usaron los datos de estaciones meteorológicas automáticas pertenecientes a las redes del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y la Secretaría de Marina (SEMAR). Estas redes, cuentan con una cobertura de todo el país, pero como el interés de este trabajo se ubica en la costa del Golfo de México, sólo se tomaron las estaciones ubicadas en los estados que se encuentran a lo largo de esta costa.

La razón principal por la cual son usados ambos conjuntos de estaciones, es para abarcar una mayor cobertura espacial. Ya que, como puede observarse en la Figura 4.2, la mayoría de las estaciones pertenecientes a la misma localidad no se encuentran en la misma ubicación. Por ejemplo, las estaciones de la Secretaría de Marina se encuentran a lo largo de la costa; y en el caso de Campeche y Yucatán se encuentran mar adentro (Cayo Arcas, Cayo Arenas e Isla Pérez); mientras que las estaciones del Servicio Meteorológico Nacional se ubican tierra adentro.

Otra diferencia es la frecuencia de muestreo de los vientos; en el caso de SMN es de cada diez minutos mientras que en la red de SEMAR es de 15 minutos. En ambos casos se reporta el viento sostenido que es el viento promedio de un minuto. De estas estaciones se tomaron datos de las variables de viento, temperatura, humedad y presión. La manera que administran los datos las diferentes redes también es diferente, por lo cual se tuvieron que arreglar los datos para que se pudieran analizar. Para los datos reportados por las estaciones de la SEMAR se tenía un archivo por variable, mientras que para los datos del SMN se tenía un archivo por estación.

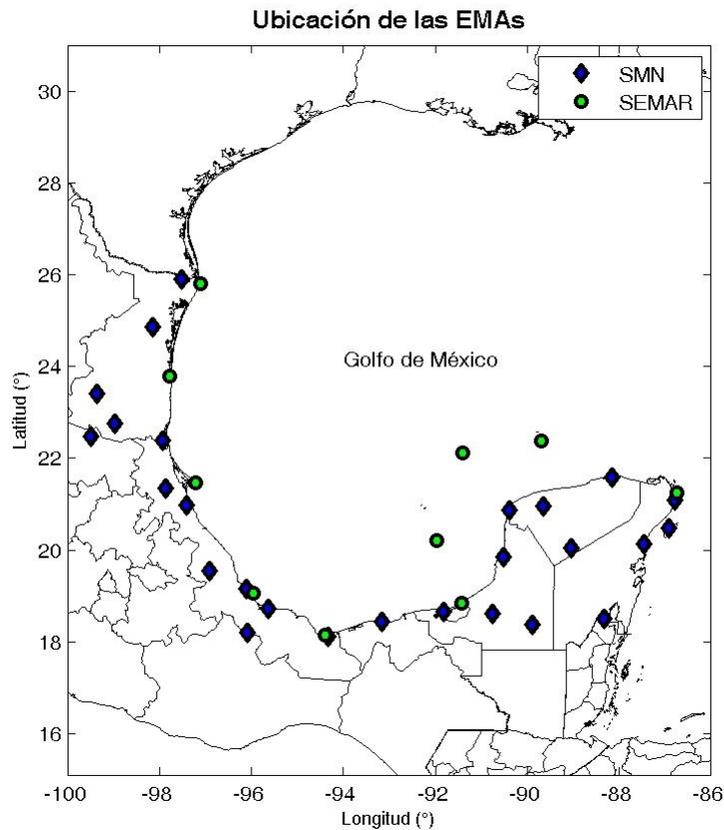


Figura 4.2: Estaciones Meteorológicas Automáticas mexicanas en los estados costeros del Golfo de México y el Mar Caribe. Los rombos indican las estaciones pertenecientes a la red del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y los círculos corresponden a las estaciones de la Secretaría de Marina (SEMAR).

4.2. Procesamiento de datos

En un principio se analizaron datos de las boyas estadounidenses pertenecientes al NBDC (National Buoy Data Center) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), que se encuentran ubicadas en el norte del Golfo de México. Después de un breve análisis, se descartaron estos datos ya que la señal que se buscaba era insignificante en estos lugares, así que se procedió con el análisis de los datos del territorio mexicano.

Al carecer de boyas como las de Estados Unidos, se decidió usar los datos de las EMAs para este estudio. Se analizaron los datos de las estaciones mostradas en la Figura 4.2 correspondientes al año 2006. Para facilitar la interpretación de los datos, primero se hicieron gráficas de las variables dirección y rapidez del viento, temperatura del aire, presión atmosférica y humedad relativa, donde se encuentra, cualitativamente, que los



(a) Cayo Arenas



(b) Isla del Carmen

Figura 4.3: Estaciones metereológicas automáticas.

meses de abril hasta septiembre tienen señal diurna relevante, destacándose el mes de abril. De la misma forma, cualitativamente, se observa que en las estaciones pertenecientes a la Banco de Campeche se desarrolla una señal más intensa.

Con estos diagramas se pueden analizar varios eventos y procesos, que no son el tema central de este trabajo, pero sirvieron para darnos una idea de la ocurrencia de la señal diurna más intensa (Figura 4.4).

Los datos se acomodan en arreglos matriciales para su uso óptimo en el programa MatLab. Con éste se analizan, se examinan y descomponen para, finalmente, poder graficarlos.

4.2.1. Obtención de la componente diurna

La teoría lineal de las brisas determina, en una de sus formas más simples, que el movimiento horizontal del viento, que se encuentra cercano a la costa y en las capas cercanas a la superficie, a lo largo del día puede ser descrito por una elipse (de los modelos propuestos por Haurwitz y Schmidt [12, 23]). La excentricidad, el ángulo que forma con la línea de la costa, así como la longitud de sus semiejes está sujeto a diferentes parámetros que ya se han discutido en el capítulo 2 y se retomarán más adelante en el capítulo de discusión.

Las series de tiempo que se utilizan para su análisis son las correspondientes a la dirección y velocidad del viento. Combinando éstas, se obtiene una serie de tiempo para la componente zonal u y la componente meridional v ¹, que se ajustan por mínimos cuadrados a una señal elíptica.

Como se puede ver en el Apéndice A, de las ecuaciones paramétricas –canónicas– de la elipse se pueden obtener las ecuaciones paramétricas para un sistema de referencia donde la elipse esté rotada un determinado ángulo. Entonces, como suponemos que la

¹Zonal se refiere a la dirección este-oeste a lo largo de un paralelo y meridional se refiere a la dirección norte-sur, o sea a lo largo de un meridiano.

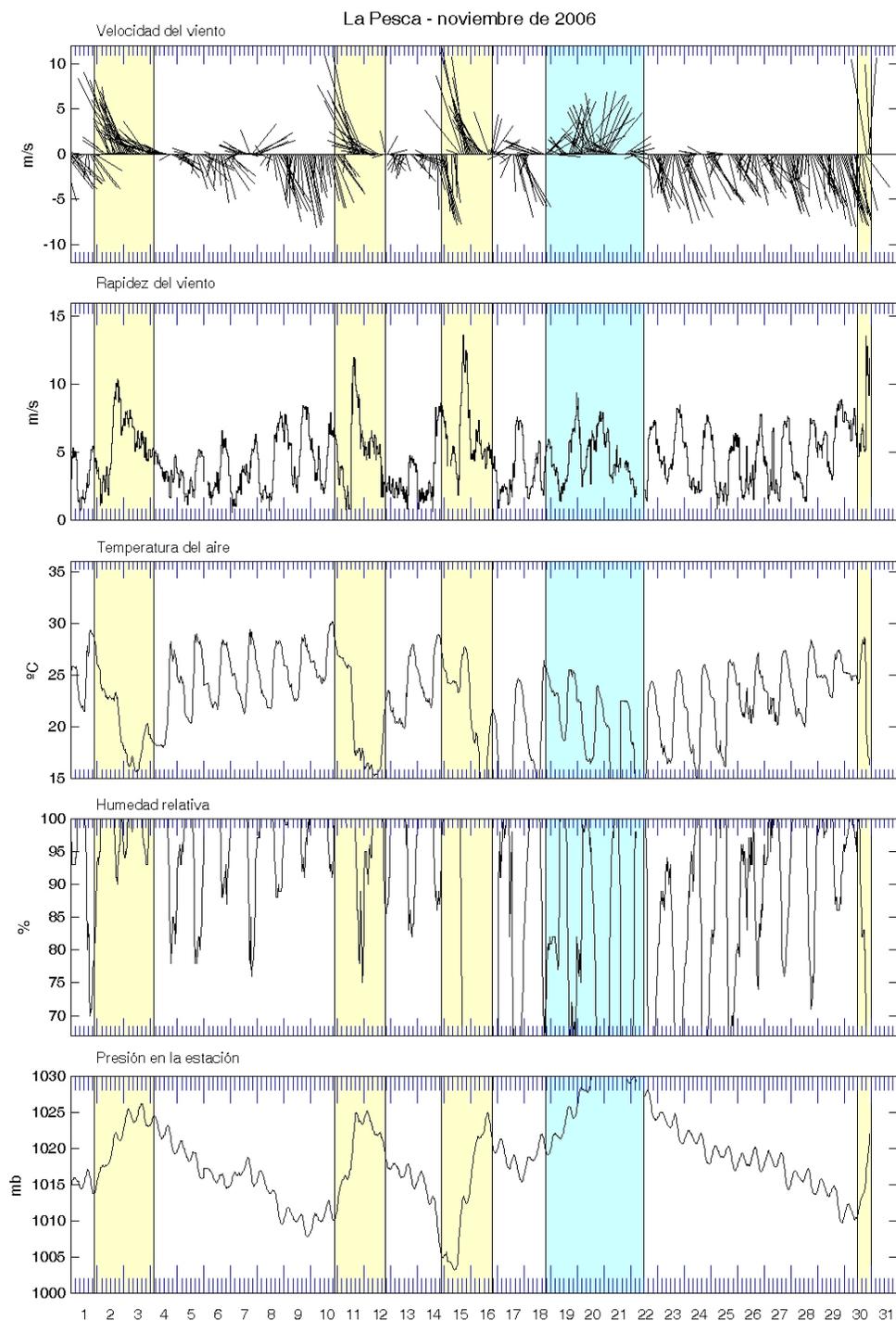


Figura 4.4: Gráficas de las series de tiempo de cinco variables meteorológicas. Los eventos de *norte* están asociados con el aumento en la rapidez del viento del norte, una disminución de temperatura y posteriormente el aumento en la presión atmosférica. Estos son datos de la EMA localizada en La Pesca para el mes de noviembre del 2006.

serie de tiempo incluye una señal de este tipo², ajustamos para las componentes de la velocidad una señal con la siguiente forma:

$$u = u_0 + u_1 \cos(\omega t) + u_2 \sin(\omega t), \quad (4.1)$$

$$v = v_0 + v_1 \cos(\omega t) + v_2 \sin(\omega t) \quad (4.2)$$

que se derivan de las ecuaciones (A.3 - A.4), y son expresiones generales para las componentes de la elipse. Los coeficientes u_1 , u_2 , v_1 , v_2 contienen los términos de inclinación, rotación y las magnitudes de los semiejes; u_0 y v_0 son constantes e indican el desplazamiento del centro de la elipse fuera del origen, y ω es la frecuencia de interés, que en este caso es $2\pi/24hrs$.

Tomamos la serie de tiempo para la componente u correspondiente a un mes. Se ajusta a una señal de tipo (4.1); para cada paso de tiempo queremos que:

$$A + B \cos(\omega t_i) + C \sin(\omega t_i) = u_i$$

donde cada t_i corresponde a la hora del día en que se tiene el dato u_i , y ω es la frecuencia diurna de 24 horas. De este modo, para todo el mes

$$\begin{bmatrix} 1 & \cos(\omega t_1) & \sin(\omega t_1) \\ 1 & \cos(\omega t_2) & \sin(\omega t_2) \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & \cos(\omega t_n) & \sin(\omega t_n) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A \\ B \\ C \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} u_1 \\ u_2 \\ \vdots \\ u_n \end{bmatrix} \quad (4.3)$$

Se tiene que la expresión (4.3) es un sistema de ecuaciones lineales sobredeterminado, y se puede resolver aplicando el método de descomposición de valores singulares SVD (capítulo 3). La matriz de valores singulares que se obtiene fue calculada con una función de MatLab. De esta matriz obtenemos los valores de A , B y C que mejor se ajustan para la componente zonal en ese mes.

De la misma manera se procede a analizar la componente meridional, obteniendo sus respectivos valores de A , B y C . Al tener los seis coeficientes para toda la señal, se puede calcular la magnitud de los semiejes y la inclinación de la elipse (el ángulo al que se encuentra el semieje mayor a con respecto a la dirección este) con las relaciones siguientes:

$$a = \sqrt{(u_1 \cos \omega t_0 + u_2 \sin \omega t_0)^2 + (v_1 \cos \omega t_0 + v_2 \sin \omega t_0)^2} \quad (4.4)$$

$$b = \sqrt{(-u_1 \sin \omega t_0 + u_2 \cos \omega t_0)^2 + (-v_1 \cos \omega t_0 + v_2 \sin \omega t_0)^2} \quad (4.5)$$

$$\phi = \arctan \left(\frac{v_1 \cos \omega t_0 + v_2 \sin \omega t_0}{u_1 \cos \omega t_0 + u_2 \sin \omega t_0} \right) \quad (4.6)$$

²Con el análisis armónico, una señal se puede separar en sus componentes. Una de estas componentes, para las series de tiempo que utilizamos, es la componente diaria (con frecuencia de 24 horas). Ver capítulo 3.

donde a es la magnitud del semieje mayor, b la magnitud del semieje menor, ϕ el ángulo mínimo entre el semiejemayor y la dirección este, y t_0 indica el instante en que los vientos están alineados con el eje mayor de la elipse, y ese tiempo se calcula con

$$\omega t_0 = \frac{1}{2} \arctan \left(\frac{2(u_1 u_2 + v_1 v_2)}{u_1^2 + v_1^2 - u_2^2 - v_2^2} \right) \quad (4.7)$$

De este modo, tenemos los parámetros de la elipse correspondiente a un mes de una determinada estación. Estos parámetros son obtenidos para todos los meses del año 2006 de las 37 estaciones.

Por otro lado, se obtienen los promedios horarios del mes; es decir, el valor promedio de cada determinada hora del día que se les resta el valor promedio del mes y así se obtiene el promedio de cada hora. Este promedio se compara con la elipse que mejor se ajusta para esos datos calculada con la SVD.

4.2.2. Error Cuadrático Medio y varianza de la elipse

Como ya se ha mencionado, para cada mes se hizo un ajuste elíptico –con ayuda de la SVD. Además de los parámetros de la elipse (semieje mayor, semieje menor y ángulo) se calcula la raíz del error cuadrático medio (RMSE), y una métrica para calificar qué tan bien se ajusta la elipse a los datos que se le denomina MV.

Esta métrica consiste en comparar la magnitud del vector diferencia –entre la componente SVD y el dato (promedio horario)– con la componente SVD. Esta métrica nos dará una idea del comportamiento de los datos. Cuando esta métrica sea cero significa que la señal puede ser representada al 100 % por una elipse. En cambio cuando su valor es cercano a 1, una elipse representa pobremente los datos.

Las fórmulas utilizadas para calcular los valores están dadas por las ecuaciones (4.8) y (4.9).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_i^N (\phi_i - \phi_{iobs})^2} \quad (4.8)$$

RMSE es la raíz cuadrada de la diferencia del valor esperado con el obtenido, en este caso las magnitudes de los vectores calculados con la SVD y los obtenidos promediando los datos, $\phi = \|\mathbf{u}\| = \sqrt{u^2 + v^2}$.

$$\alpha = \frac{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_i^N (u_i - \bar{u}_i)^2 + (v_i - \bar{v}_i)^2}}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_i^N \bar{u}_i^2 + \bar{v}_i^2}} \quad (4.9)$$

En la ecuación (4.9) u_i y v_i son las componentes de la velocidad del viento a un tiempo dado (los valores de los promedios horarios), \bar{u}_i y \bar{v}_i son las componentes de la señal ajustada con la SVD y N es el número de datos correspondientes a un mes. El índice α evidencia la desviación entre los datos ‘reales’ y los valores calculados con la SVD. De tal manera que cuando $\alpha \rightarrow 0$, la elipse calculada con SVD representa de una manera exacta los datos.

Para sugerir que tanto se desvían los datos de la elipse calculada, se usa $MV = (1 - \alpha) \times 100$ como indicador de la forma elíptica de la señal, donde MV es un porcentaje.

Resultados y Discusión

Debido a que no todas las 36 estaciones meteorológicas automáticas utilizadas se encuentran en la costa, la señal con frecuencia diurna encontrada no puede ser asociada, de manera directa, con la brisa marina, por lo que estas siete estaciones fueron removidas. Tampoco fueron incluidas nueve estaciones más por no presentar datos para un número favorable de meses, ya que no sirven para hacer un análisis de la variabilidad estacional de la señal, o por tener datos con la suficiente calidad (aunque esto se hizo de manera cualitativa observando las gráficas de las variables meteorológicas registradas). Estas estaciones no tienen datos en algunos meses debido a problemas mecánicos en la estación u otros factores.

Esta depuración redujo el número de estaciones casi a la mitad (19), pero se preservaron las más importantes para este estudio que son las que se encuentran en el sureste del Golfo (ver Figura 5.1).

5.1. Características de la componente diurna

De las 19 estaciones que tienen datos más completos, once pertenecen a los estados de Campeche, Yucatán y Quintana Roo. En estas estaciones se encuentran las señales diurnas con mayor amplitud en todo el Golfo de México, en el año 2006. En la mayoría de las estaciones se presenta un giro anticiclónico de la señal.

El giro anticiclónico de la elipse, es explicado por el efecto de Coriolis sobre los vientos que conforman la brisa¹. Un giro ciclónico de la señal sólo puede ser explicado por procesos no lineales que tienen lugar en la zona donde se produce la brisa marina (Sección 2.5).

No todas las estaciones presentan la misma dirección de giro a lo largo de todo el año, pero es importante resaltar que existe una dirección de giro preferencial. A lo que se refiere esto, es que de los 12 meses del año las estaciones presentan en ocho o más meses un mismo sentido de giro. Únicamente las estaciones ubicadas en Chetumal, Campeche y Mérida parecen no tener preferencia alguna.

Esto indica que las condiciones para que se den las señales ciclónicas no son las mismas para todas las estaciones, se trata de condiciones propias de la localidad. En el caso de las estaciones donde la señal ciclónica es predominante, es posible que el mecanismo

¹En un movimiento inercial, la fuerza de Coriolis produce desviaciones hacia la derecha del movimiento en el Hemisferio Norte; desviaciones hacia la izquierda en el Hemisferio Sur (movimiento anticiclónico).

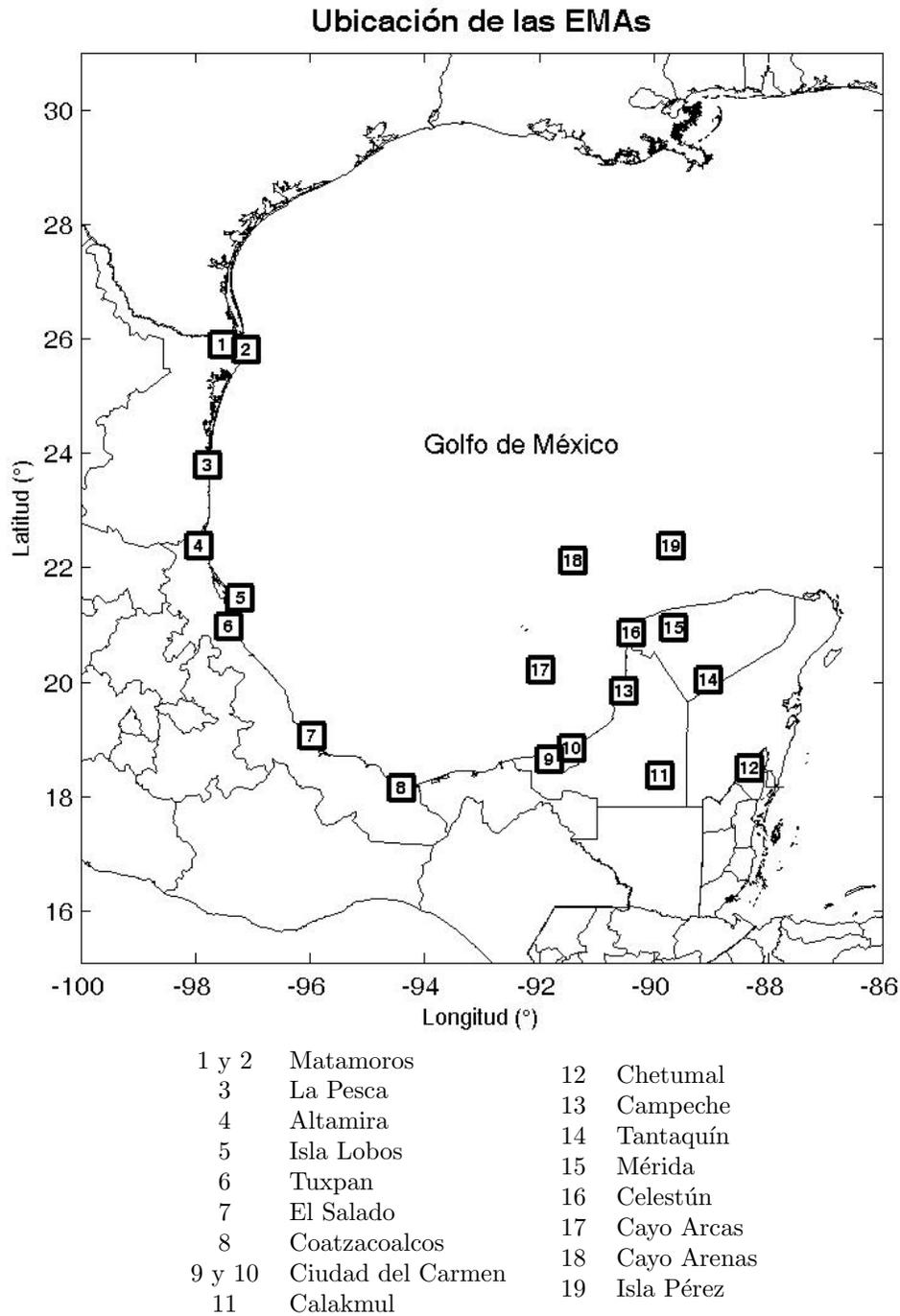


Figura 5.1: Conjunto de estaciones meteorológicas automáticas costeras analizadas que contienen la mayoría de los datos del año 2006. Estas estaciones pertenecen a la redes de estaciones meteorológicas automáticas de la Secretaría de Marina y el Servicio Meteorológico Nacional.

generador del giro ciclónico prevalezca a lo largo de todo el año; por ejemplo, la existencia de una montaña cercana a la costa. Y en el caso en que se presente el giro anticiclónico en estas mismas estaciones, es debido a que se presentan otros factores que dominan sobre los efectos no lineales.

Las estaciones meteorológicas que presentan máximos mayores en la componente diurna son las estaciones ubicadas en el Banco de Campeche: Isla Pérez, Cayo Arenas y Cayo Arcas. Esta última presenta un promedio mensual máximo del semieje mayor de 4.5 ms^{-1} para el mes de abril. Esto corresponde a más del doble de la amplitud de la señal reportada por Sarah Gille en su estudio [9]. Las estaciones ubicadas en Ciudad del Carmen también reportan máximos mayores a 3 ms^{-1} al igual que las ubicadas en la Ciudad de Campeche y Celestún. Que siguen siendo valores mayores a los típicos en la brisa (ver Figura 1.1a, aproximadamente 1.5 ms^{-1} la amplitud máxima promedio en la zona tropical).

Altamira, La Pesca y el Salado, también presentan un máximo un poco mayor a 3 ms^{-1} , pero menores que los que se presentan en la Sonda. Isla Lobos, Coatzacoalcos y Matamoros no rebasan los 3 ms^{-1} pero sus máximos son arriba de 2 ms^{-1} .

Tuxpan, Tantaquín, Chetumal, Calakmul y Mérida no rebasan los 2 ms^{-1} de amplitud en los máximos. Tres de estas estaciones, ubicadas en la Península de Yucatán, no son estaciones ubicadas en zonas costeras por lo que la baja amplitud de la señal puede ser explicada por la fricción que experimenta el viento cuando éste pasa sobre una zona continental.

Al ser una señal elíptica, la componente diurna de la serie de tiempo de las variables del viento puede ser caracterizada por su excentricidad. Para la mayoría de las estaciones, la excentricidad de la señal está por arriba de las nueve décimas (0.9).

Para las estaciones con una amplitud considerable de la señal, la excentricidad se ve reducida en algunos casos (excepto en las estaciones de Altamira y La Pesca²). Las estaciones con mayor amplitud de la señal no son las que presentan elipses menos excéntricas, así que hay otro factor que afecta la excentricidad, pero estas estaciones con mayor amplitud sí son las que presentan un mejor ajuste con los datos. Las excentricidades cercanas a uno están asociadas a que los datos no presentan un cambio gradual en la dirección conforme pasa el tiempo. Cuando la intensidad de la señal es máxima, la dirección de giro de la señal es la dirección que más se presenta, a lo largo del año, en esa estación.

La hora en que se presenta la máxima amplitud de la señal varía dependiendo del mes y de la estación. El intervalo de variación de la hora en que se presenta el máximo también depende del sitio; en algunas estaciones esta variación es menor de una hora o puede llegar hasta 5.68 horas de diferencia, con un promedio anual de variación de dos horas y media.

Los máximos a lo largo del año se presentan alrededor de las 0 ó 12 Z³, a excepción

²Al no haber tratamiento de datos, se observó hasta después que La Pesca puede ser una estación con datos incorrectos, ya que no presenta datos en la dirección sur.

³Hora Z o GMT se refiere a la hora que corresponde geográficamente a la del meridiano de Greenwich;

de la estación en Calakmul y Tantaquín que presentan los máximos alrededor de las siete horas después. Estas estaciones son las que se encuentran dentro del continente.

La boya 42055 que se encuentra dentro del territorio nacional, se encuentra casi dos grados al oeste de Cayo Arenas. El desfase que presenta en sus máximos se encuentra entre las tres y las siete horas después de las 12 horas. También es la que presenta menor excentricidad en sus elipses, y sus máximos se encuentran por debajo de los 2 ms^{-1} .

Todos estos datos están condensados en las tablas de los Cuadros 5.1-5.17 y pueden ser visualizados en las gráficas que se encuentran en el Apéndice C.

Arcas								
Mes	Giro	a (m/s)	b (m/s)	θ ($^{\circ}$)	exc	t (hr)	RMSE	MV
1	-	-	-	-	-	-	-	-
2	-	-	-	-	-	-	-	-
3	-	-	-	-	-	-	-	-
4	A	4.51	1.65	-60.3	0.930	1.51	0.88	70.1
5	A	3.86	1.38	-58.3	0.934	1.35	0.92	65.3
6	A	2.24	1.01	-48.9	0.892	0.39	0.83	46.3
7	A	2.52	0.84	-20.5	0.943	-0.40	0.81	54.8
8	A	2.03	1.04	-14.8	0.860	-0.89	0.84	45.8
9	A	2.61	0.45	-22.4	0.985	0.62	0.36	58.3
10	A	2.18	0.81	-22.5	0.929	0.92	0.44	72.0
11	A	1.41	0.49	-11.2	0.938	0.76	0.34	58.5
12	A	1.43	0.39	-20.0	0.962	1.47	0.50	38.2

Cuadro 5.1: Principales parámetros de la elipse y los errores asociados al ajuste para la estación ubicada en Cayo Arcas, para el año 2006. En las tablas, Giro indica la dirección de rotación de la elipse donde A indica movimiento anticiclónico y C ciclónico, a es la magnitud del semieje mayor, b la magnitud del semieje menor, θ es el ángulo del eje mayor respecto a la dirección Este en sentido contrario a las manecillas del reloj, exc es la excentricidad de la elipse ajustada, t es la hora en que se presenta la rapidez máxima de la señal en hora Z, RMSE es el error cuadrático medio y MV es el porcentaje de varianza explicado por la forma elíptica.

también puede ser denominada UTC.

Arenas								
Mes	Giro	a (m/s)	b (m/s)	θ ($^{\circ}$)	exc	t (hr)	RMSE	MV
1	-	-	-	-	-	-	-	-
2	-	-	-	-	-	-	-	-
3	-	-	-	-	-	-	-	-
4	A	3.54	1.69	-89.5	0.879	2.50	0.39	83.8
5	A	3.03	1.31	86.1	0.903	1.73	0.38	81.9
6	A	1.92	0.98	81.9	0.859	1.13	0.39	71.3
7	A	2.00	1.29	88.0	0.765	0.93	0.42	74.0
8	A	2.05	1.78	-73.8	0.500	0.72	0.54	71.7
9	A	2.49	1.62	-77.4	0.759	0.88	0.49	75.6
10	A	1.12	0.62	71.4	0.834	-2.60	0.49	41.0
11	A	0.93	0.65	-61.6	0.712	-1.67	0.43	45.5
12	A	1.69	0.52	-70.9	0.952	2.05	0.61	27.7

Cuadro 5.2: Principales parámetros de la elipse y los errores asociados al ajuste para la estación ubicada en Cayo Arenas, para el año 2006.

Carmen								
Mes	Giro	a (m/s)	b (m/s)	θ ($^{\circ}$)	exc	t (hr)	RMSE	MV
1	-	-	-	-	-	-	-	-
2	-	-	-	-	-	-	-	-
3	-	-	-	-	-	-	-	-
4	A	3.87	1.46	-62.1	0.926	0.72	1.30	42.1
5	A	2.99	1.16	-57.8	0.922	0.25	1.07	35.9
6	A	2.22	0.97	-64.6	0.899	0.13	0.85	37.6
7	A	1.44	0.10	-69.8	0.998	1.10	0.83	E
8	A	1.80	0.58	-76.4	0.947	0.40	1.16	E
9	A	1.80	0.86	-66.4	0.878	0.49	0.96	E
10	A	1.86	0.70	-67.2	0.927	0.31	0.75	31.7
11	A	1.25	0.56	-49.1	0.892	0.36	0.48	43.0
12	A	1.10	0.27	-52.4	0.970	0.04	E	E

Cuadro 5.3: Principales parámetros de la elipse y los errores asociados al ajuste para la estación ubicada en Ciudad del Carmen, para el año 2006. La letra E indica que el cálculo de ese campo no tiene validez o su representatividad es casi nula.

Coatzacoalcos								
Mes	Giro	a (m/s)	b (m/s)	θ (°)	exc	t (hr)	RMSE	MV
1	-	-	-	-	-	-	-	-
2	-	-	-	-	-	-	-	-
3	-	-	-	-	-	-	-	-
4	A	1.91	0.00	65.3	1.000	0.06	0.53	E
5	A	2.47	0.64	64.4	0.966	-0.70	0.62	48.5
6	A	2.88	0.89	79.3	0.951	-1.24	0.53	71.0
7	A	2.38	0.83	-82.9	0.938	-1.74	0.70	56.8
8	A	2.60	0.91	88.3	0.937	-1.34	0.65	59.6
9	A	2.16	0.68	87.0	0.950	-1.94	0.48	57.0
10	A	1.90	0.79	-84.1	0.910	-1.21	0.37	68.9
11	A	2.25	0.49	-77.2	0.976	-0.64	0.48	57.3
12	A	1.52	0.73	-63.2	0.877	-1.08	0.59	41.5

Cuadro 5.4: Principales parámetros de la elipse y los errores asociados al ajuste para la estación ubicada en Coatzacoalcos, para el año 2006.

Lobos								
Mes	Giro	a (m/s)	b (m/s)	θ (°)	exc	t (hr)	RMSE	MV
1	-	-	-	-	-	-	-	-
2	-	-	-	-	-	-	-	-
3	-	-	-	-	-	-	-	-
4	A	1.83	0.44	-24.8	0.971	0.17	0.37	53.8
5	A	1.95	0.58	-19.9	0.954	0.85	0.39	63.3
6	A	2.73	1.36	-7.5	0.867	0.19	0.39	80.5
7	A	1.68	0.88	-13.8	0.853	0.57	0.33	73.8
8	A	2.26	1.37	-24.3	0.795	1.78	0.33	82.6
9	A	2.57	1.56	-11.6	0.795	1.68	0.37	82.1
10	A	1.85	1.03	-20.3	0.832	1.49	0.31	77.9
11	A	2.40	0.80	-0.6	0.942	2.46	0.51	58.0
12	A	1.33	0.51	10.0	0.923	0.74	0.36	51.1

Cuadro 5.5: Principales parámetros de la elipse y los errores asociados al ajuste para la estación ubicada en Isla Lobos, para el año 2006.

Matamoros								
Mes	Giro	a (m/s)	b (m/s)	θ (°)	exc	t (hr)	RMSE	MV
1	-	-	-	-	-	-	-	-
2	-	-	-	-	-	-	-	-
3	-	-	-	-	-	-	-	-
4	A	1.18	0.50	35.4	0.906	-0.91	0.33	55.7
5	A	1.76	0.43	18.9	0.970	-0.61	0.40	63.8
6	A	2.21	0.99	21.1	0.895	-0.61	0.38	73.4
7	A	1.50	0.86	14.0	0.820	-0.52	0.48	58.7
8	A	1.85	0.89	8.9	0.876	-0.51	0.34	74.2
9	A	2.09	0.90	25.3	0.902	0.14	0.44	66.4
10	A	1.15	0.68	4.8	0.807	0.93	0.44	51.0
11	A	1.45	1.07	131.3	0.675	-2.15	0.40	67.9
12	A	0.63	0.32	43.5	0.858	-1.86	0.44	E

Cuadro 5.6: Principales parámetros de la elipse y los errores asociados al ajuste para la estación ubicada en la Ciudad de Matamoros, para el año 2006.

Pérez								
Mes	Giro	a (m/s)	b (m/s)	θ (°)	exc	t (hr)	RMSE	MV
1	-	-	-	-	-	-	-	-
2	-	-	-	-	-	-	-	-
3	-	-	-	-	-	-	-	-
4	A	3.32	1.42	-86.5	0.904	0.13	0.50	75.7
5	A	2.85	1.13	87.9	0.918	-0.56	0.43	74.6
6	A	2.10	1.31	-87.0	0.784	-0.33	0.35	79.3
7	A	2.24	1.19	88.2	0.847	-0.13	0.36	77.7
8	A	1.86	1.16	-88.1	0.781	-0.19	0.37	76.1
9	A	2.91	1.87	89.0	0.767	0.62	0.60	74.2
10	A	1.78	0.61	81.9	0.940	1.34	0.41	61.0
11	A	0.99	0.61	-85.5	0.784	-0.26	0.57	25.8
12	A	0.89	0.38	79.7	0.907	1.28	0.36	32.0

Cuadro 5.7: Principales parámetros de la elipse y los errores asociados al ajuste para la estación ubicada en Isla Pérez, para el año 2006.

La Pesca								
Mes	Giro	a (m/s)	b (m/s)	θ ($^{\circ}$)	exc	t (hr)	RMSE	MV
1	-	-	-	-	-	-	-	-
2	-	-	-	-	-	-	-	-
3	-	-	-	-	-	-	-	-
4	C	2.45	0.34	0.5	0.990	2.57	0.49	47.1
5	C	2.45	0.39	4.9	0.987	2.49	0.45	54.7
6	C	2.54	0.48	14.2	0.982	-2.66	0.53	52.6
7	C	2.63	0.31	18.1	0.993	-2.63	0.51	41.5
8	C	3.13	0.38	26.3	0.993	-2.70	0.49	56.3
9	C	2.89	0.16	31.0	0.998	2.81	0.67	E
10	A	1.14	0.05	17.4	0.999	2.29	0.43	E
11	C	2.36	0.12	-14.6	0.999	-1.79	0.60	E
12	C	1.47	0.07	-18.9	0.999	-2.61	0.42	E

Cuadro 5.8: Principales parámetros de la elipse y los errores asociados al ajuste para la estación ubicada en La Pesca, para el año 2006.

Salado								
Mes	Giro	a (m/s)	b (m/s)	θ ($^{\circ}$)	exc	t (hr)	RMSE	MV
1	-	-	-	-	-	-	-	-
2	-	-	-	-	-	-	-	-
3	-	-	-	-	-	-	-	-
4	C	3.00	0.24	10.5	0.997	-1.46	0.74	10.1
5	C	2.75	0.20	15.9	0.997	-1.39	0.50	28.6
6	A	2.40	0.09	20.4	0.999	-0.67	0.33	E
7	A	1.37	0.35	23.1	0.967	0.78	0.34	43.1
8	A	1.25	0.31	17.0	0.968	0.65	0.39	32.9
9	A	1.21	0.40	18.8	0.944	0.16	0.42	39.3
10	A	1.35	0.29	34.1	0.976	-0.86	0.20	69.7
11	A	1.89	0.11	24.2	0.998	-0.76	0.35	27.1
12	A	1.57	0.17	18.5	0.994	-0.64	0.28	39.5

Cuadro 5.9: Principales parámetros de la elipse y los errores asociados al ajuste para la estación ubicada en El Salado, para el año 2006.

Altamira								
Mes	Giro	a (m/s)	b (m/s)	θ ($^{\circ}$)	exc	t (hr)	RMSE	MV
1	C	2.58	0.58	-11.2	0.974	0.15	0.73	52.1
2	C	3.05	1.00	-9.3	0.945	-0.08	1.06	44.4
3	C	2.44	0.16	-10.6	0.998	-0.35	0.72	E
4	C	2.73	0.08	-10.2	1.000	-1.60	0.52	E
5	C	2.65	0.34	-9.9	0.992	-1.24	0.56	46.2
6	A	3.12	0.03	-4.6	1.000	-0.80	0.81	E
7	A	2.44	0.14	-10.6	0.998	-1.19	0.62	E
8	A	2.85	0.21	-9.7	0.997	-0.65	0.76	E
9	C	2.40	0.13	2.6	0.999	-0.28	0.68	E
10	A	1.70	0.06	1.8	0.999	-0.33	0.49	E
11	A	1.77	0.02	1.0	1.000	-0.07	0.52	E
12	C	1.11	0.34	7.9	0.954	-0.93	0.40	32.7

Cuadro 5.10: Principales parámetros de la elipse y los errores asociados al ajuste para la estación ubicada en la ciudad de Altamira, para el año 2006.

Tuxpan								
Mes	Giro	a (m/s)	b (m/s)	θ ($^{\circ}$)	exc	t (hr)	RMSE	MV
1	A	0.85	0.05	25.2	0.998	-0.97	0.35	E
2	A	0.97	0.08	15.6	0.997	-1.18	0.29	E
3	A	1.13	0.13	5.1	0.994	-1.49	0.32	41.1
4	-	-	-	-	-	-	-	-
5	-	-	-	-	-	-	-	-
6	A	0.89	0.22	39.0	0.970	-2.82	0.26	25.5
7	A	1.16	0.16	6.3	0.990	-2.11	0.33	24.8
8	A	1.13	0.11	6.9	0.995	-1.57	0.37	E
9	A	1.08	0.13	12.1	0.993	-1.85	0.40	E
10	A	0.87	0.13	18.4	0.988	-1.16	0.38	E
11	A	0.77	0.07	23.4	0.996	-1.03	0.43	E
12	A	0.67	0.05	24.2	0.997	-0.45	0.24	E

Cuadro 5.11: Principales parámetros de la elipse y los errores asociados al ajuste para la estación ubicada en la ciudad de Tuxpan, para el año 2006.

Calakmul								
Mes	Giro	a (m/s)	b (m/s)	θ ($^{\circ}$)	exc	t (hr)	RMSE	MV
1	C	0.41	0.03	12.6	0.998	0.34	0.22	E
2	A	0.50	0.10	176.7	0.981	1.33	0.23	E
3	C	0.59	0.07	166.1	0.994	1.81	0.38	E
4	A	0.38	0.00	20.4	1.000	2.38	0.38	E
5	C	0.35	0.21	170.6	0.808	1.97	0.31	E
6	C	0.25	0.08	173.2	0.941	-0.97	0.21	E
7	C	0.78	0.16	170.2	0.980	0.27	0.27	E
8	C	0.80	0.13	169.0	0.987	0.11	0.30	E
9	C	0.55	0.11	159.4	0.981	0.35	0.28	E
10	C	0.37	0.07	173.9	0.983	0.06	0.21	E
11	A	0.27	0.01	22.9	1.000	-0.37	0.15	E
12	A	0.37	0.03	6.4	0.997	0.21	0.20	E

Cuadro 5.12: Principales parámetros de la elipse y los errores asociados al ajuste para la estación ubicada en Calakmul, para el año 2006.

Chetumal								
Mes	Giro	a (m/s)	b (m/s)	θ ($^{\circ}$)	exc	t (hr)	RMSE	MV
1	A	1.11	0.16	-11.9	0.990	-2.41	0.32	26.0
2	A	1.28	0.14	-12.5	0.994	-2.35	0.27	27.4
3	C	1.48	0.28	-33.1	0.982	-2.48	0.45	30.2
4	C	1.33	0.23	-37.4	0.985	-2.74	0.41	26.4
5	-	-	-	-	-	-	-	-
6	C	1.13	0.09	-20.2	0.997	-2.20	0.40	31.0
7	C	0.96	0.30	159.3	0.950	2.86	0.33	37.4
8	C	1.18	0.32	-24.3	0.962	-2.66	0.43	31.6
9	C	1.27	0.30	148.5	0.971	2.88	0.38	38.6
10	A	0.89	0.07	169.5	0.997	2.57	0.32	E
11	A	0.71	0.45	2.3	0.770	-2.38	0.27	51.1
12	A	1.21	0.21	-14.8	0.985	-2.54	0.26	59.3

Cuadro 5.13: Principales parámetros de la elipse y los errores asociados al ajuste para la estación ubicada en Chetumal, para el año 2006.

Campeche								
Mes	Giro	a (m/s)	b (m/s)	θ (°)	exc	t (hr)	RMSE	MV
1	C	0.98	0.08	-43.6	0.997	-0.32	0.54	E
2	C	1.27	0.05	-47.1	0.999	-0.67	0.76	E
3	A	2.31	0.47	-48.4	0.979	-0.69	1.11	E
4	A	3.06	0.43	-46.7	0.990	-1.00	1.28	E
5	A	2.13	0.29	-47.7	0.991	-0.79	0.95	E
6	A	1.39	0.26	-50.7	0.982	-1.41	0.73	E
7	-	-	-	-	-	-	-	-
8	C	0.98	0.04	-65.9	0.999	-0.25	0.74	E
9	A	0.73	0.16	-70.8	0.975	-0.32	0.65	E
10	C	0.72	0.21	-63.6	0.958	-0.86	0.58	E
11	C	1.05	0.12	-59.8	0.993	-2.06	0.54	E
12	C	0.78	0.13	-51.9	0.987	0.52	0.50	E

Cuadro 5.14: Principales parámetros de la elipse y los errores asociados al ajuste para la estación ubicada en la ciudad de Campeche, para el año 2006.

Tantaquín								
Mes	Giro	a (m/s)	b (m/s)	θ (°)	exc	t (hr)	RMSE	MV
1	A	0.97	0.04	2.9	0.999	0.82	0.45	E
2	A	1.31	0.07	170.5	0.999	1.34	0.49	E
3	C	1.87	0.12	158.4	0.998	2.05	0.57	E
4	C	1.61	0.26	163.3	0.987	2.80	0.87	E
5	C	1.30	0.26	162.8	0.980	2.66	0.67	E
6	C	0.54	0.01	1.8	1.000	1.31	0.25	E
7	C	1.20	0.03	170.4	1.000	0.42	0.43	E
8	C	1.07	0.11	177.0	0.995	0.69	0.43	E
9	C	1.04	0.14	170.9	0.991	0.73	0.48	E
10	C	1.10	0.00	0.0	1.000	0.46	0.37	E
11	A	0.61	0.08	51.8	0.992	0.69	0.29	E
12	A	0.67	0.08	15.3	0.993	0.97	0.35	E

Cuadro 5.15: Principales parámetros de la elipse y los errores asociados al ajuste para la estación ubicada en Tantaquín, para el año 2006.

Mérida								
Mes	Giro	a (m/s)	b (m/s)	θ ($^{\circ}$)	exc	t (hr)	RMSE	MV
1	C	0.57	0.02	-24.7	0.999	0.15	0.49	E
2	A	0.42	0.08	-22.8	0.983	0.36	0.46	E
3	A	1.06	0.07	-28.1	0.998	0.89	0.73	E
4	A	1.69	0.24	-27.7	0.990	-0.38	0.93	E
5	A	1.31	0.07	-30.4	0.999	0.05	0.75	E
6	A	1.13	0.05	-35.0	0.999	-1.04	0.54	E
7	C	0.53	0.33	-16.8	0.791	1.73	0.50	E
8	C	0.71	0.15	-39.5	0.979	0.46	0.55	E
9	C	0.86	0.02	-60.1	1.000	1.20	0.63	E
10	C	0.57	0.06	-50.7	0.995	-0.09	0.44	E
11	C	0.79	0.05	-43.1	0.998	-2.65	0.32	E
12	C	0.54	0.27	-62.5	0.869	-2.11	0.32	E

Cuadro 5.16: Principales parámetros de la elipse y los errores asociados al ajuste para la estación ubicada en la ciudad de Mérida, para el año 2006.

Celestún								
Mes	Giro	a (m/s)	b (m/s)	θ ($^{\circ}$)	exc	t (hr)	RMSE	MV
1	A	1.72	0.43	-46.4	0.969	-1.28	0.90	E
2	A	1.82	0.24	-54.3	0.992	-1.40	0.81	E
3	-	-	-	-	-	-	-	-
4	A	4.15	1.15	-51.0	0.961	-1.88	1.58	22.7
5	A	2.96	1.03	-56.5	0.938	-1.61	1.28	24.3
6	A	2.22	0.67	-60.2	0.954	-2.70	1.06	E
7	A	1.54	0.10	-68.0	0.998	-1.37	1.15	E
8	A	1.71	0.51	-53.3	0.954	-2.24	1.14	E
9	A	2.34	0.96	-51.1	0.911	-2.05	1.17	21.9
10	A	1.66	0.30	-50.2	0.984	-1.79	0.81	E
11	A	1.67	0.09	-55.5	0.999	-2.57	0.71	E
12	C	1.03	0.06	-61.6	0.998	-0.58	0.53	E

Cuadro 5.17: Principales parámetros de la elipse y los errores asociados al ajuste para la estación ubicada en Celestún, para el año 2006.

5.2. La Península de Yucatán y el Banco de Campeche

Como se aprecia en el artículo de Sarah Gille *et al.* [9] y los resultados anteriores, la señal diurna del viento en el Golfo de México se da con una mayor amplitud en el Banco de Campeche (el QuikSCAT sólo es capaz de medir el viento sobre la superficie marina), por lo que estas estaciones serán revisadas con más detalle que las otras. Las otras estaciones ubicadas en la Península de Yucatán (Campeche, Celestum, Carmen) tienen una amplitud comparable con las de la Sonda, pero con mayor variabilidad de la amplitud a lo largo del año. Las estaciones que se encuentran en la península, pero tierra adentro (alejado de la zona costera) presentan una señal mucho menor, que, como ya se mencionó anteriormente, puede ser atribuida a la fricción que el viento cercano a la superficie experimenta sobre zonas continentales.

5.2.1. Cayo Arcas

Cayo Arcas es una pequeñísima isla que se encuentra aproximadamente en los $20^{\circ}12'14''$ N y los $91^{\circ}57'46''$ W usada por Petróleos Mexicanos como punto de venta para la exportación de petróleo. La estación no cuenta con los datos de los meses de enero, febrero y marzo, debido a que en este lapso se perdieron los datos para toda la red de la SEMAR.

Esta es una de las estaciones que presenta una señal anticiclónica durante todo el año. Y es la estación que presenta la máxima amplitud de todas. Su máxima amplitud de la señal se da en los meses de abril, mayo y septiembre, con un mínimo relativo en los meses de junio, julio y agosto; que coinciden con la señal de la canícula⁴ [21]. La máxima amplitud de la señal se presenta el mes de abril con una magnitud de 4.51 ms^{-1} , disminuyendo a 3.86 ms^{-1} en mayo, y continúa disminuyendo a 2.03 ms^{-1} en agosto para después subir en septiembre hasta 2.61 ms^{-1} (Cuadro 5.1 y Figuras 5.2-5.6).

El eje mayor de la elipse tiene una inclinación promedio de -30.1° respecto a la dirección este; esta inclinación coincide con la que se esperaría debido a la ubicación del cayó con respecto a la costa⁵. Esta inclinación es máxima en el mes de abril, y luego va disminuyendo de forma gradual hasta julio donde brinca a una inclinación 20° menor. Después, la señal no vuelve a levantarse por abajo de los -25° . Como si el gradiente térmico correspondiente a la costa Este, o los vientos asociados a él, bajara su intensidad. Coriolis tiene una presencia importante en la formación de esta señal, ya que las elipses no resultan tan excéntricas, y el ángulo con respecto a la costa es un poco menor del que se esperaría si no hubiera efecto de Coriolis sobre el movimiento.

El momento en el que tiene lugar la amplitud máxima varía de .89 horas antes de las 0 horas a 1.51 después. En el mes en que se da la mayor amplitud –abril– se da el mayor corrimiento después de las 0 horas (o el mediodía). Hay que recordar que estas horas están en GMT. Lo que significa que hay un corrimiento de 5 ó 6 horas (dependiendo del tipo de horario) con la hora local.

⁴La canícula se refiere a la señal que presenta la precipitación, que consiste en dos máximos relativos, en la temporada de lluvias.

⁵Se espera que en las zonas tropicales la amplitud máxima de la señal diurna del viento sea cercana a la línea perpendicular a la costa.

En las Figuras 5.2 y 5.3, donde se presentan los meses con mayor amplitud puede verse un patrón claro de la forma de los datos reales, más parecidos a un triángulo, que a la elipse. El efecto que hace que se forme una elipse es más pronunciado en el noroeste.

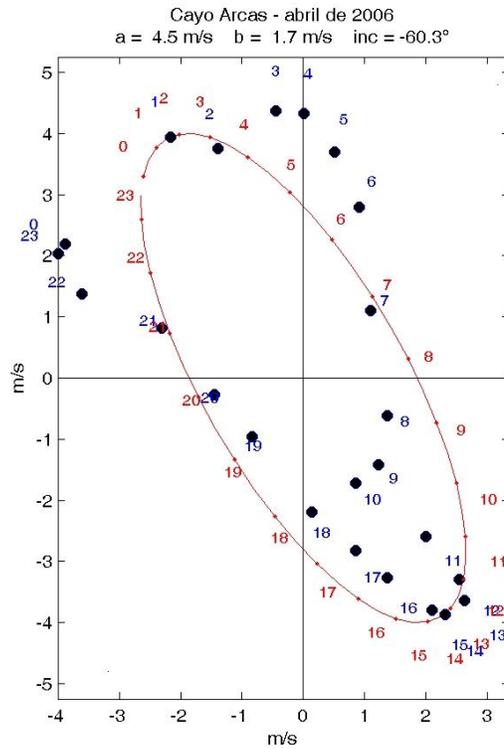


Figura 5.2: Comparación de la elipse calculada por SVD y los promedio horarios para el mes de abril

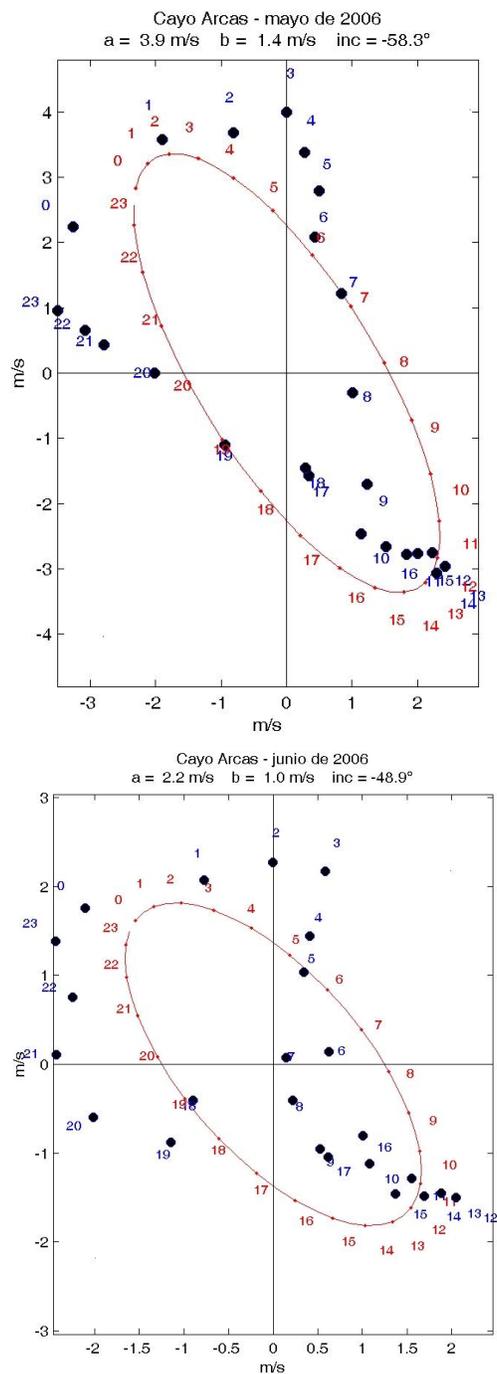


Figura 5.3: Comparación de la elipse calculada por SVD y los promedios horarios para los meses de mayo y junio de la estación en Cayo Arcas.

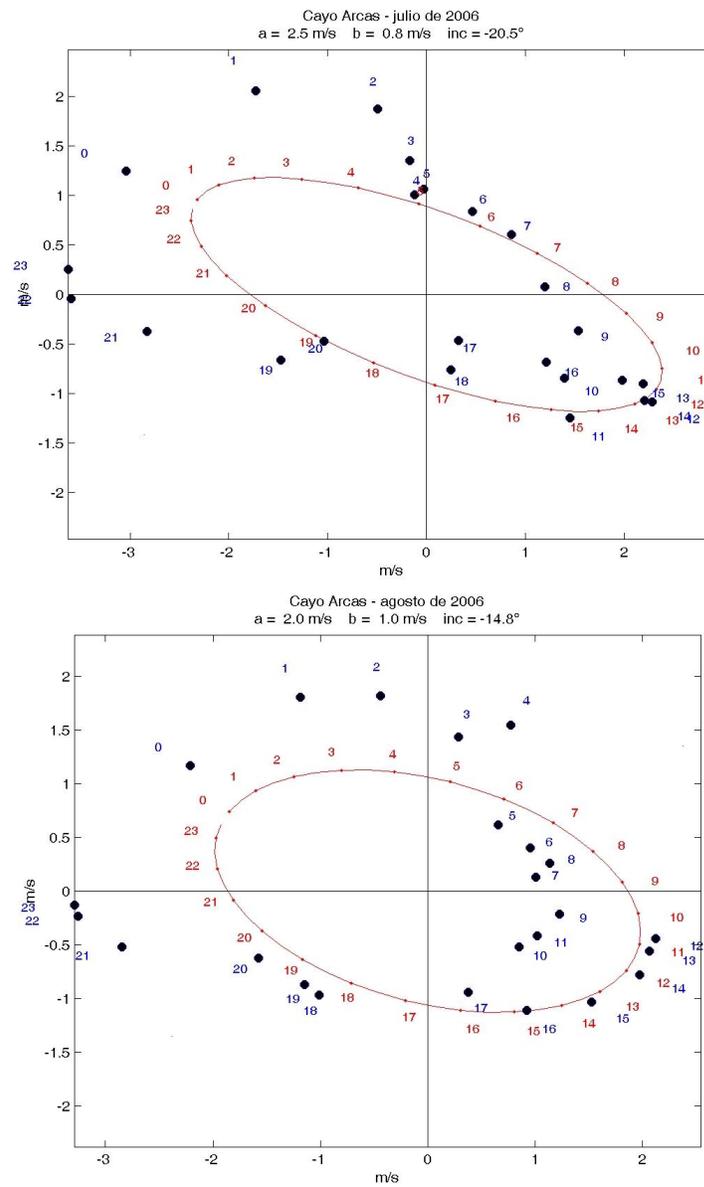


Figura 5.4: Comparación de la elipse calculada por SVD y los promedios horarios para los meses de julio y agosto de la estación ubicada en Cayo Arcas.

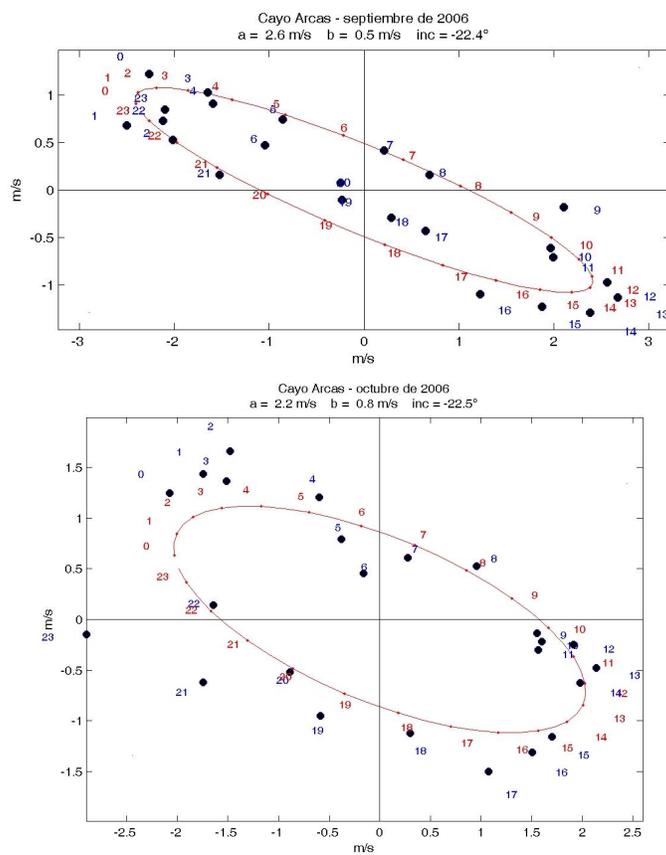


Figura 5.5: Comparación de la elipse calculada por SVD y los promedios horarios para los meses de septiembre y octubre de la estación ubicada en Cayo Arcas.

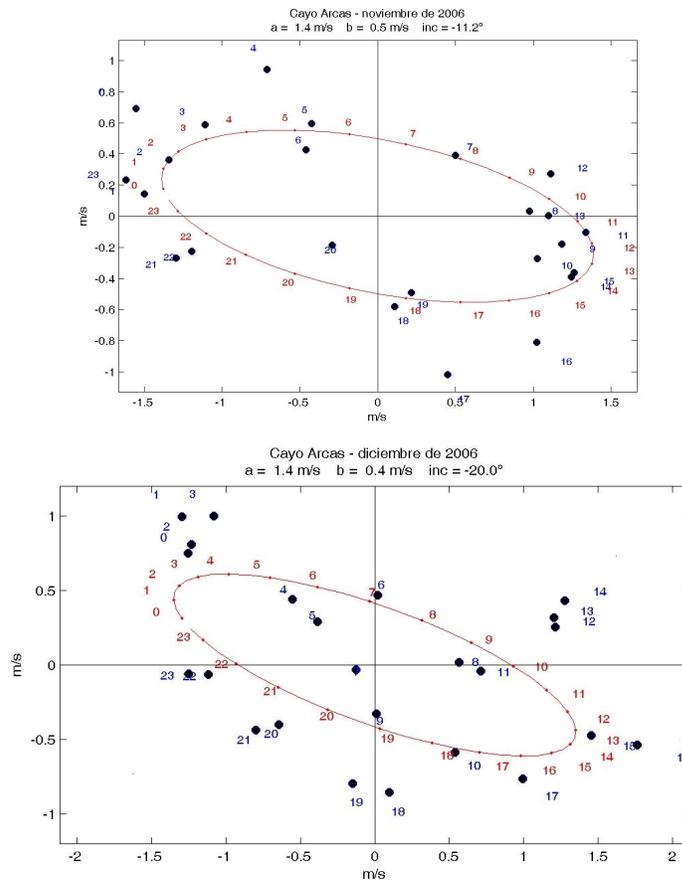


Figura 5.6: Comparación de la elipse calculada por SVD y los promedios horarios para los meses de noviembre y diciembre de la estación ubicada en Cayo Arcas.

5.2.2. Cayo Arenas

Cayo Arenas se encuentra casi dos grados al norte de Cayo Arcas. A pesar de que se encuentra todavía en la Sonda de Campeche, se encuentra retirado del continente; al igual que Cayo Arcas, se encuentran a más de 100 km alejados del punto más cercano a la costa. La estación meteorológica en Cayo Arenas se ubica en los $22^{\circ}06'55''\text{N}$ y $91^{\circ}23'55''\text{W}$ aproximadamente (Figura 5.1). Es la estación meteorológica más alejada del continente de toda la red. Casi dos grados al oeste de esta estación se encuentra una boya norteamericana perteneciente a la NDBC, pero esta última en ningún mes muestra las velocidades alcanzadas por alguna de las estaciones en el Banco. Esto reafirma que la señal mostrada en estas estaciones sí es debido al gradiente térmico que se presenta en la costa.

Otro aspecto que hay que tomar en cuenta es la orografía de la Península de Yucatán que es casi plana, por lo que la progresión de los vientos hacia tierra adentro puede ser muy pronunciada. Pero para saber qué tanto avanza el frente de brisa sobre el continente sería necesario otro tipo de mediciones.

Todas las elipses correspondientes a Cayo Arenas tienen alineado, aproximadamente, el eje mayor con la dirección Norte. Lo que hace pensar que la señal en esta estación tiene mayor influencia por la costa norte de la península, que de la costa este de la península (Figuras 5.7-5.8).

En esta estación se presenta un máximo relativo en septiembre al igual que en Cayo Arcas. Pero presenta su mínimo relativo en junio que empieza a incrementarse hasta 2.45 ms^{-1} . Este periodo, de abril a septiembre, es en el que se presenta los valores máximos, que coinciden con los meses en los que no se presentan *nortes*, cuando los vientos están en calma.

Todos los meses (excepto noviembre) presentan su máximo entre 1 y 3 horas después de las 12, esta diferencia en horario no alcanza más allá de las 2.68 horas. En noviembre se da un contraste enorme entre la hora que se presenta el máximo, ya que en este mes el máximo se da a las -1.67 horas antes de las 12, y el mes anterior es cuando se presenta el máximo desfase de 3.4 horas después de las 12. Esto también coincide con un gran cambio en la alineación del eje mayor, de casi 50° de diferencia.

En Cayo Arenas, al igual que en Cayo Arcas, se presenta una circulación anticiclónica de la señal diurna durante todo el año. Las elipses asociadas a la componente diurna para esta estación resultan ser más excéntricas que las elipses de la estación de Cayo Arcas.

5.2.3. Isla Pérez

Isla Pérez es una porción de tierra mayor que Cayo Arcas y Cayo Arenas. Esta isla se encuentra al norte de la Península de Yucatán, a los $22^{\circ}23'03''\text{N}$ y $89^{\circ}40'55''\text{W}$.

Al igual que en Cayo Arenas, la mayoría de sus elipses se alinean con el Norte, y en todos los meses (a excepción de enero, febrero y marzo que no se tienen datos) el giro de la elipse es anticiclónico. La alineación de las elipses con la dirección Norte hace que estas elipses sean perpendiculares a la línea de costa más cercana.

Esta estación, al igual que la ubicada en Cayo Arcas, presentan aproximadamente el mismo desfase de la señal, entre 0.5 horas antes y 1.28 horas después de las doce horas.

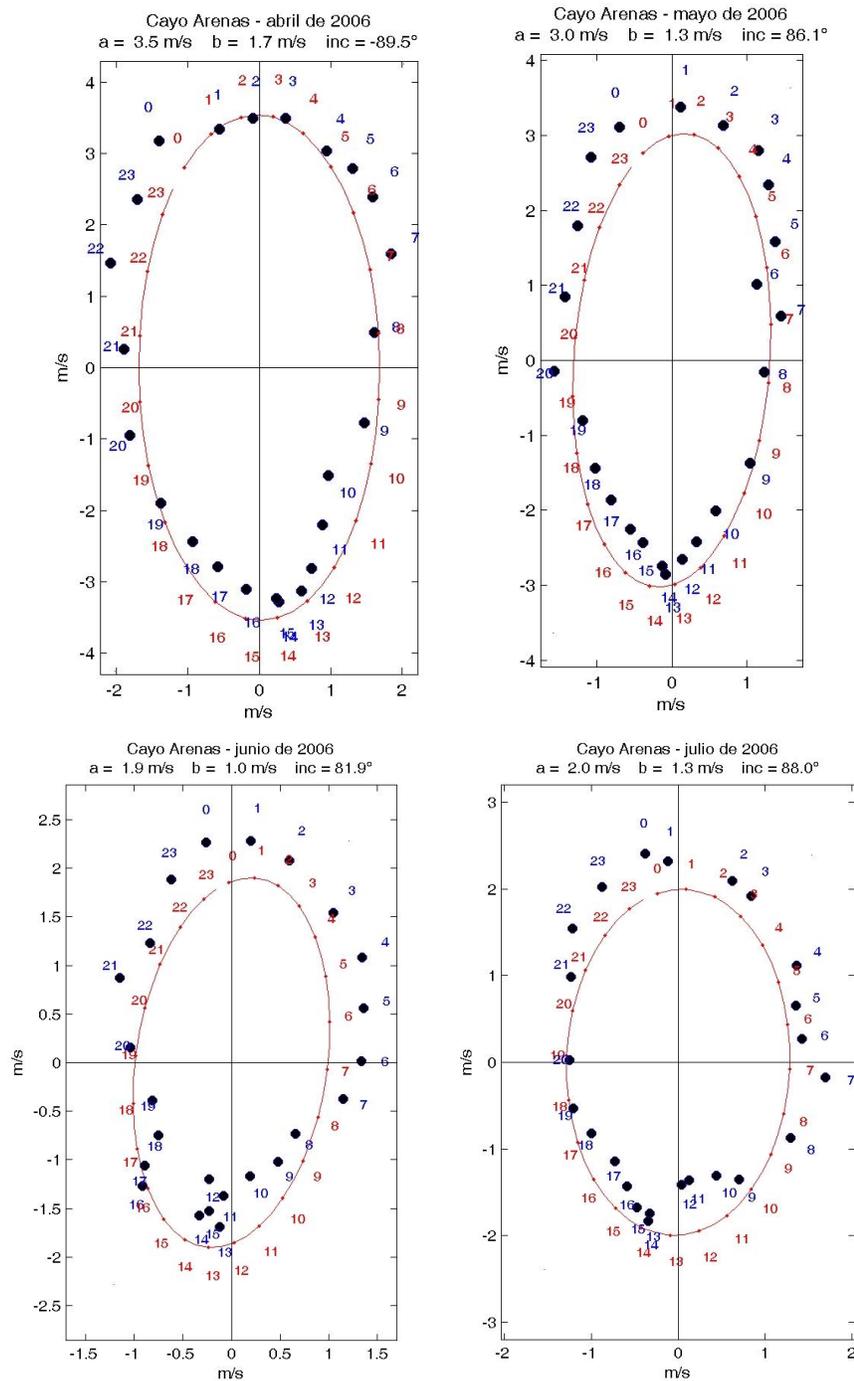


Figura 5.7: Comparación de la elipse calculada por SVD y los promedios horarios para los meses de abril, mayo, junio y julio de la estación ubicada en Cayo Arenas.

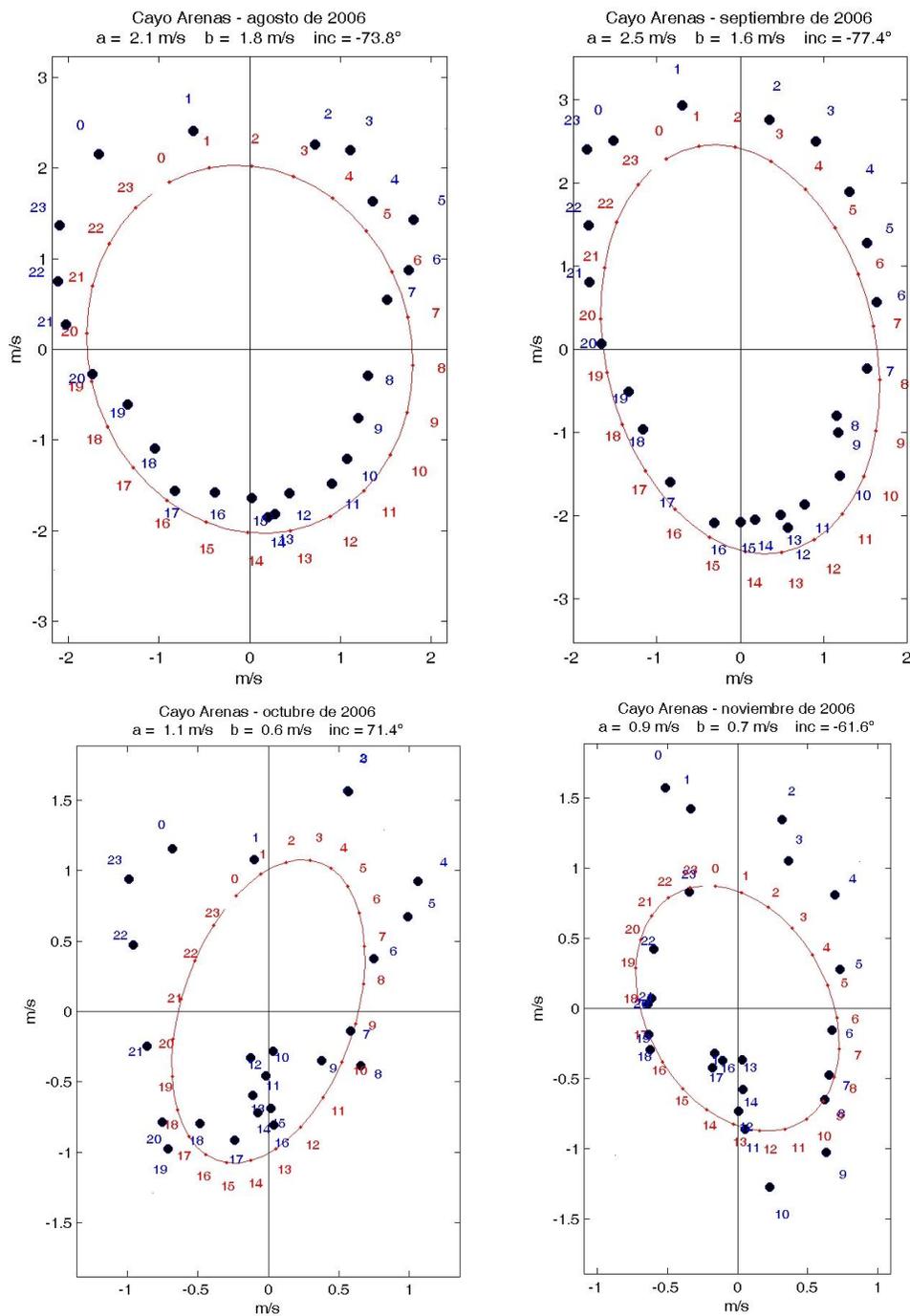


Figura 5.8: Comparación de la elipse calculada por SVD y los promedios horarios para los meses de agosto, septiembre, octubre y noviembre de la estación ubicada en Cayo Arenas.

El desfase –mayor– que presenta Cayo Arenas, posiblemente sea el resultado de su lejanía con la masa continental que representa la península.

Esta estación también, al igual que Cayo Arcas y Cayo Arenas, presenta una señal en la amplitud del semieje mayor coincidente con la canícula.

Las elipses que se calculan para la estación en Isla Pérez, son las menos excéntricas de todas (sin tomar en cuenta las elipses para la boya de la NDBC, 42055). Es de las estaciones que presentan un error con respecto a la elipse teórica más pequeño (Cuadro 5.7, Figuras 5.9-5.11), aún menos que Cayo Arcas y Cayo Arenas. La distribución del desplazamiento del vector viento está proporcionado conforme el tiempo; es decir, el final de los vectores de viento de la señal se encuentran casi a la misma distancia unos de otros (efecto que es reflejado en la excentricidad de la elipse).

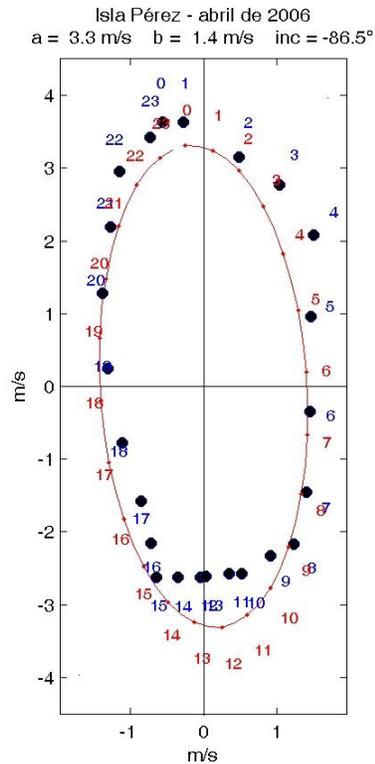


Figura 5.9: Comparación de la elipse calculada por SVD y los promedios horarios para el mes de abril.

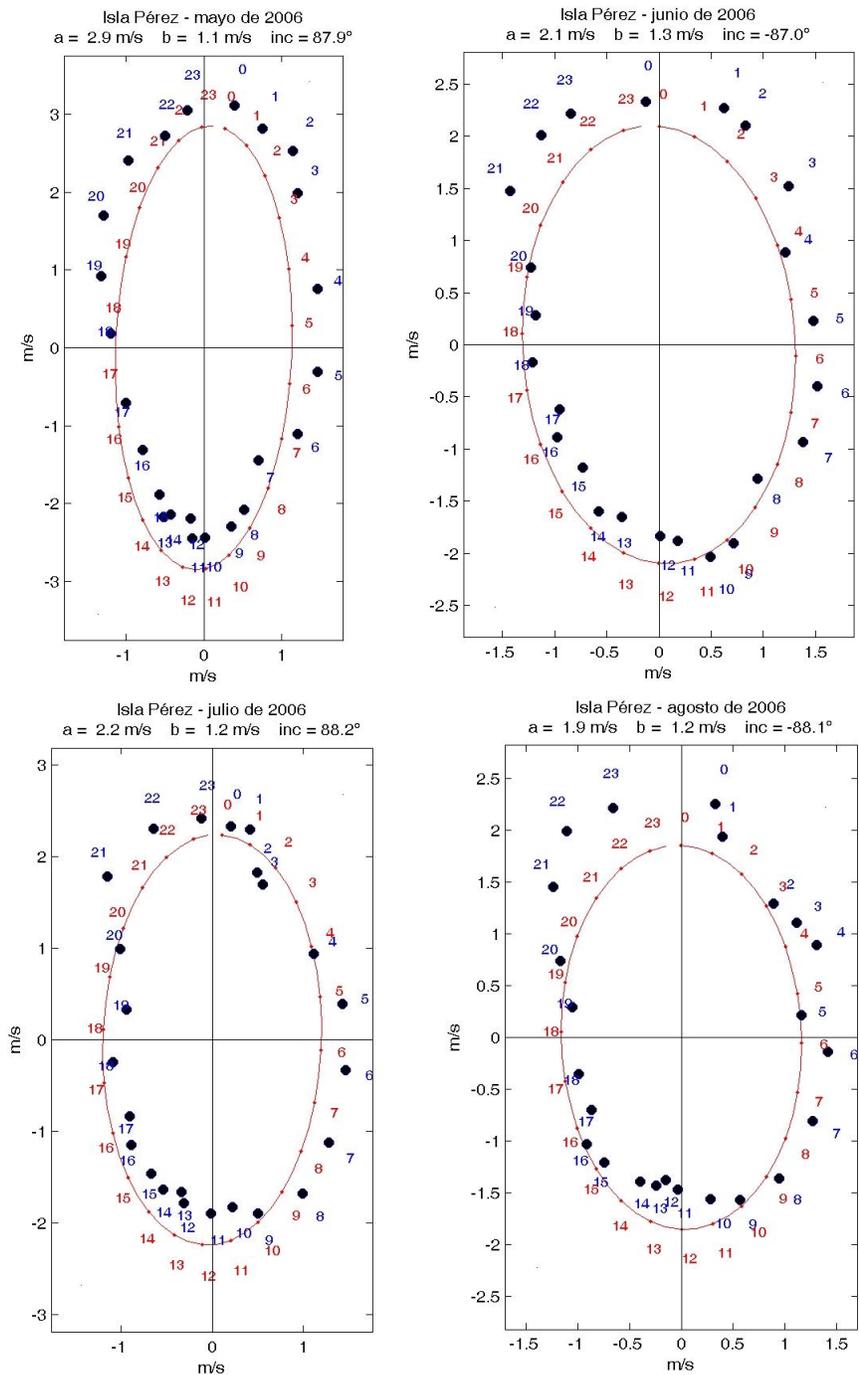


Figura 5.10: Comparación de la elipse calculada por SVD y los promedios horarios para los meses de mayo, junio, julio y agosto de la estación ubicada en Isla Pérez.

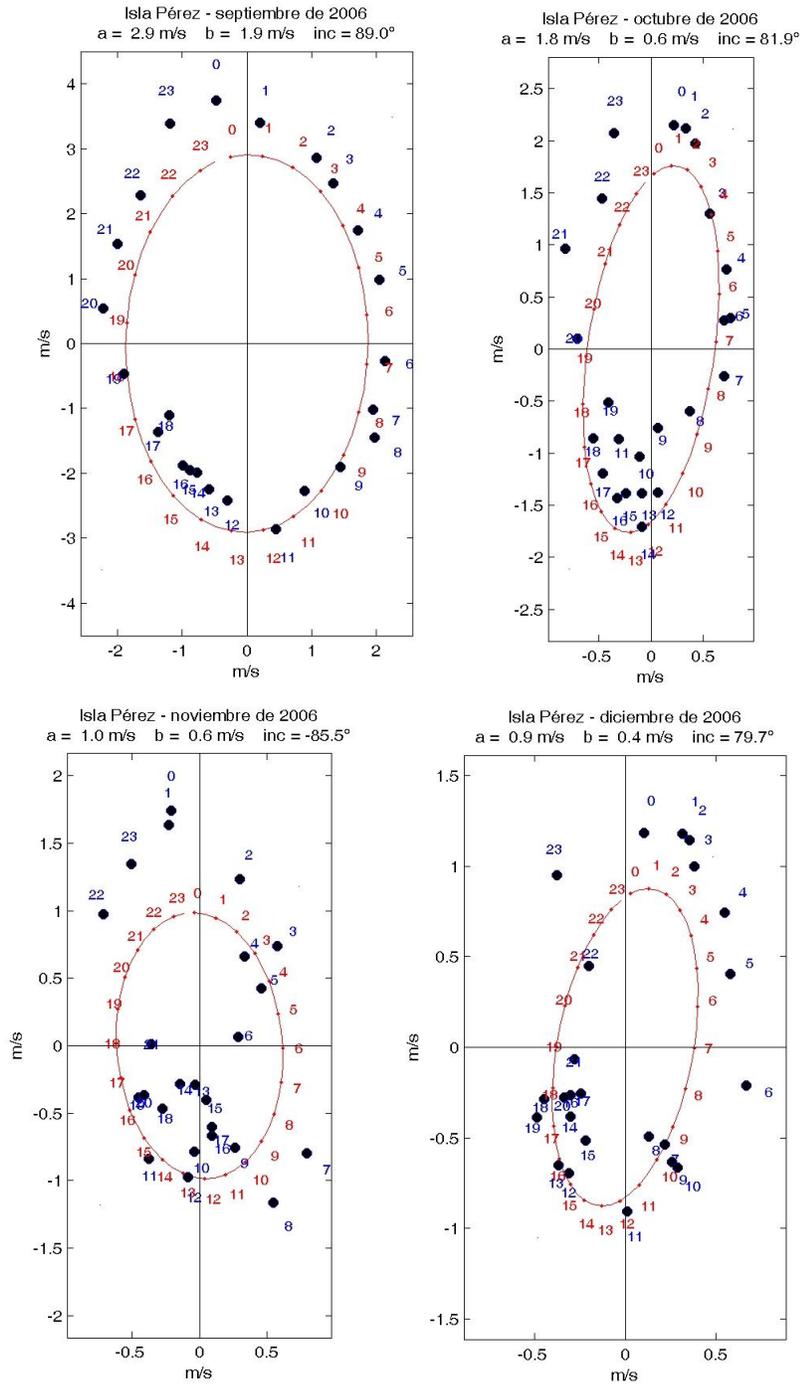


Figura 5.11: Comparación de la elipse calculada por SVD y los promedios horarios para los meses de septiembre, octubre, noviembre y diciembre de la estación ubicada en Isla Pérez.

5.3. Otros resultados

Además de las tablas, una comparación más fructífera de los resultados se muestran en las Figuras 5.12- 5.23. Estas figuras muestran la elipse localizada en la posición geográfica de la estación para su fácil comparación. Aunque para la mayoría de las estaciones no hubo datos en los primeros meses del año y por lo tanto no presenta su elipse, se incluyen las gráficas para dar una idea de la evolución de la señal en las otras estaciones.

Las estaciones plasmadas en los mapas presentan una señal diurna que se incrementa mientras transcurren los primeros meses. En las figuras es evidente que la componente diurna tiene una mayor intensidad en el sur del Golfo de México, y no es un efecto de la densidad de estaciones estudiadas en la zona. Las estaciones costeras de la Sonda de Campeche también muestran una gran amplitud, pero esta no prevalece durante todo el año como las estaciones en mar adentro.

Cuando se observan con cuidado los doce mapas de las elipses, se puede observar claramente un desfase en la variabilidad de la componente diurna entre las estaciones ubicadas en el sureste del Golfo y las demás estaciones. Como ya se ha indicado, las estaciones del sureste presentan una variabilidad de la señal semejante a la canícula con máximos relativos en abril y mayo [21]. Mientras que las estaciones del oeste del Golfo muestran su máximo de amplitud hasta junio y julio, donde empieza a decrecer gradualmente hacia el final del año.

Esta diferencia en las estaciones –además de las amplitudes– se hace más evidente con la excentricidad de las elipses; siendo las menos excéntricas las del sureste. Es decir, en el sureste del golfo, el efecto de Coriolis, la fricción y la rapidez del viento interaccionan de diferente manera en comparación a como lo hacen en el oeste del golfo.

También, se puede notar que los giros anticiclónicos que se dan a lo largo del año se relacionan con las excentricidades más grandes, para la mayoría de los casos. Como puede apreciarse en las estaciones ubicadas en Altamira (Figuras 5.12- 5.23 y Cuadros 5.10 y 5.8).

5.3.1. Relación con otras variables meteorológicas

Hasta ahora sólo se ha examinado la componente diurna de la dirección y rapidez del viento. Pero también la señal de la brisa se hace presente en otras variables meteorológicas como lo son la humedad relativa y la temperatura del aire.

En el caso de la temperatura, el aire sobre el océano va a estar más fresco que el aire sobre la tierra. Como el agua tiene mayor capacidad calorífica, la temperatura en la superficie del agua varía menos que la superficie del suelo (Sección 2.1). En una serie de tiempo de temperatura, la variación diurna que se ve reflejada es debido al calentamiento diurno que recibe la superficie, y a su vez se ve reflejada en la temperatura del aire. Pero esta variación va a ser diferente debido al tipo de superficie; es decir, va a haber una diferencia de temperaturas entre el aire sobre la superficie terrestre y el aire sobre la superficie oceánica.

La serie de tiempo de temperatura de las estaciones que se encuentran en el Banco, y las que se encuentran en la costa (la SEMAR coloca sus estaciones más cerca a la costa que la red del SMN) muestran esta pequeña variación, mientras que en las estaciones

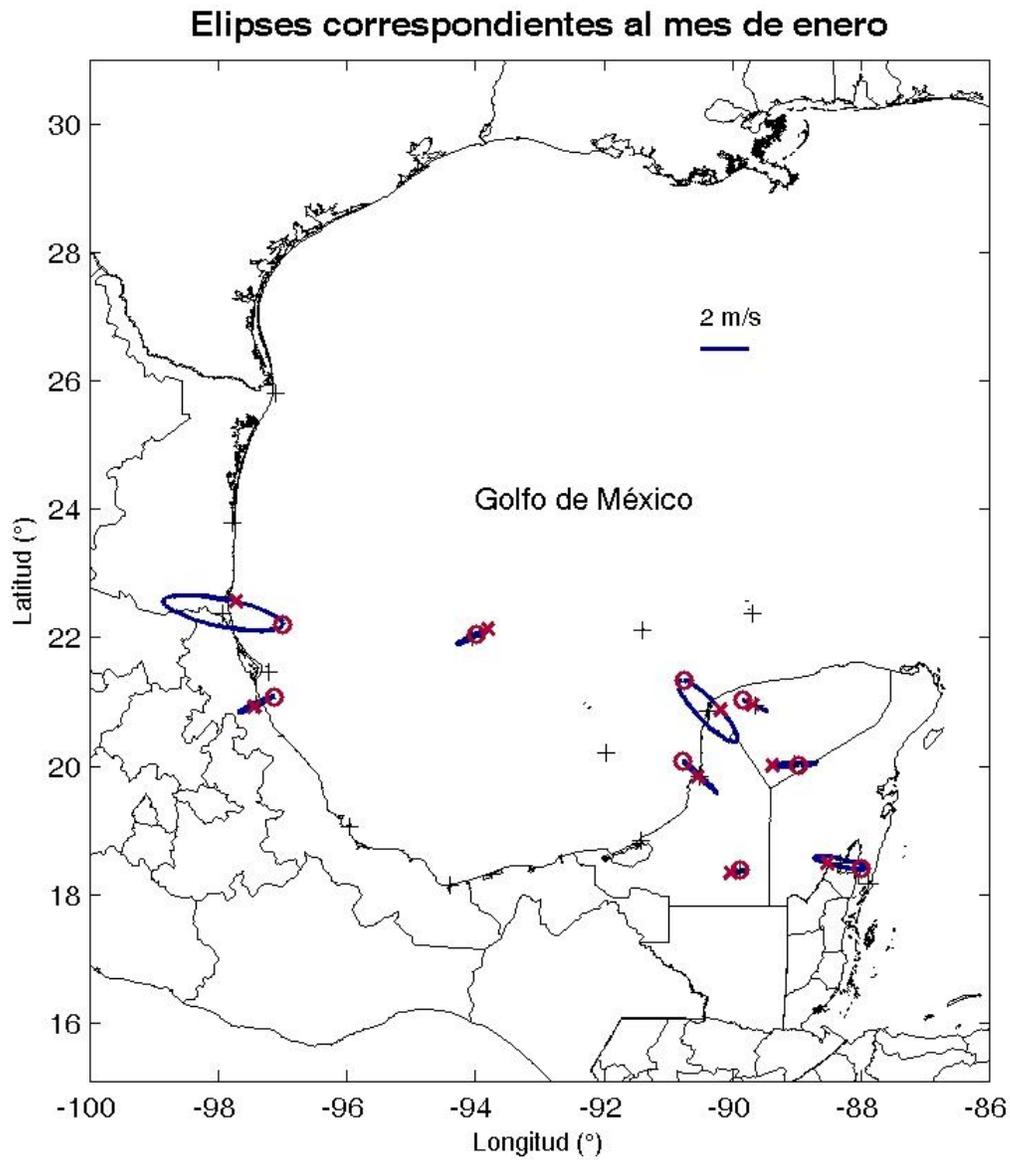


Figura 5.12: Mapa con las elipses calculadas con la SVD para las estaciones costeras del Golfo de México y de la Península de Yucatán, año 2006. El círculo indica el viento a las 0:00 horas y la cruz indica el viento 6 horas después.

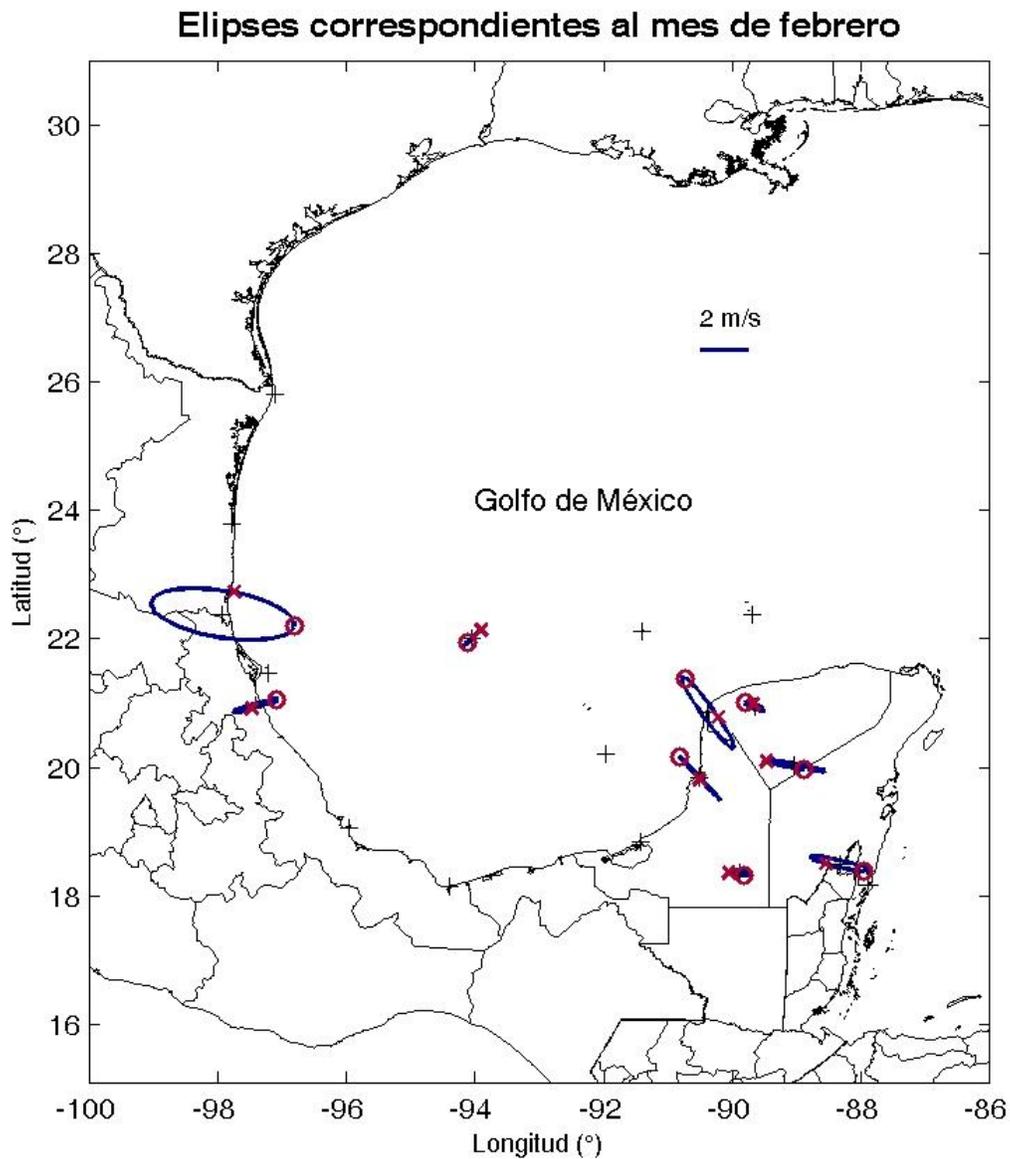


Figura 5.13: Mapa con las elipses calculadas con la SVD para las estaciones costeras del Golfo de México y de la Península de Yucatán, año 2006. El círculo indica el viento a las 0:00 horas y la cruz indica el viento 6 horas después.

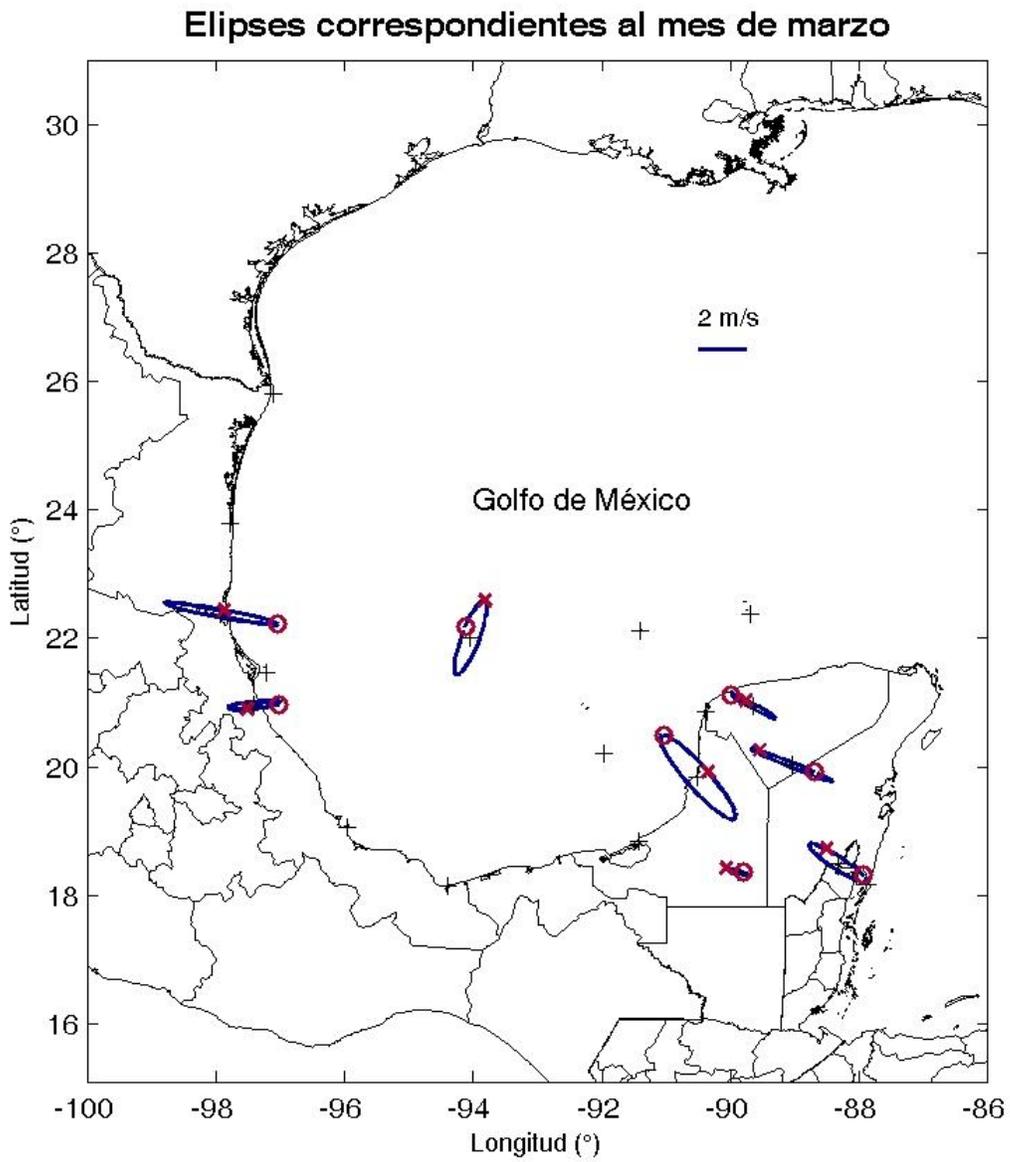


Figura 5.14: Mapa con las elipses calculadas con la SVD para las estaciones costeras del Golfo de México y de la Península de Yucatán, año 2006. El círculo indica el viento a las 0:00 horas y la cruz indica el viento 6 horas después.

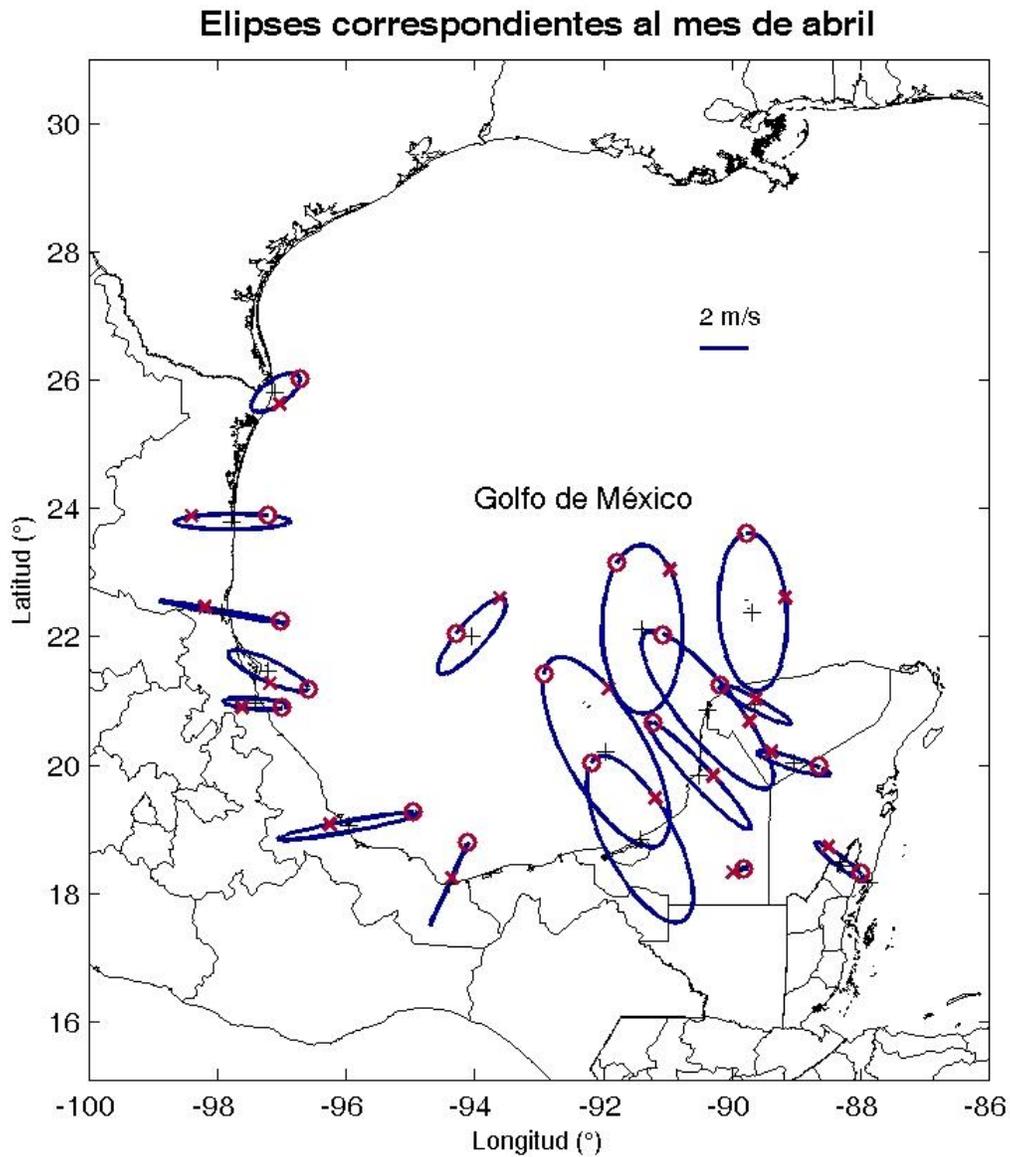


Figura 5.15: Mapa con las elipses calculadas con la SVD para las estaciones costeras del Golfo de México y de la Península de Yucatán, año 2006. El círculo indica el viento a las 0:00 horas y la cruz indica el viento 6 horas después.

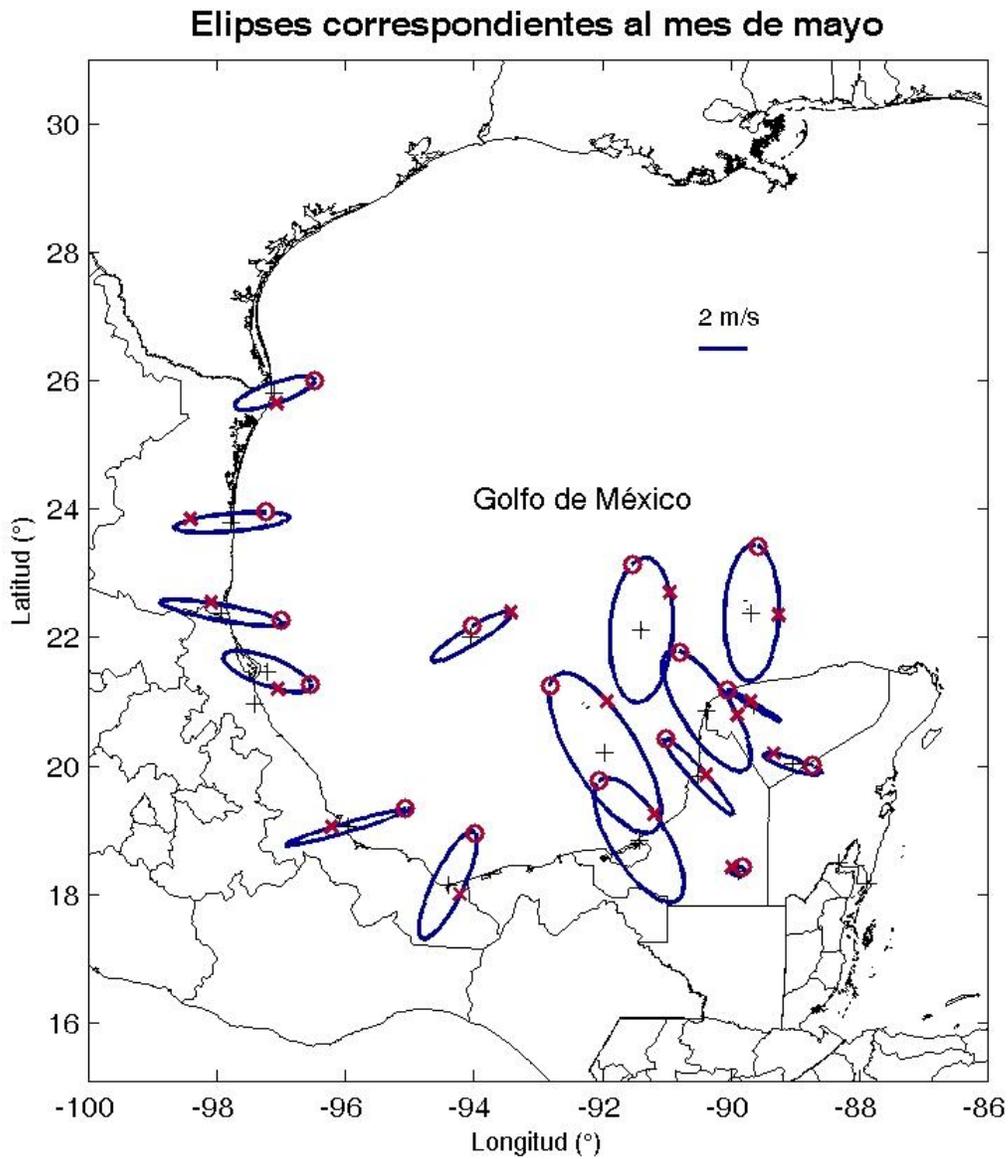


Figura 5.16: Mapa con las elipses calculadas con la SVD para las estaciones costeras del Golfo de México y de la Península de Yucatán, año 2006. El círculo indica el viento a las 0:00 horas y la cruz indica el viento 6 horas después.

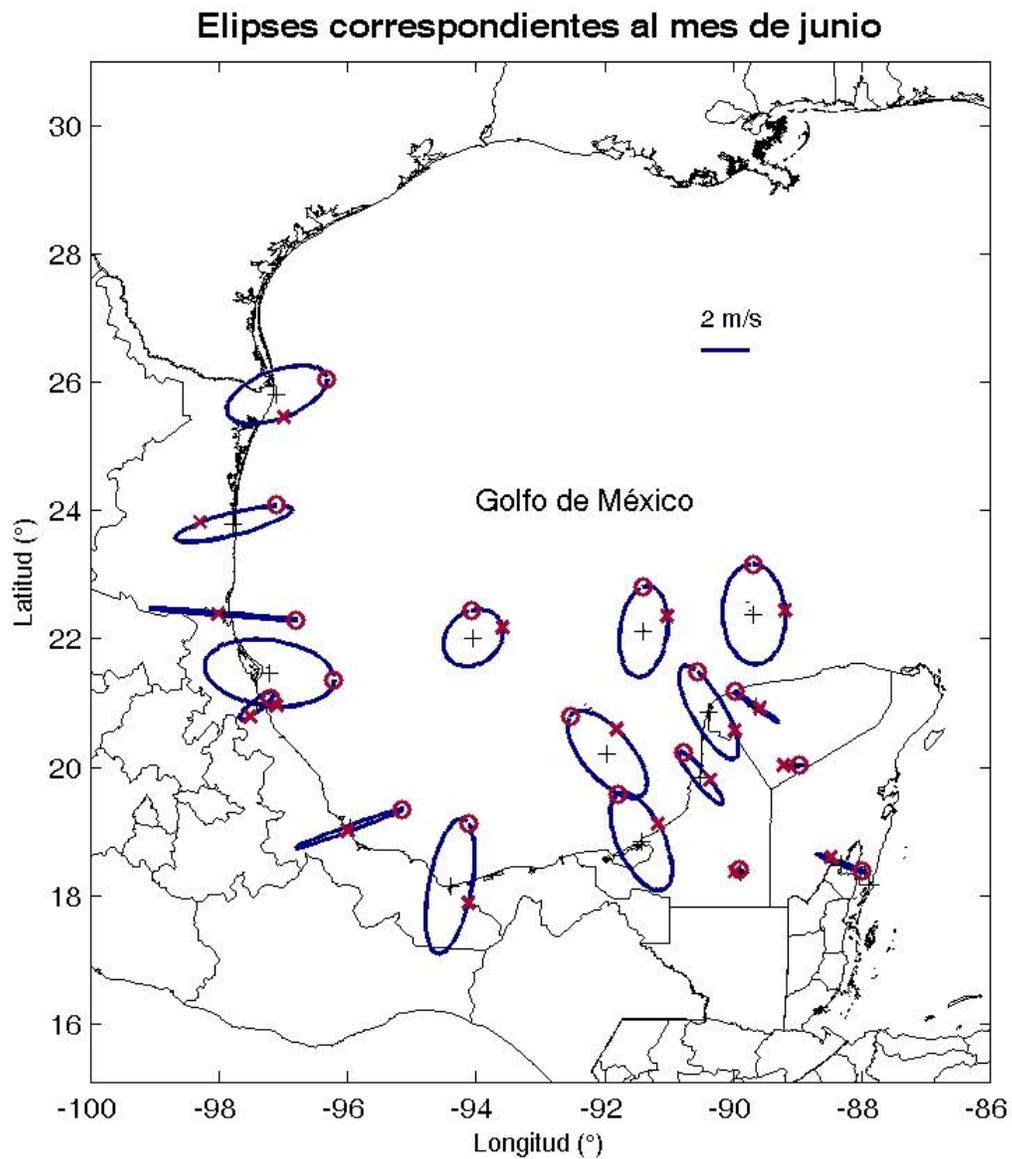


Figura 5.17: Mapa con las elipses calculadas con la SVD para las estaciones costeras del Golfo de México y de la Península de Yucatán, año 2006. El círculo indica el viento a las 0:00 horas y la cruz indica el viento 6 horas después.

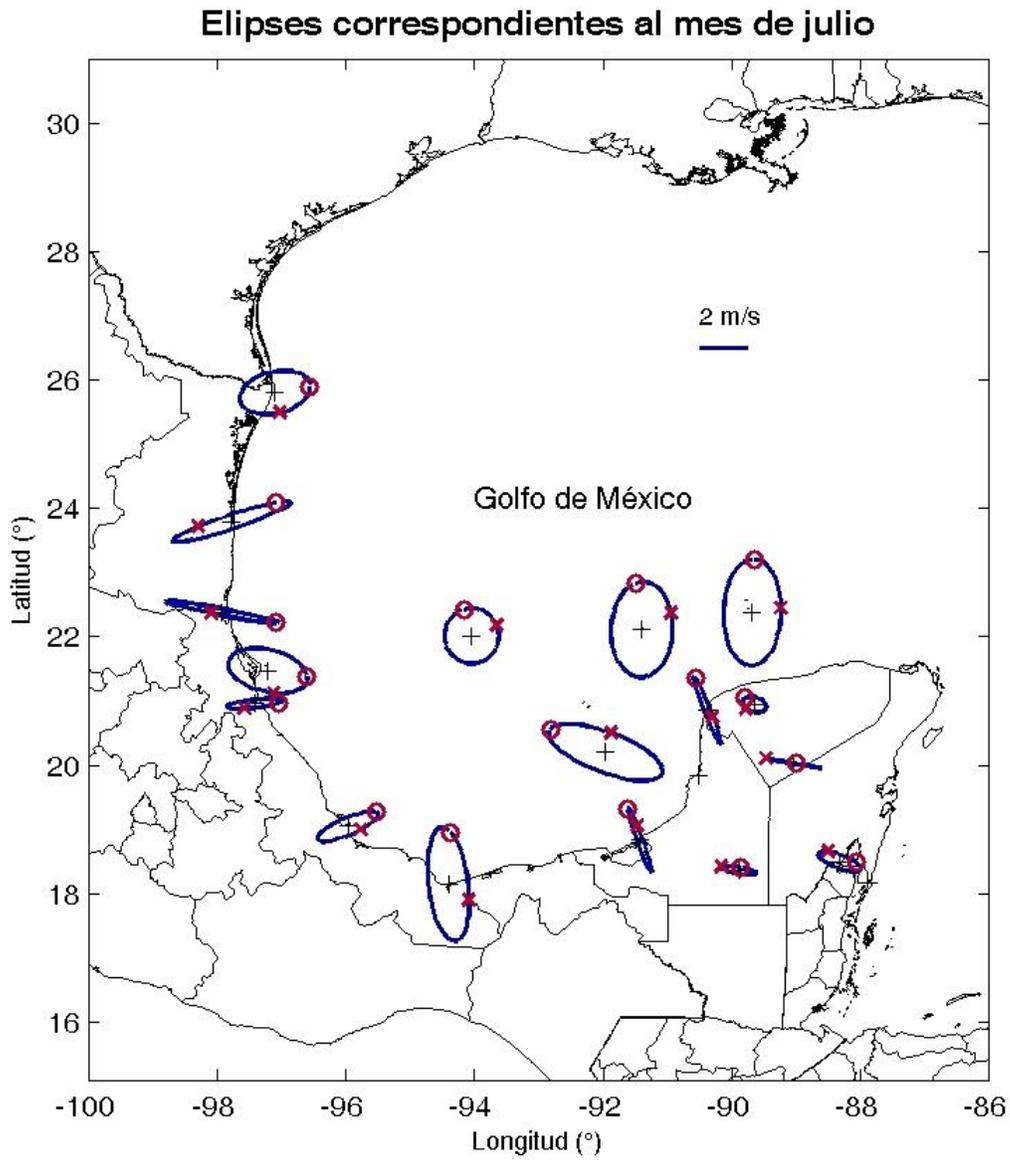


Figura 5.18: Mapa con las elipses calculadas con la SVD para las estaciones costeras del Golfo de México y de la Península de Yucatán, año 2006. El círculo indica el viento a las 0:00 horas y la cruz indica el viento 6 horas después.

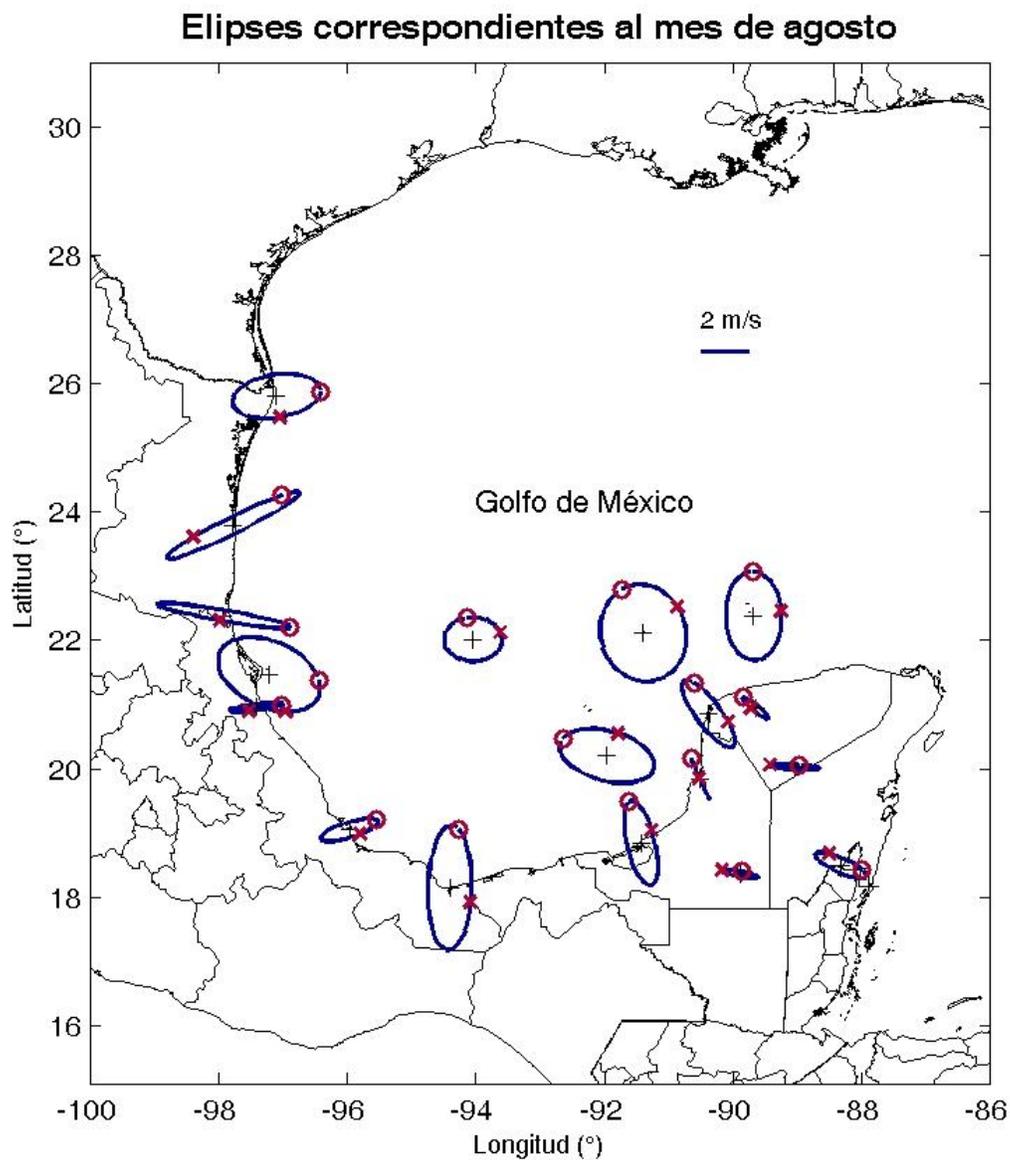


Figura 5.19: Mapa con las elipses calculadas con la SVD para las estaciones costeras del Golfo de México y de la Península de Yucatán, año 2006. El círculo indica el viento a las 0:00 horas y la cruz indica el viento 6 horas después.

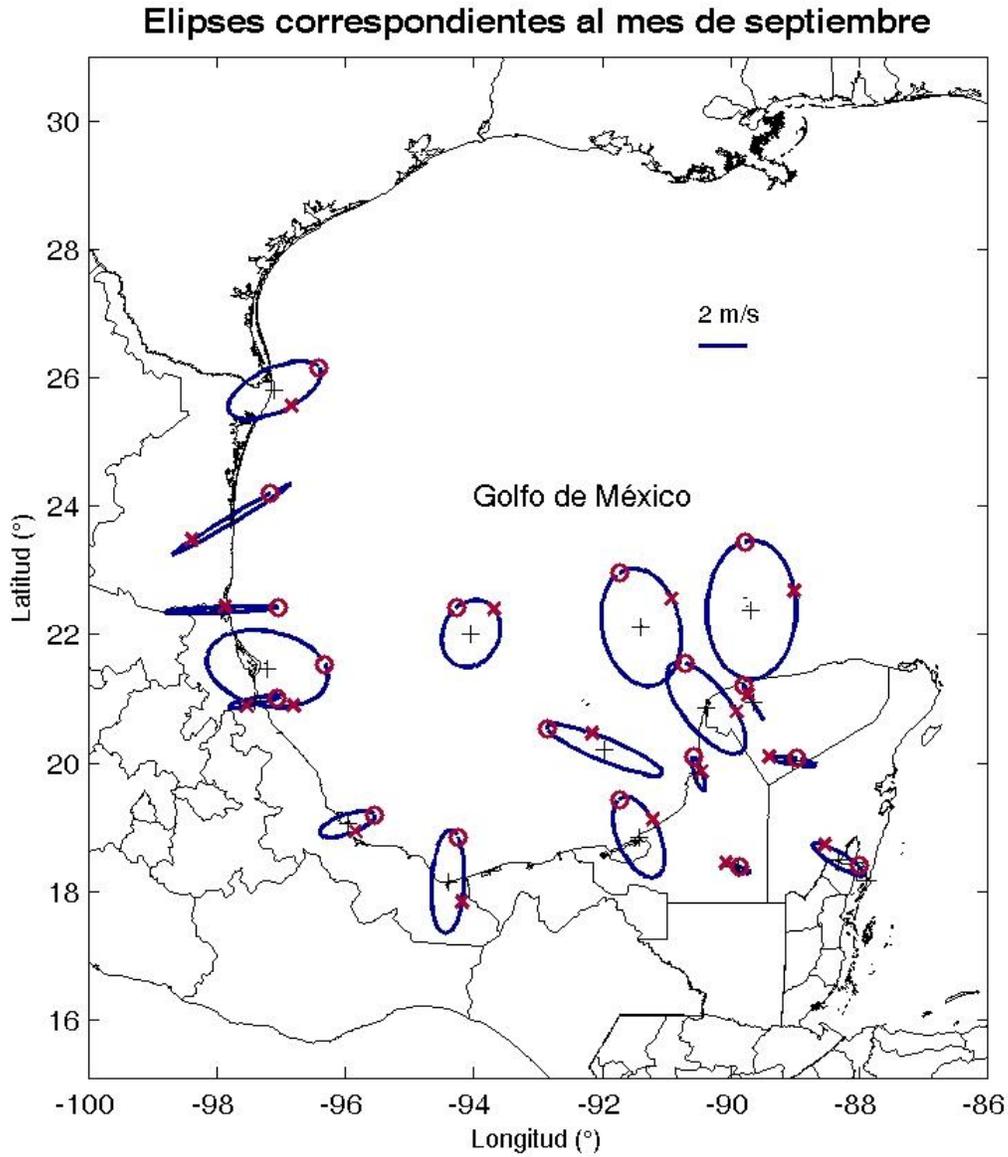


Figura 5.20: Mapa con las elipses calculadas con la SVD para las estaciones costeras del Golfo de México y de la Península de Yucatán, año 2006. El círculo indica el viento a las 0:00 horas y la cruz indica el viento 6 horas después.

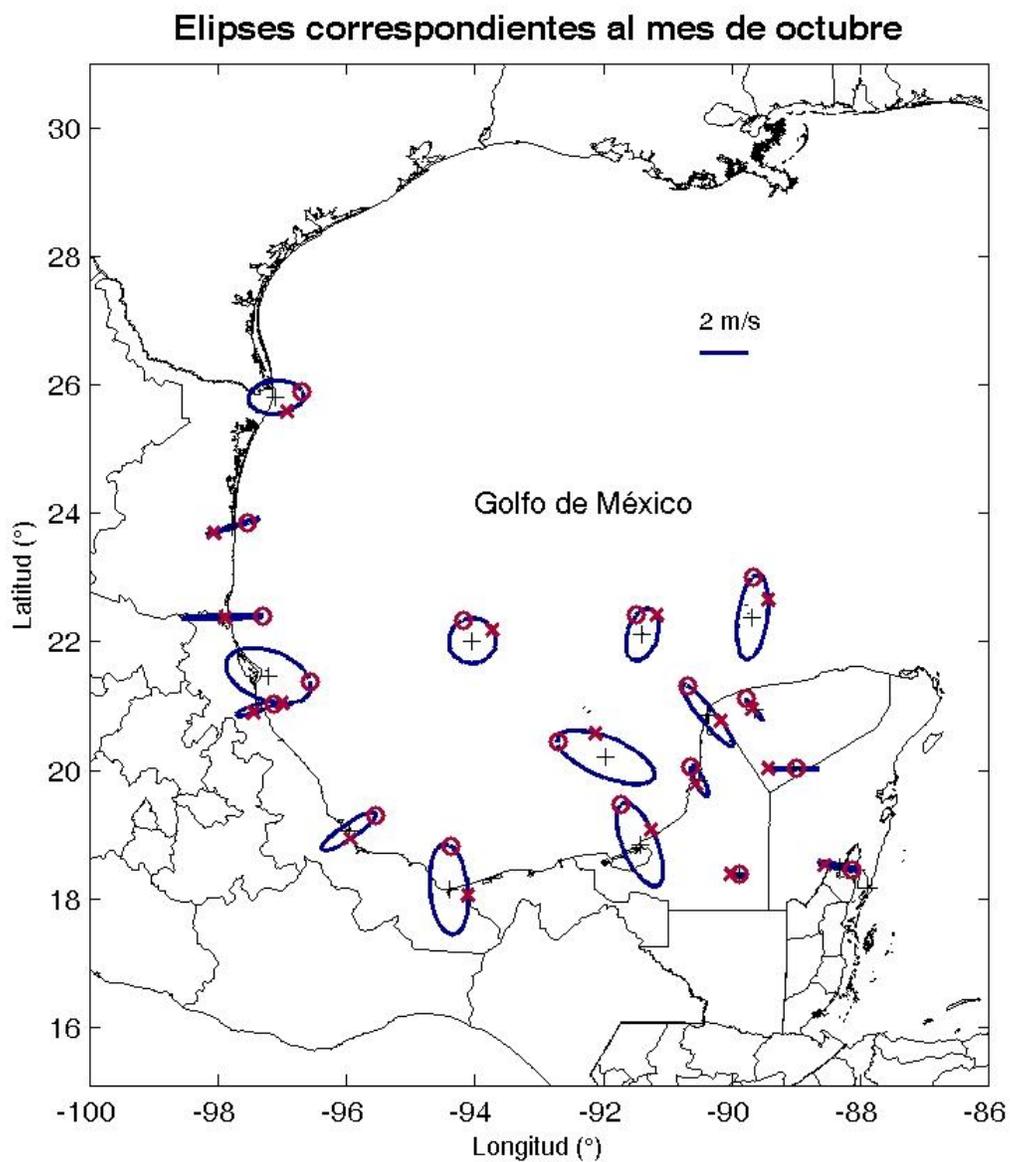


Figura 5.21: Mapa con las elipses calculadas con la SVD para las estaciones costeras del Golfo de México y de la Península de Yucatán, año 2006. El círculo indica el viento a las 0:00 horas y la cruz indica el viento 6 horas después.

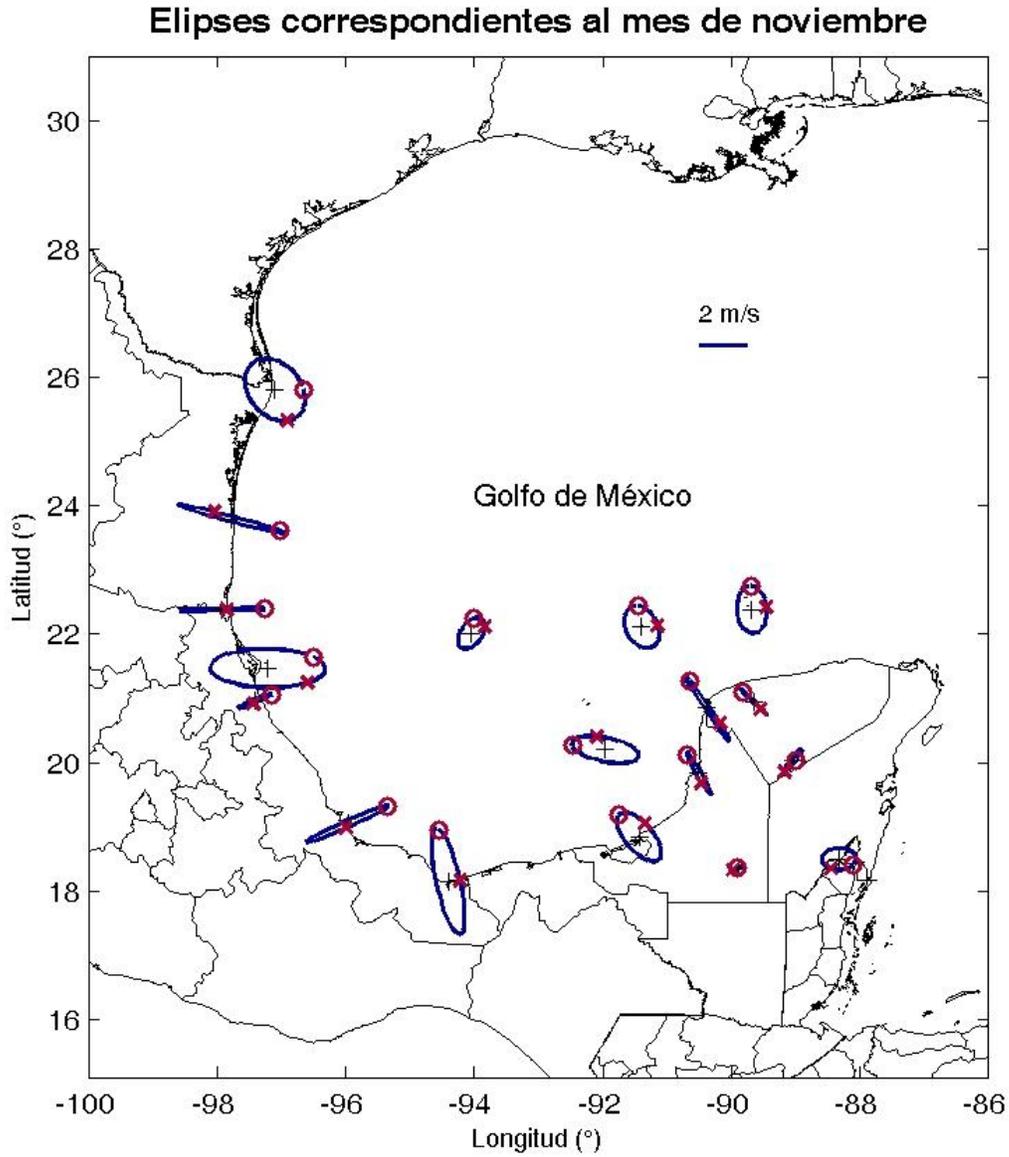


Figura 5.22: Mapa con las elipses calculadas con la SVD para las estaciones costeras del Golfo de México y de la Península de Yucatán, año 2006. El círculo indica el viento a las 0:00 horas y la cruz indica el viento 6 horas después.

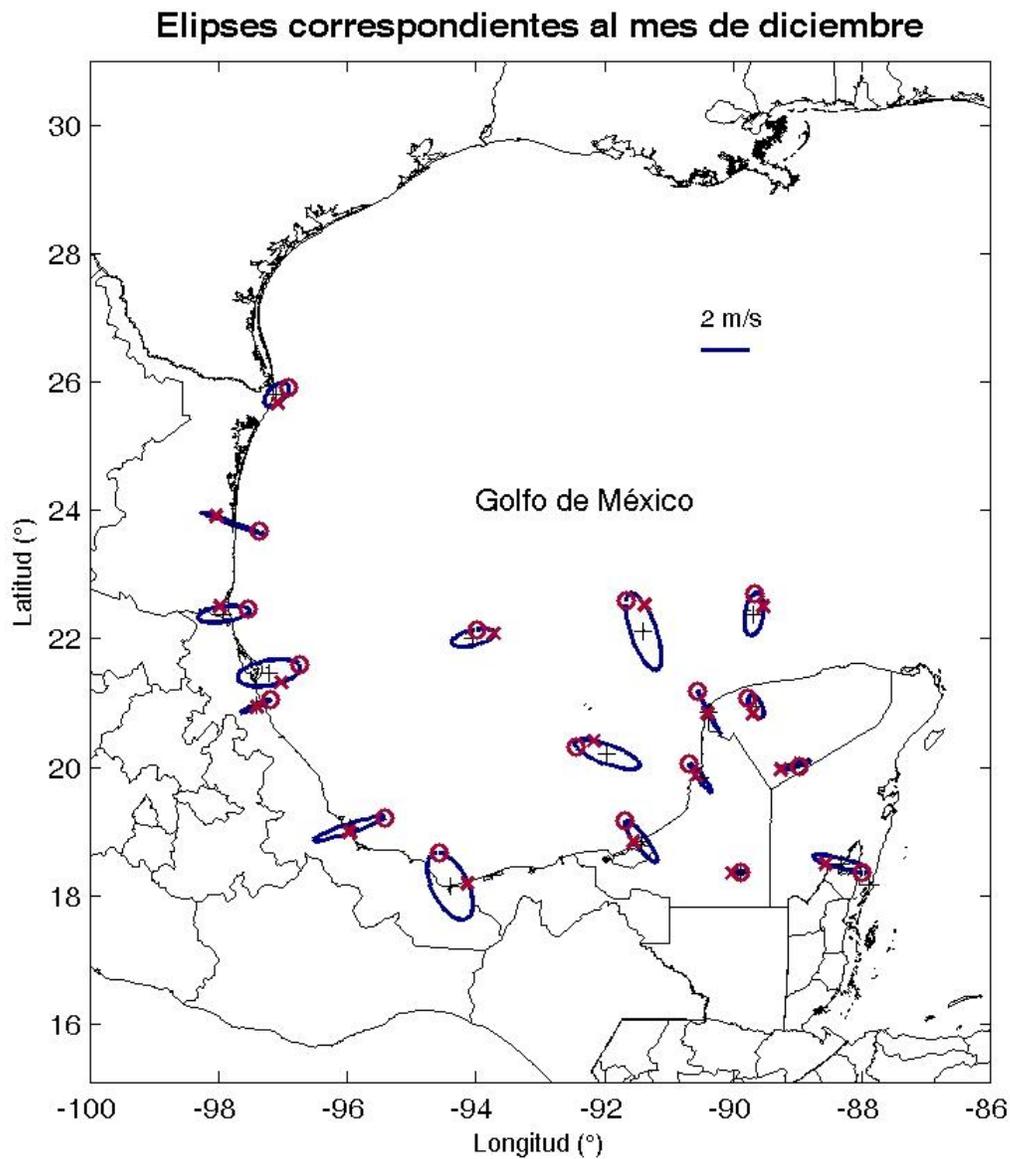


Figura 5.23: Mapa con las elipses calculadas con la SVD para las estaciones costeras del Golfo de México y de la Península de Yucatán, año 2006. El círculo indica el viento a las 0:00 horas y la cruz indica el viento 6 horas después.

que se encuentran tierra adentro se ve una mayor variabilidad en la señal como se puede observar en la serie de tiempo de temperatura incluida en las gráficas de las Figuras 5.24 y 5.25. En la Figura 5.24c se observa que la variación diurna de la temperatura del aire no sobrepasa los 5°C para el mes de abril de la estación ubicada en Cayo Arenas, mientras que en la estación en Celestum (Figura 5.25c) la variación es mucho mayor –hasta 30°C – además de que la señal es más ruidosa⁶.

Estas diferencias en temperaturas son más marcadas en el mes de abril. Esto se puede observar si se comparan todas las gráficas de temperatura en las figuras del Apéndice(C).

Respecto a las otras variables, cuando se presenta la progresión de los vientos ya sea tierra adentro o mar adentro, las propiedades de la masa que se mueve son distintas a las del aire circundante, lo que produce un cambio en la humedad y en la presión. En el caso de la humedad también se registra esta variación diurna en los datos (Figura 5.24d y 5.25d), en la estación de Celestún la variación es mayor debida a su cercanía a la costa⁷.

Por otro lado, la variación diurna en la presión atmosférica causada por la brisa es disimulada por las variaciones ‘naturales’ semidiurna y diurna de la presión atmosférica (marea atmosférica). Estas variaciones pueden observarse también en las Figuras 5.24e y 5.25e, pero no se puede formular una hipótesis acerca de la señal correspondiente a las brisas sin un análisis previo (no se hizo el análisis de esta variable en este trabajo).

⁶Y además contiene componentes de mayor frecuencia que puede ser debido a la diferencia de frecuencia de muestreo.

⁷La cercanía a la costa implica menor distancia al contraste en las propiedades de las diferentes masas de aire (húmedo y seco).

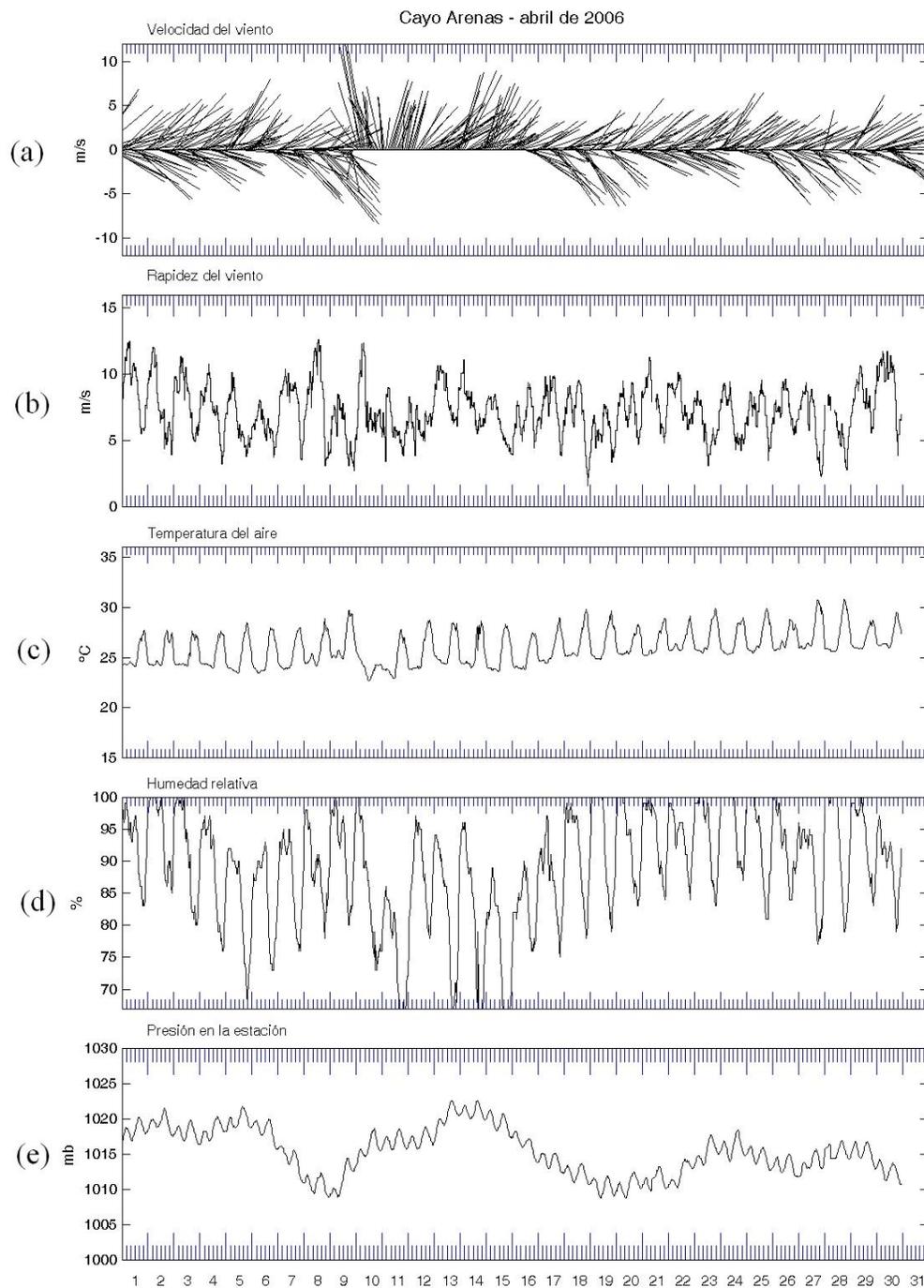


Figura 5.24: Gráfica de las cinco variables meteorológicas medidas por la estación meteorológica ubicada en Cayo Arenas durante el mes de abril del 2006.

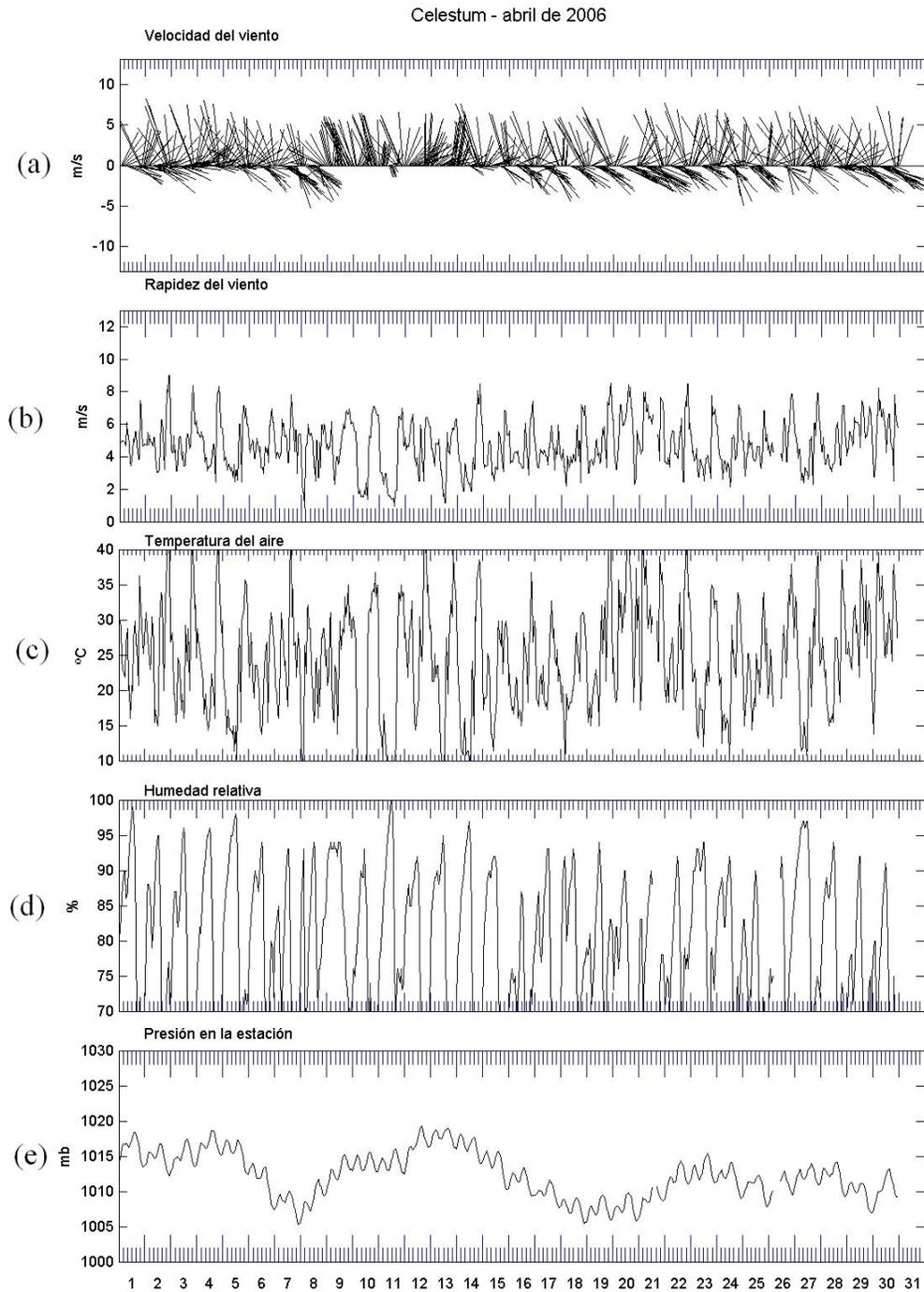


Figura 5.25: Gráfica de las cinco variables meteorológicas medidas por la estación meteorológica ubicada en Celestum durante el mes de abril del 2006.

Para tratar de responder la principal cuestión de este trabajo fue necesario hacer otro tipo de análisis además de los ya presentados en los resultados.

5.4. Variabilidad estacional

Como puede apreciarse en las Figuras 5.12-5.23, la señal diurna presenta una variabilidad a lo largo del año. Como también ya se ha mencionado, esta señal en el sureste mexicano parece coincidir con la señal de la canícula [21].

Para una mejor visualización de cómo varía la máxima amplitud de la señal diurna a lo largo del año se presentan unas gráficas que contienen los valores de la magnitud del semieje mayor de la elipse (que son valores mensuales), y el promedio mensual de la magnitud del viento. No es apropiado tratar de analizar cómo varía la señal diurna a lo largo del año si para la mayoría de las estaciones utilizadas no se tienen los datos de enero, febrero y marzo. Pero es lógico suponer que en estas estaciones la componente diurna disminuye debido a la presencia de los fenómenos meteorológicos que se presentan en el invierno⁸ –*nortes*.

En las Figuras 5.26-5.28 se graficó la rapidez del viento promedio mensual y la magnitud del semieje mayor de la elipse de cada estación para tratar de encontrar una relación entre la rapidez del viento medio –en este caso el viento promedio mensual– y la amplitud de la componente diurna. Como puede apreciarse, esta relación no es sencilla pero si se estudian con detenimiento las Figuras 5.29-5.34 puede observarse una relación entre los vientos promedio del mes observados por el QuikSCAT y los máximos en la amplitud de los semiejes mayores de las elipses calculadas con la SVD.

Las Figuras 5.29-5.34 dan un panorama más amplio del comportamiento del viento medio en la zona de estudio ya que muestra la magnitud y dirección del viento en una zona más amplia. Mientras que en las Figuras 5.26-5.28 se tiene la magnitud del viento en el punto donde la EMA está ubicada.

Dependiendo de su dirección, los vientos promedio pueden inhibir la señal diurna en los casos cuando éstos se oponen a la dirección de la señal diurna (la que indica el semieje mayor); cuando los vientos promedio aumentan su componente paralela a la costa coincide con la disminución de la amplitud de la elipse. Esto puede observarse cuando se hace el ejercicio de superponer las elipses de las Figuras 5.12-5.23 sobre las Figuras 5.29-5.34. En el caso particular de Coatzacoalcos aún cuando los vientos son normales a la línea de costa, el aumento en la magnitud de éstos es tal que es capaz de inhibir la componente diurna.

⁸Esta tendencia se aprecia observando los datos de las estaciones que si incluyen esos meses, y observando los últimos meses de todas las estaciones (5.26-5.28).

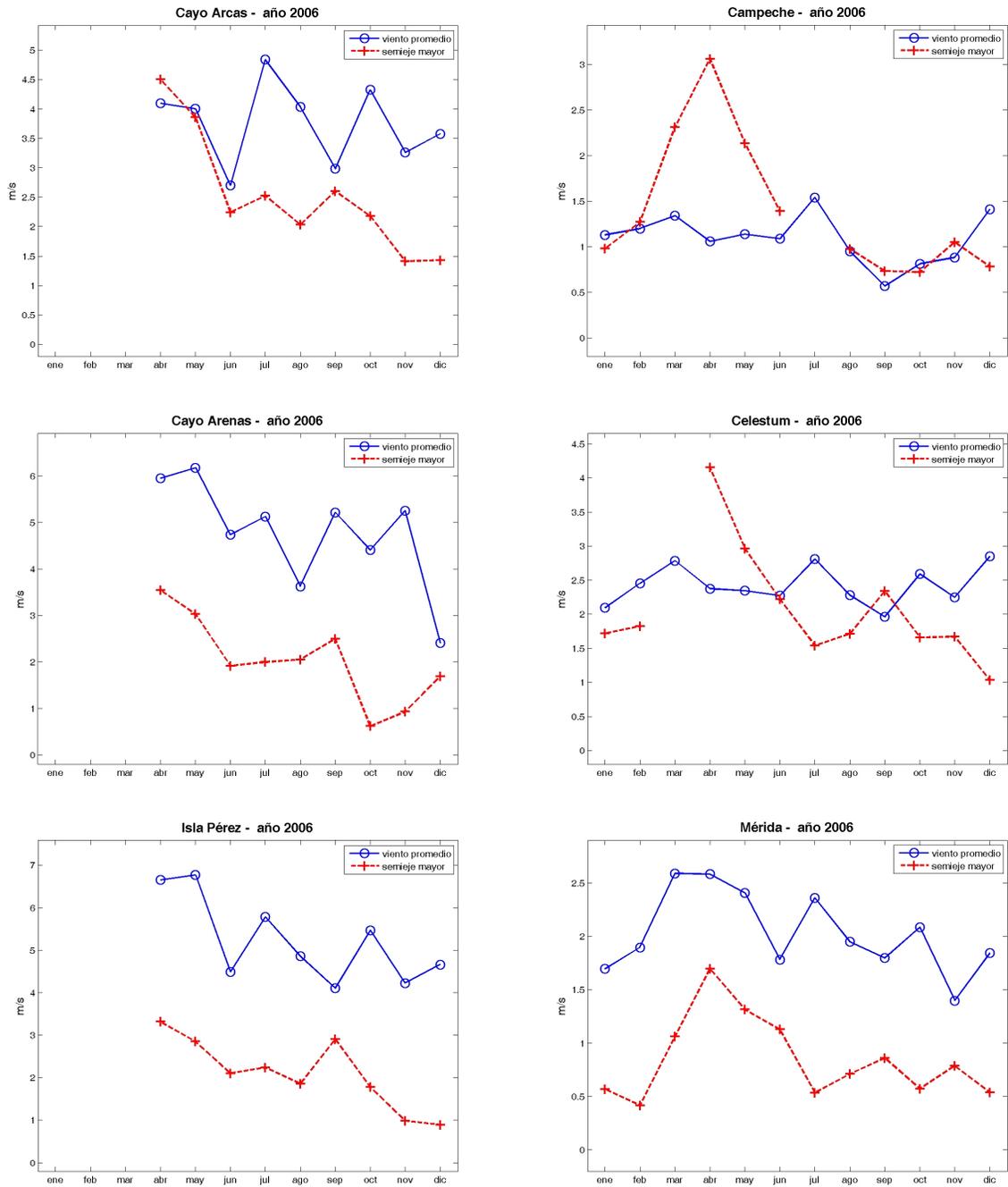


Figura 5.26: Gráficas de la amplitud del semieje mayor de la elipse mensual calculada y el viento promedio mensual.

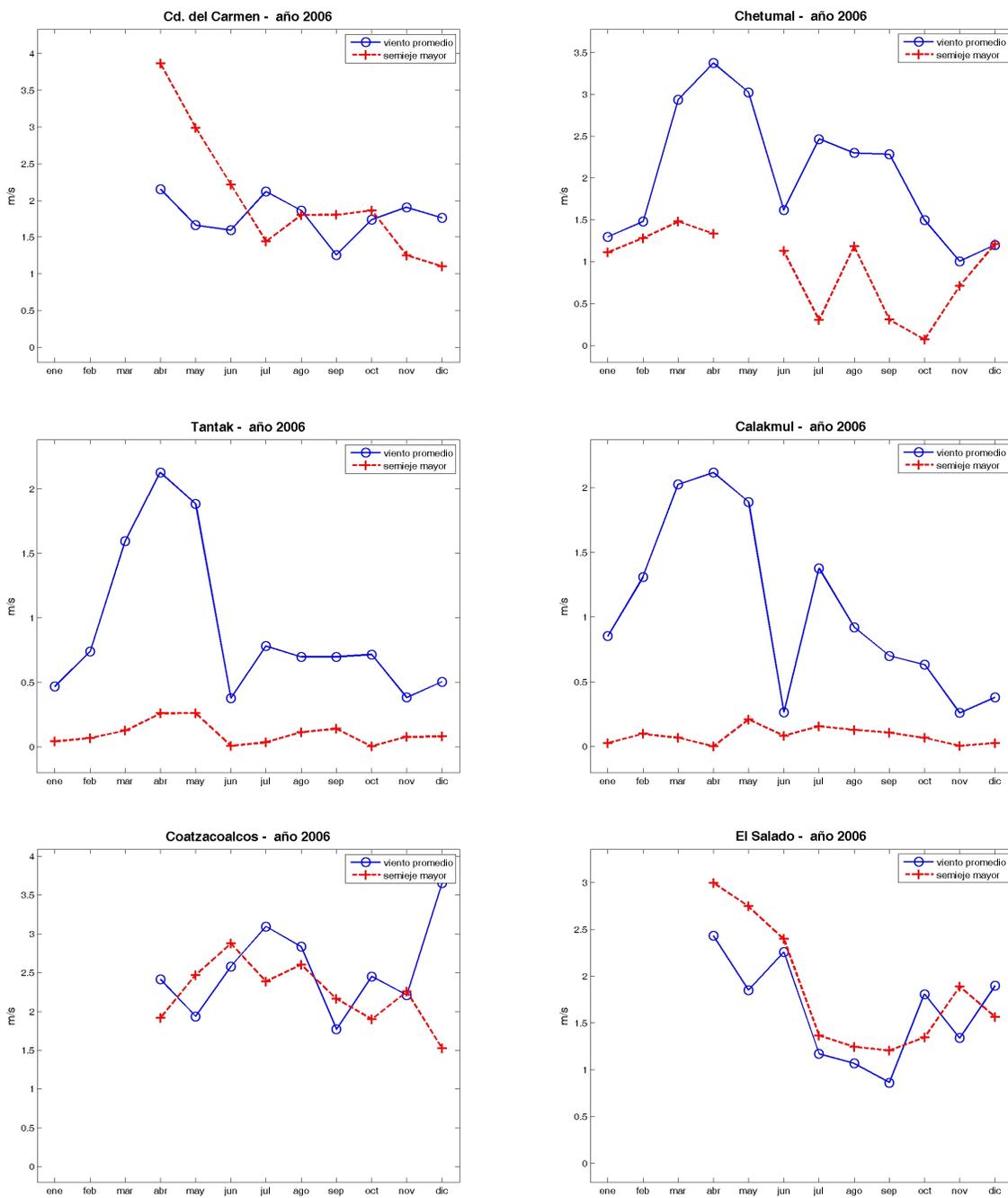


Figura 5.27: Gráficas de la amplitud del semieje mayor de la elipse mensual calculada y el viento promedio mensual.

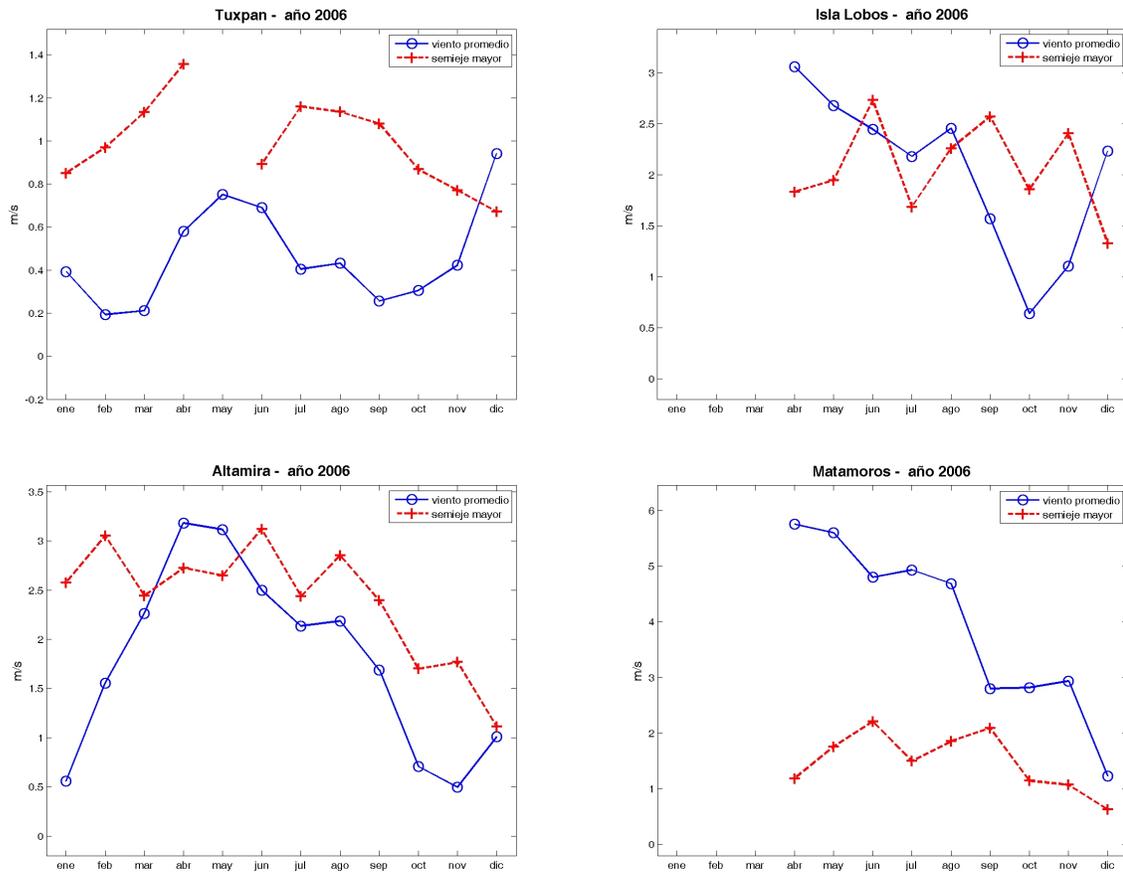


Figura 5.28: Gráficas de la amplitud del semieje mayor de la elipse mensual calculada y el viento promedio mensual.

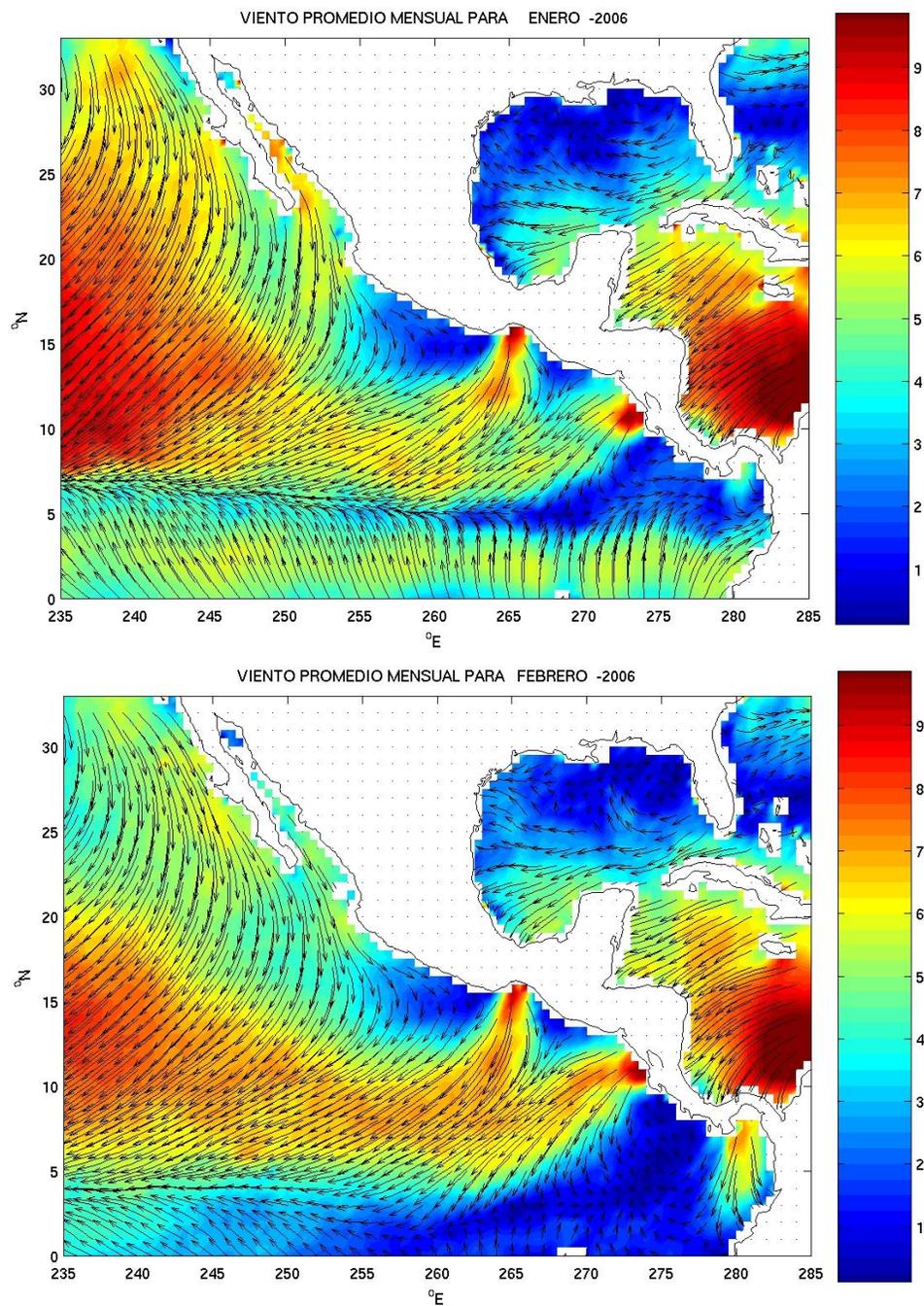


Figura 5.29: Vientos promedios mensuales (ms^{-1}) correspondientes a los meses de enero y febrero obtenidos con datos del escaterómetro QuikSCAT del año 2006. *Comunicación personal: R. Romero-Centeno, CCA-UNAM.*

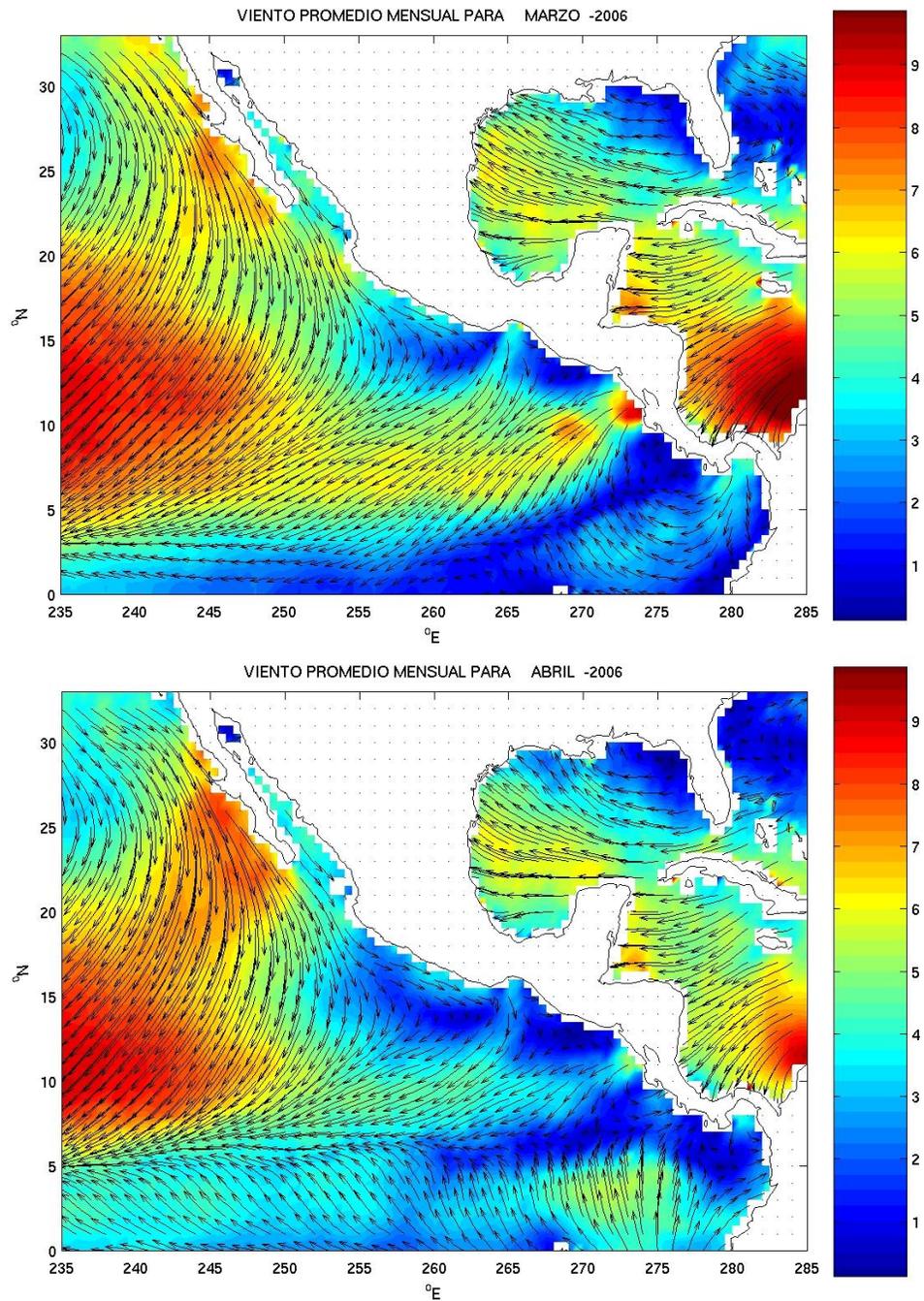


Figura 5.30: Vientos promedios mensuales (ms^{-1}) correspondientes a los meses de marzo y abril obtenidos con datos del escaterómetro QuikSCAT del año 2006.

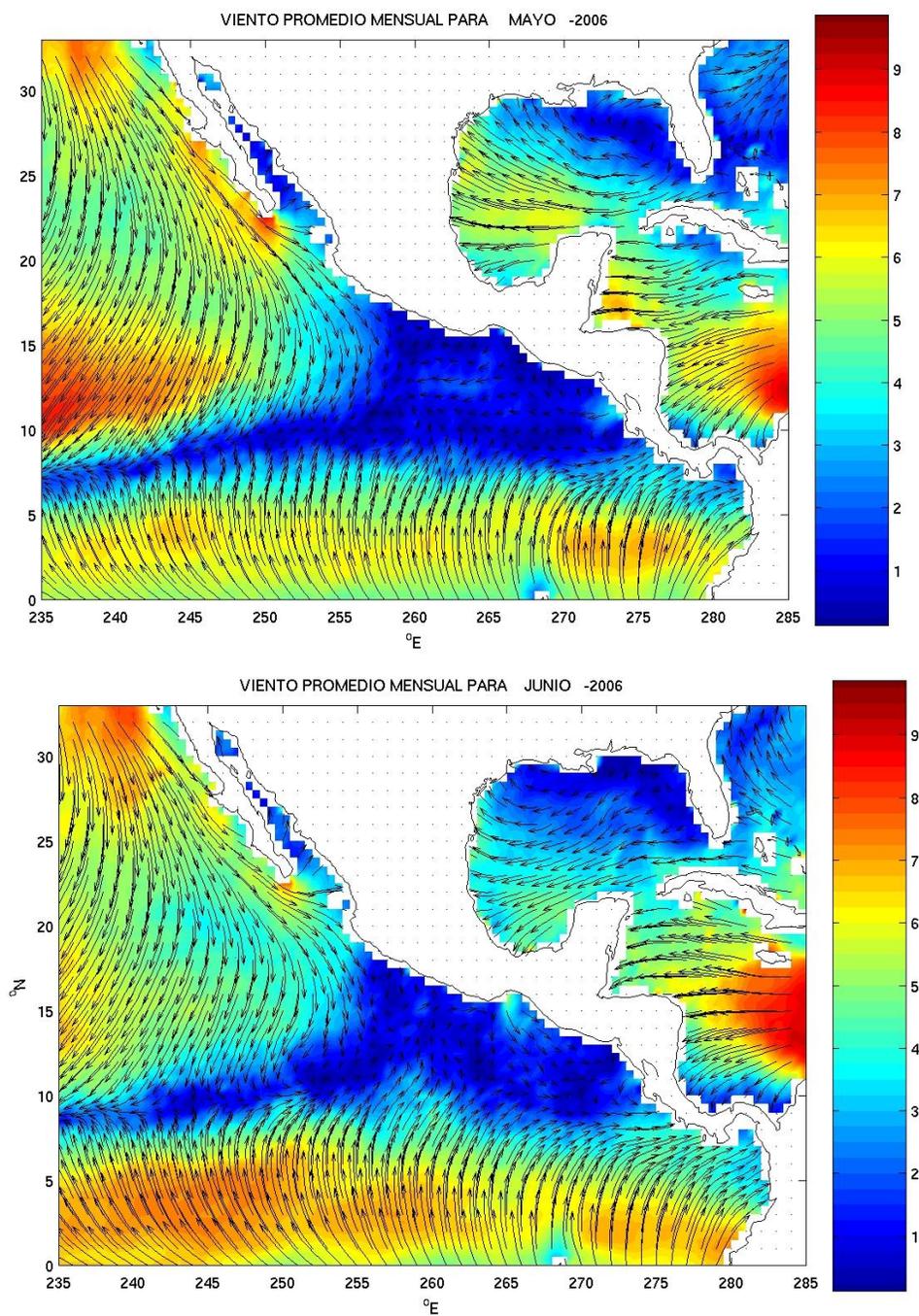


Figura 5.31: Vientos promedios mensuales (ms^{-1}) correspondientes a los meses de mayo y junio obtenidos con datos del escaterómetro QuikSCAT del año 2006.

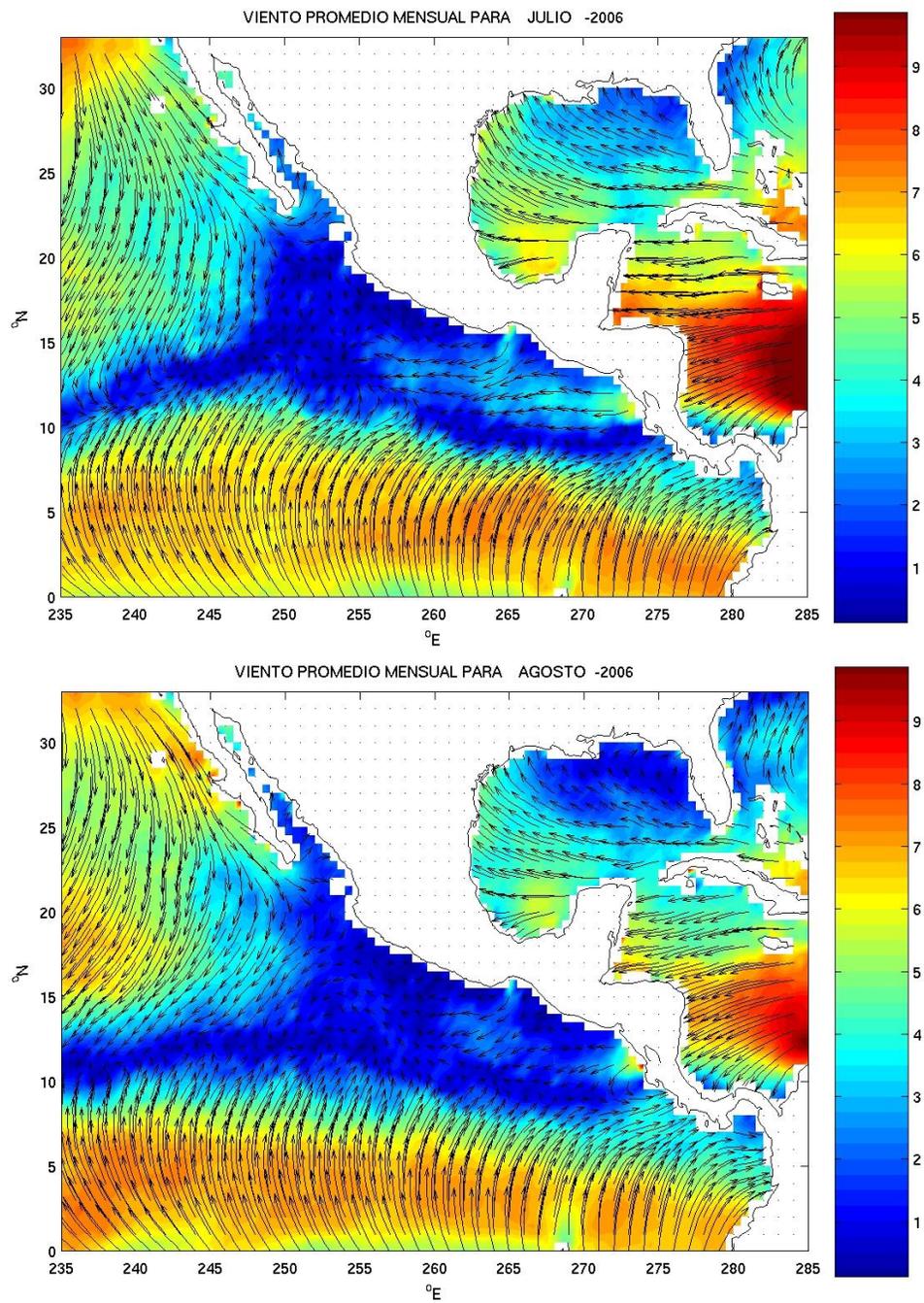


Figura 5.32: Vientos promedios mensuales (ms^{-1}) correspondientes a los meses de julio y agosto obtenidos con datos del escaterómetro QuikSCAT del año 2006.

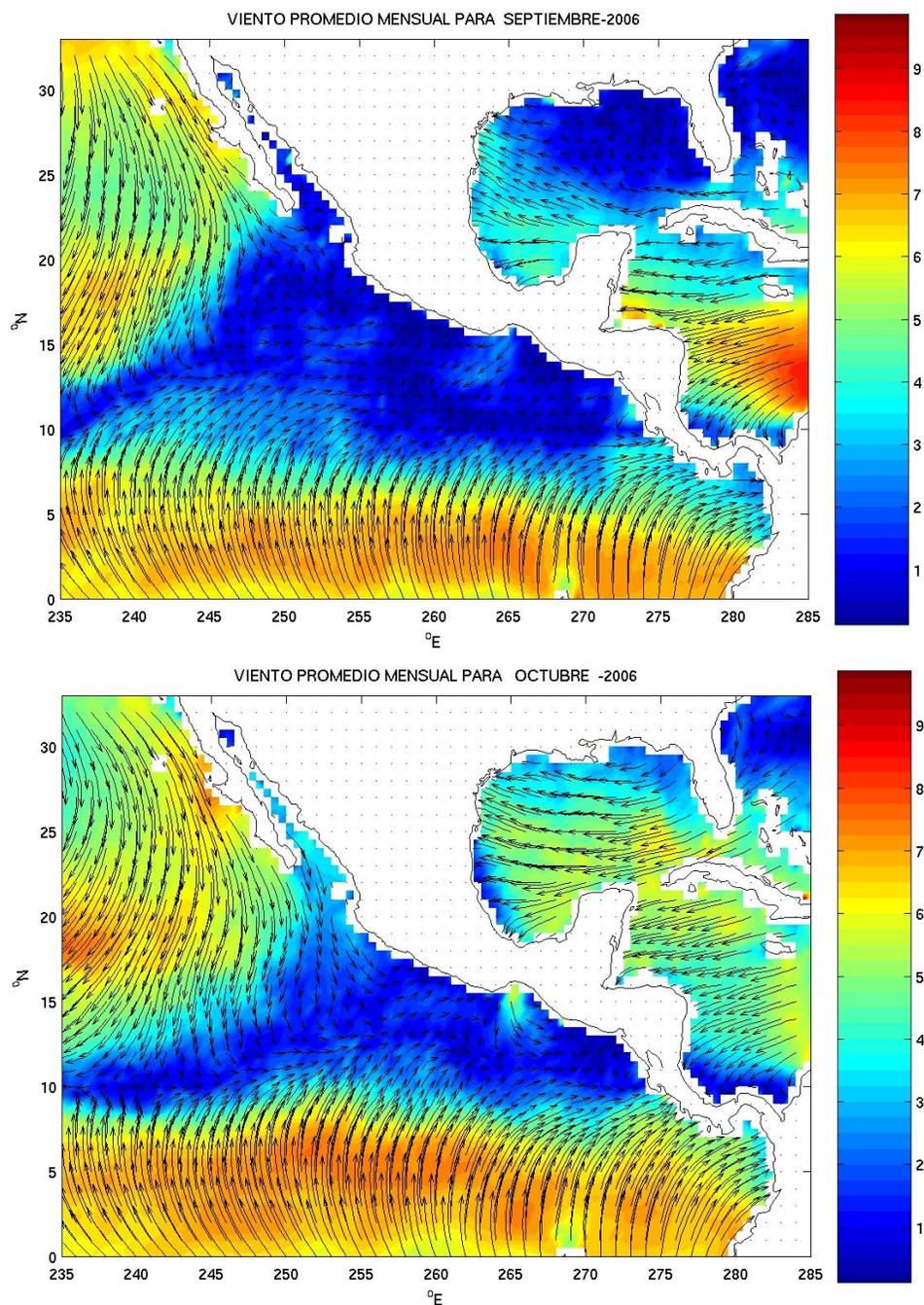


Figura 5.33: Vientos promedios mensuales (ms^{-1}) correspondientes a los meses de septiembre y octubre obtenidos con datos del escaterómetro QuikSCAT del año 2006.

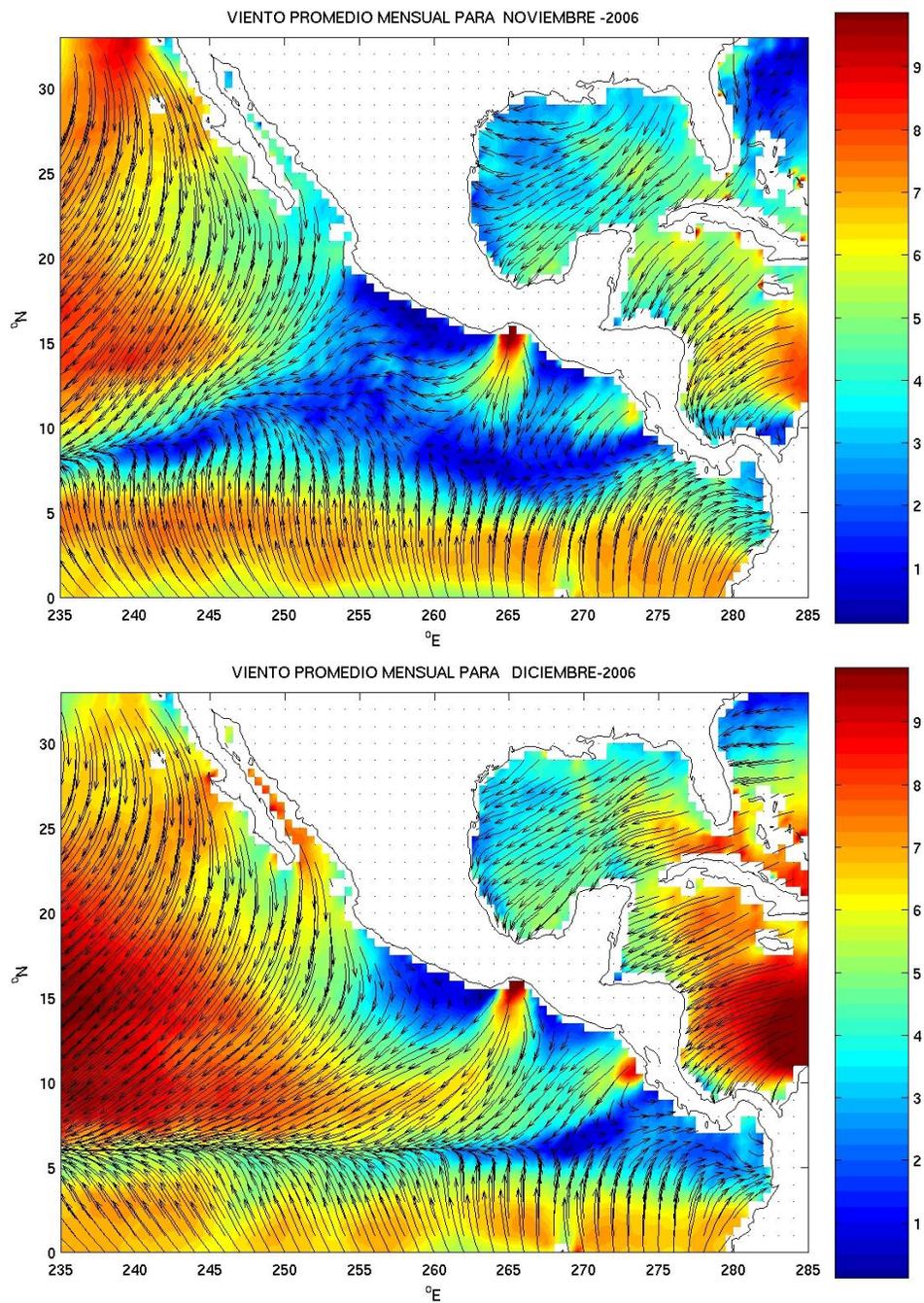


Figura 5.34: Vientos promedios mensuales (ms^{-1}) correspondientes a los meses noviembre y diciembre obtenidos con datos del escaterómetro QuikSCAT del año 2006.

5.5. Variabilidad en escala sinóptica

Además de tratar de relacionar el viento promedio a escala estacional con el desarrollo de la componente diurna del viento, se trató también de encontrar una relación entre el viento medio a escala sinóptica (duración del orden de días) y la intensidad de la señal diurna. Para hacer esto, se aplicó un filtro de promedios móviles con frecuencia de 24 hrs a las series de tiempo de las componentes de la velocidad del viento. Este promedio quita las señales de alta frecuencia (Capítulo 3) y nos quedamos con la señal de fenómenos de menor frecuencia. En estas gráficas de promedios corridos se pueden observar con gran claridad los fenómenos de escala sinóptica (3 a 7 días) .

En las Figuras 5.35 - 5.43, se tienen las gráficas de las componentes del viento para las estaciones del Banco de Campeche. Se puede observar que en la serie de tiempo la componente diurna es más marcada en la componente zonal. Se puede observar claramente que el viento medio viene del este, y tiene una contribución del norte mucho menor.

Un aspecto interesante es que al observar las componentes del viento medio, los fenómenos de escala sinóptica (los que se pueden observar con el filtro) son simétricos respecto a un eje imaginario. Esto indica que cuando se observa esta simetría en la gráfica se presentan fenómenos en los cuadrantes correspondientes a la dirección noroeste y sureste. Como esta simetría se presenta prácticamente todo el año, al menos para estas estaciones, tenemos que los vientos de escala sinóptica se mueven en dirección noroeste-sureste o sureste-noroeste, incluso en la temporada de *nortes*. Cuando disminuye esta simetría (la tendencia de los vientos) es entre julio, agosto y septiembre, según la ubicación de la EMA. Isla Pérez presenta una menor simetría en las gráficas, i.e., presenta menos fenómenos en dirección noroeste-sureste.

Al revisar las gráficas de promedio móviles de las otras estaciones se tiene que este viento medio del noroeste-sureste se presenta con mayor frecuencia en las estaciones del sureste (Apéndice E).

Por otro lado, revisando de nuevo las gráficas de astillas⁹ se puede observar que la componente diurna puede verse claramente en algunos lapsos de tiempo (del orden de días), en ciertos meses, en ciertas estaciones. Analizando cualitativamente las gráficas de promedios móviles cuando se presentan estos periodos, se aprecia que el viento medio permanece muy regular (sostenido) en sus dos componentes. Un ejemplo rápido se presenta con la Figura 5.24 y la Figura 5.38; como puede verse en el diagrama de astillas de la Figura 5.24, los primeros cinco días del mes de abril y a partir del día dieciseis del mismo, la señal diurna es muy clara, mientras que en la Figura 5.38 estos días corresponden a la variación mínima del viento medio.

Como puede verse en las gráficas de promedio móviles (Figuras 5.35 - 5.43), cuando el viento medio cambia de manera drástica, la componente diurna se ve afectada de manera negativa. Particularmente en las estaciones del Banco, la señal se inhibe cuando este cambio drástico se da en la dirección norte-sur.

⁹De ahora en adelante se les llamará así a las gráficas que presentan la serie de tiempo de un mes de la dirección y rapidez del viento en una sola gráfica. Esta se encuentra en las figuras que contienen las cinco variables meteorológicas graficadas (como las figuras 5.24 y 5.25).

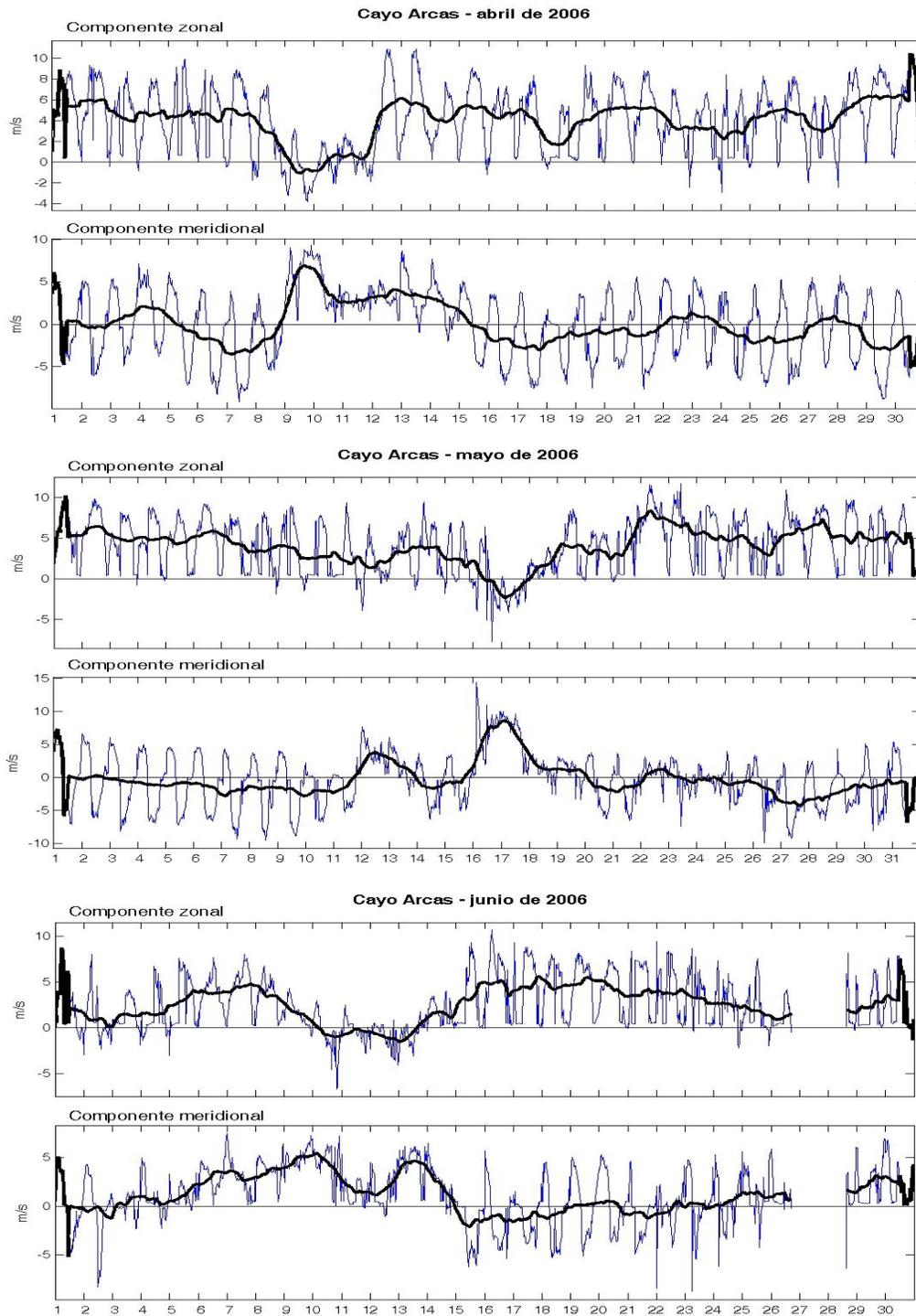


Figura 5.35: Componentes zonal y meridional del viento, la línea más delgada son datos, la línea más gruesa es el viento medio. Se muestran las series de tiempo de los meses de abril, mayo y junio de la estación ubicada en Cayo Arcas.

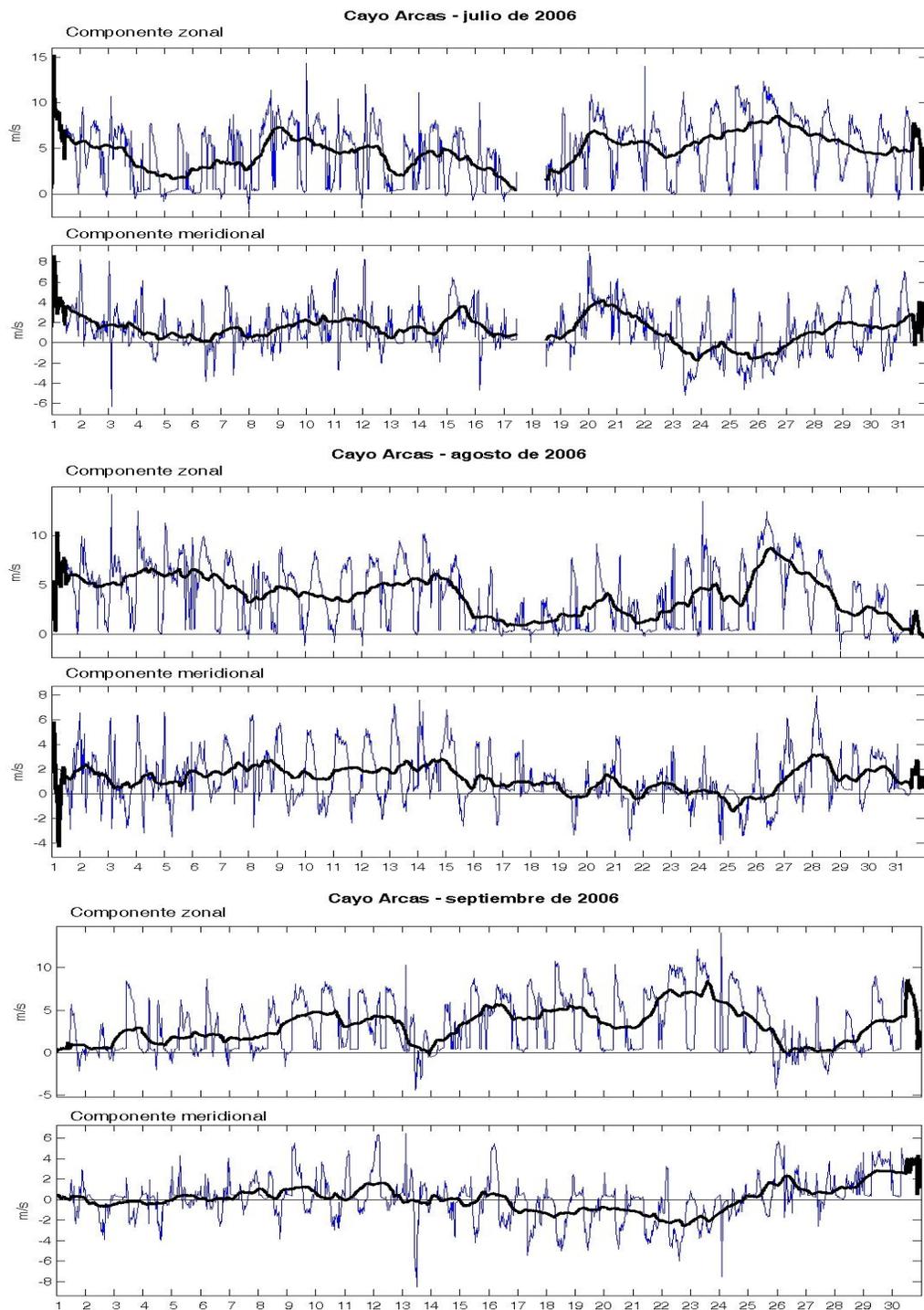


Figura 5.36: Componentes zonal y meridional del viento, la línea más delgada son datos, la línea más gruesa es el viento medio. Se muestran las series de tiempo de los meses de julio, agosto y septiembre de la estación ubicada en Cayo Arcas.

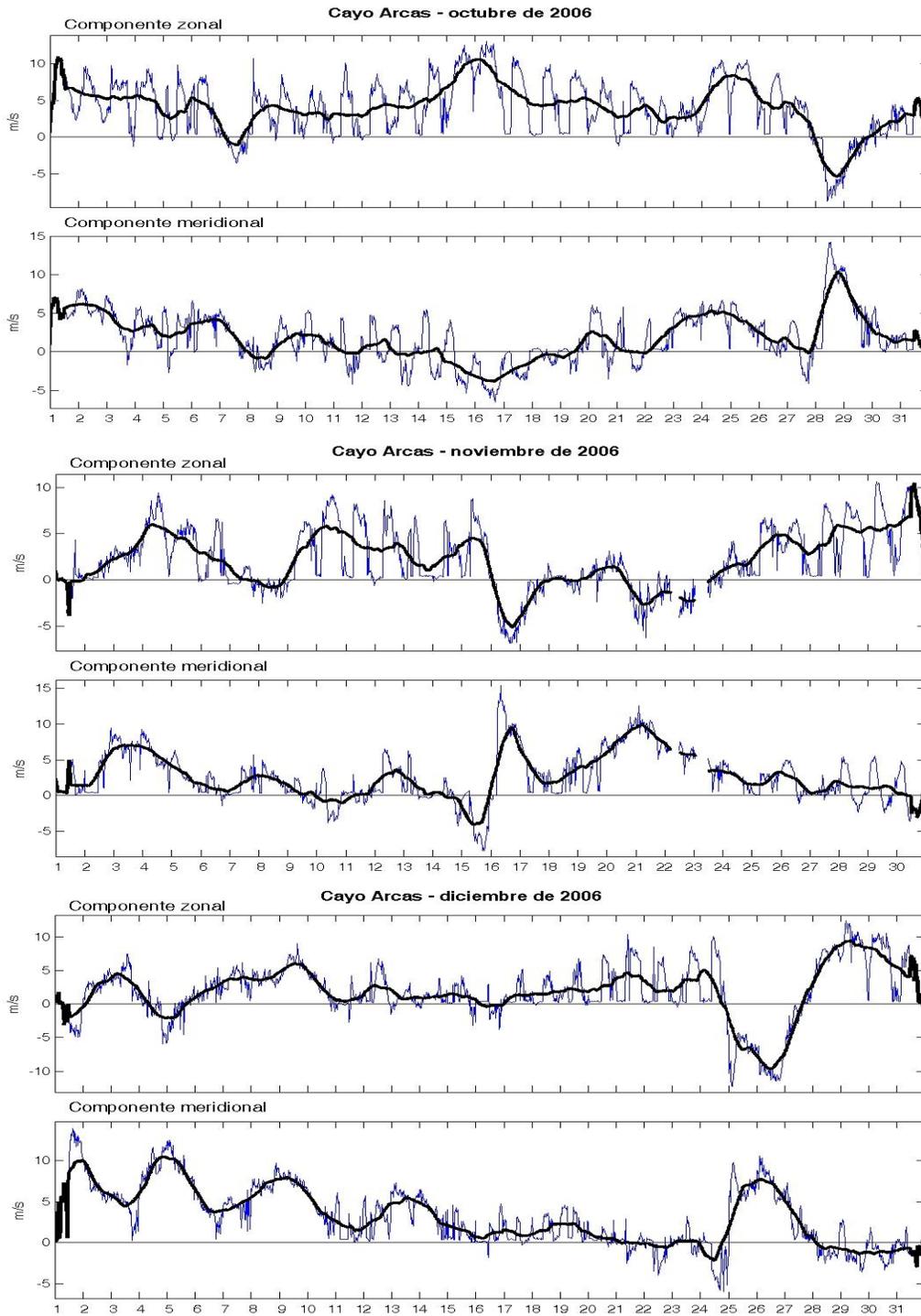


Figura 5.37: Componentes zonal y meridional del viento, la línea más delgada son datos, la línea más gruesa es el viento medio. Se muestran las series de tiempo de los meses de octubre, noviembre y diciembre de la estación ubicada en Cayo Arcas.

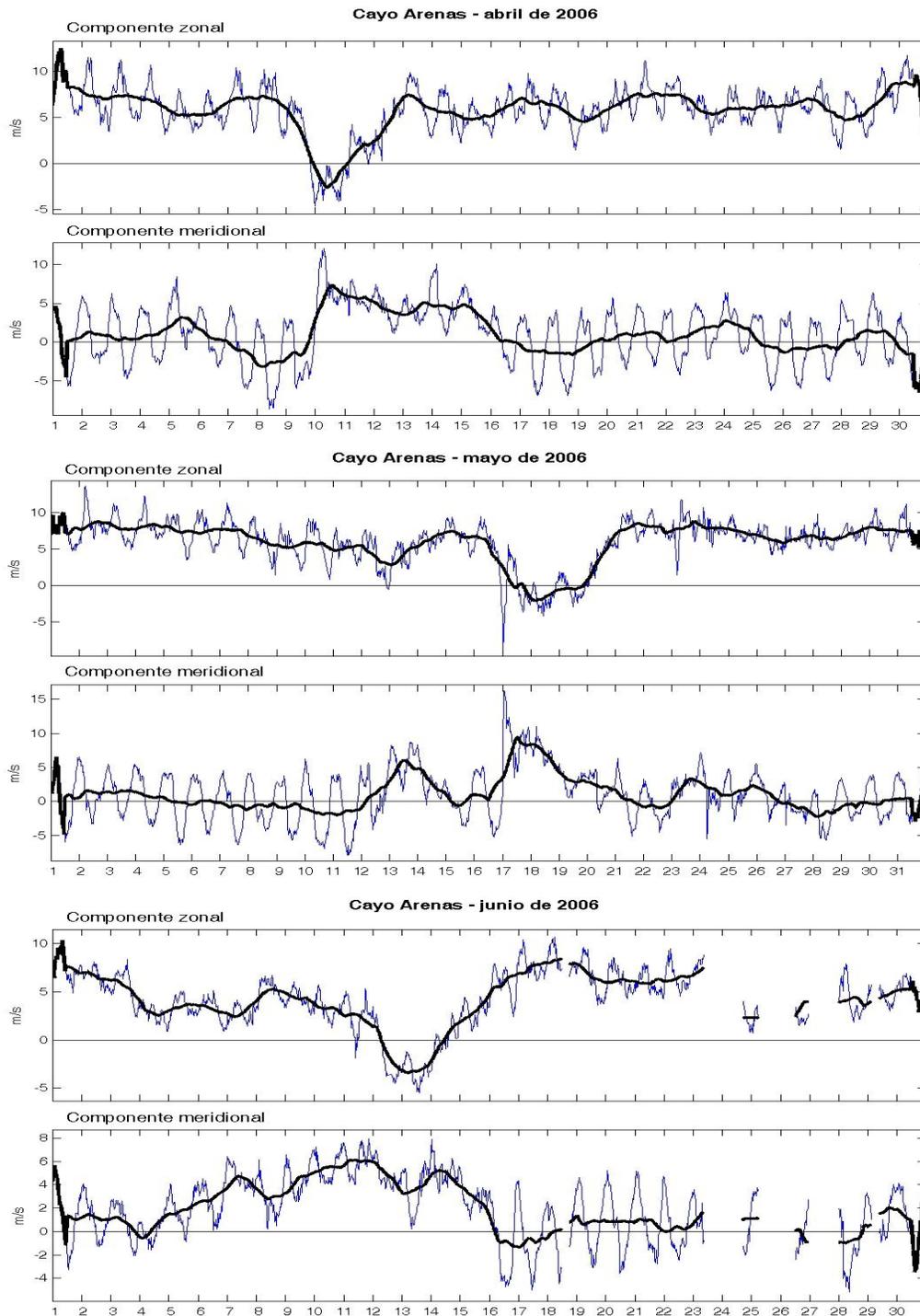


Figura 5.38: Componentes zonal y meridional del viento, la línea más delgada son datos, la línea más gruesa es el viento medio. Se muestran las series de tiempo de los meses de abril, mayo y junio de la estación ubicada en Cayo Arenas.

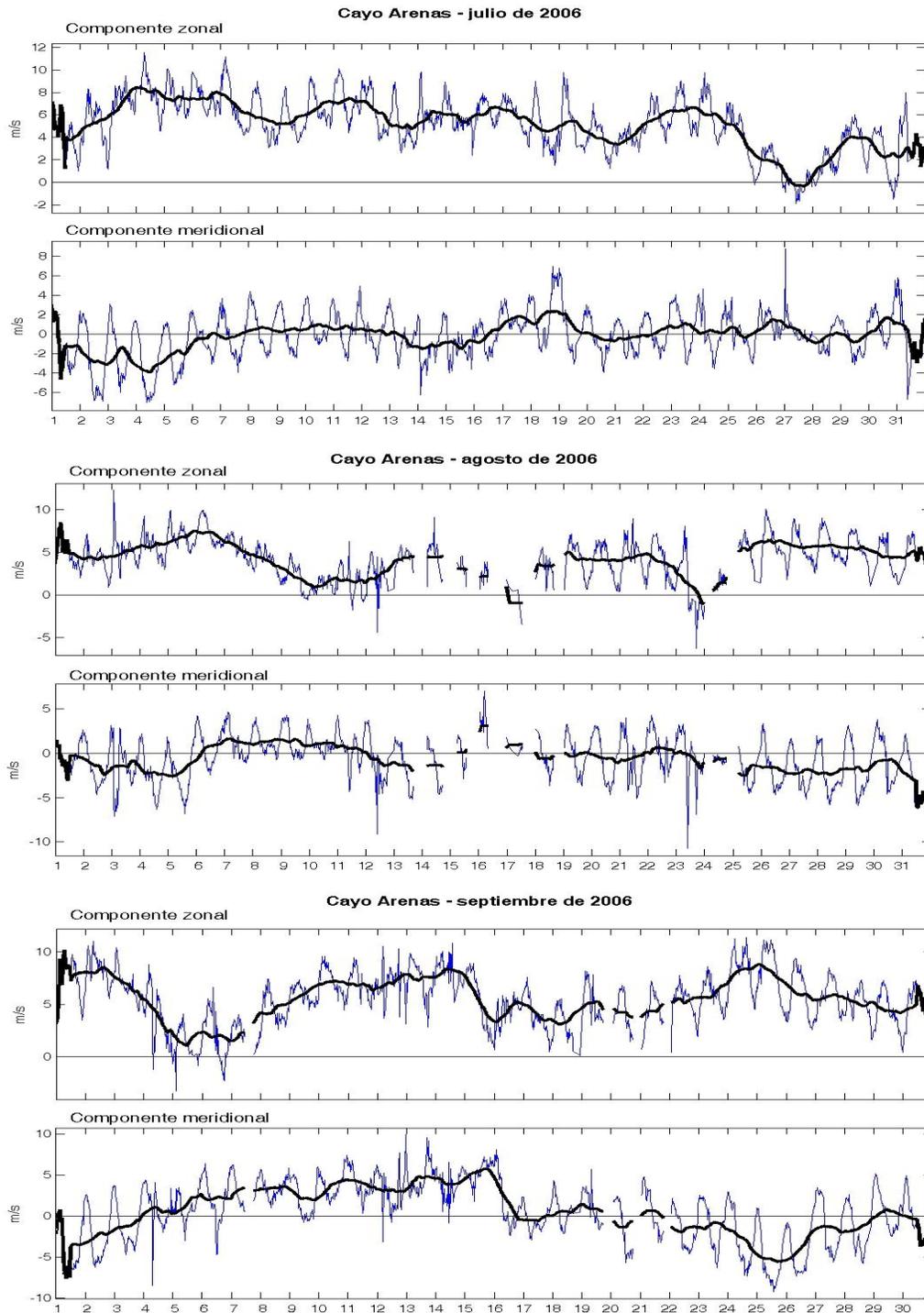


Figura 5.39: Componentes zonal y meridional del viento, la línea más delgada son datos, la línea más gruesa es el viento medio. Se muestran las series de tiempo de los meses de julio, agosto y septiembre de la estación ubicada en Cayo Arenas.

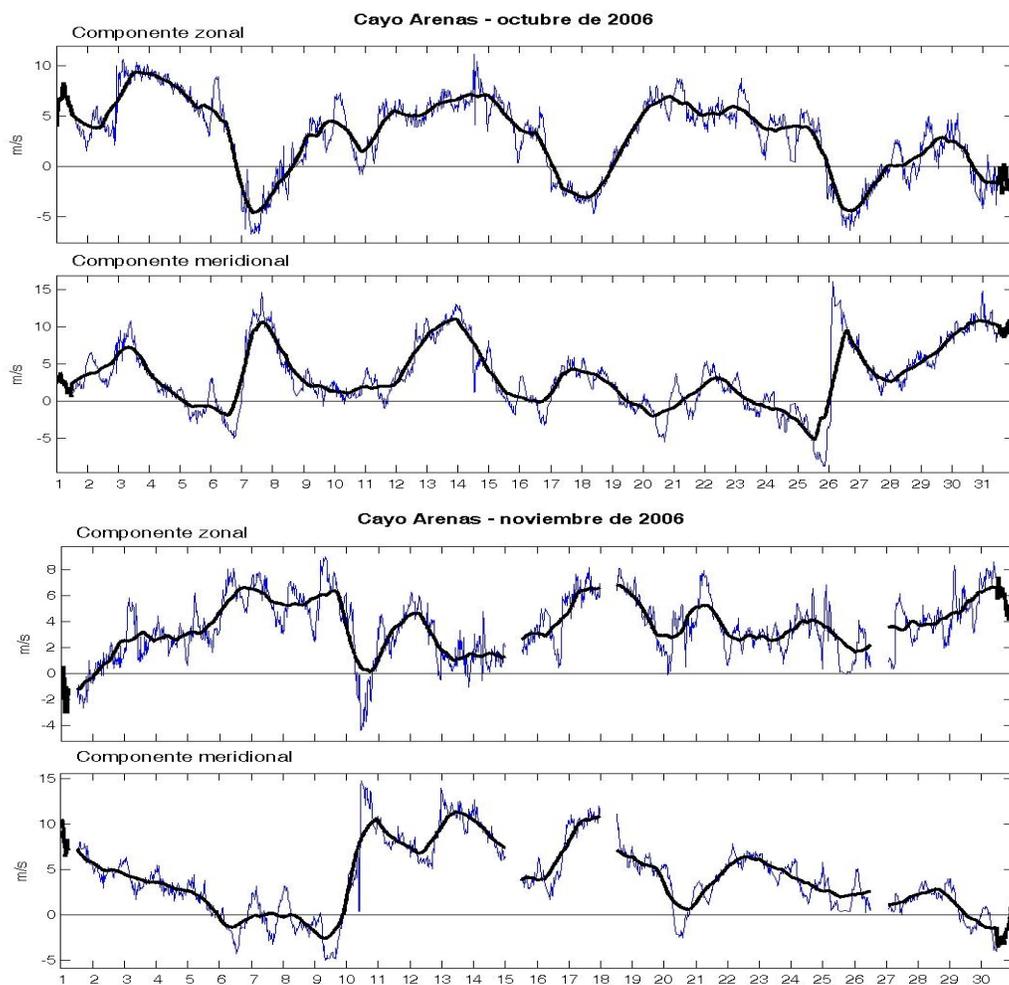


Figura 5.40: Componentes zonal y meridional del viento, la línea más delgada son datos, la línea más gruesa es el viento medio. Se muestran las series de tiempo de los meses de octubre y noviembre de la estación ubicada en Cayo Arenas.

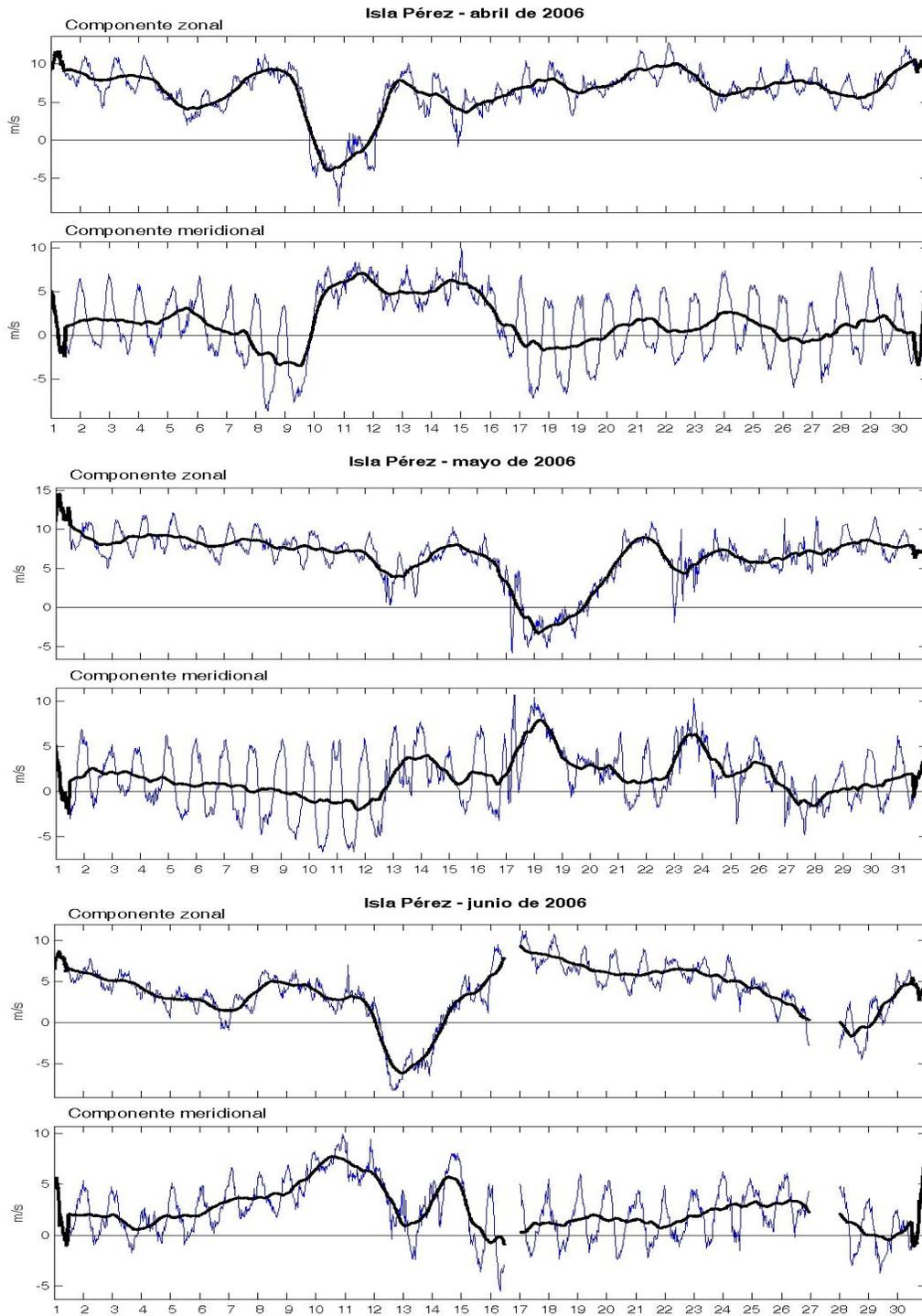


Figura 5.41: Componentes zonal y meridional del viento, la línea más delgada son datos, la línea más gruesa es el viento medio. Se muestran las series de tiempo de los meses de abril, mayo y junio de la estación ubicada en Isla Pérez.

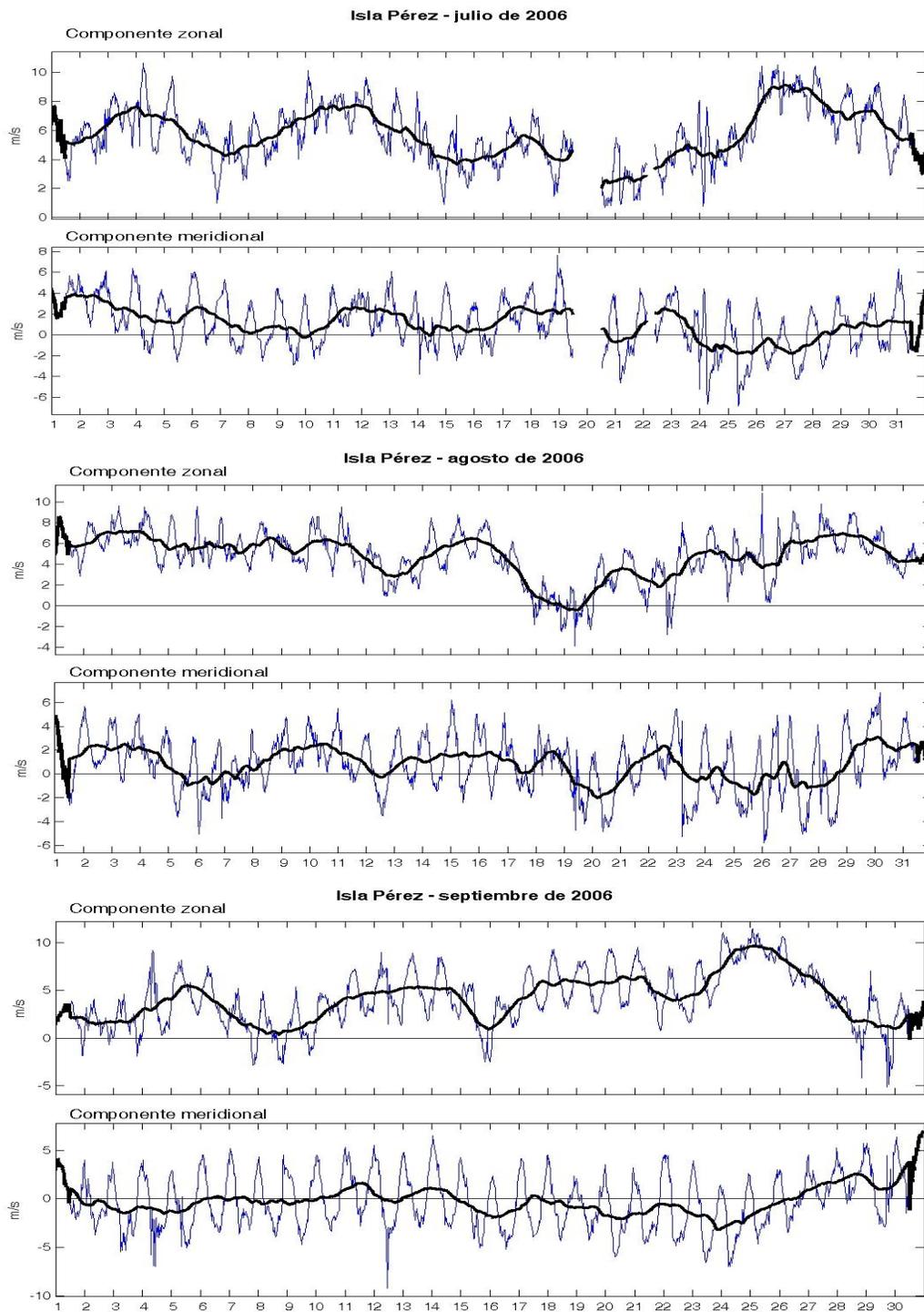


Figura 5.42: Componentes zonal y meridional del viento, la línea más delgada son datos, la línea más gruesa es el viento medio. Se muestran las series de tiempo de los meses de julio, agosto y septiembre de la estación ubicada en Isla Pérez.

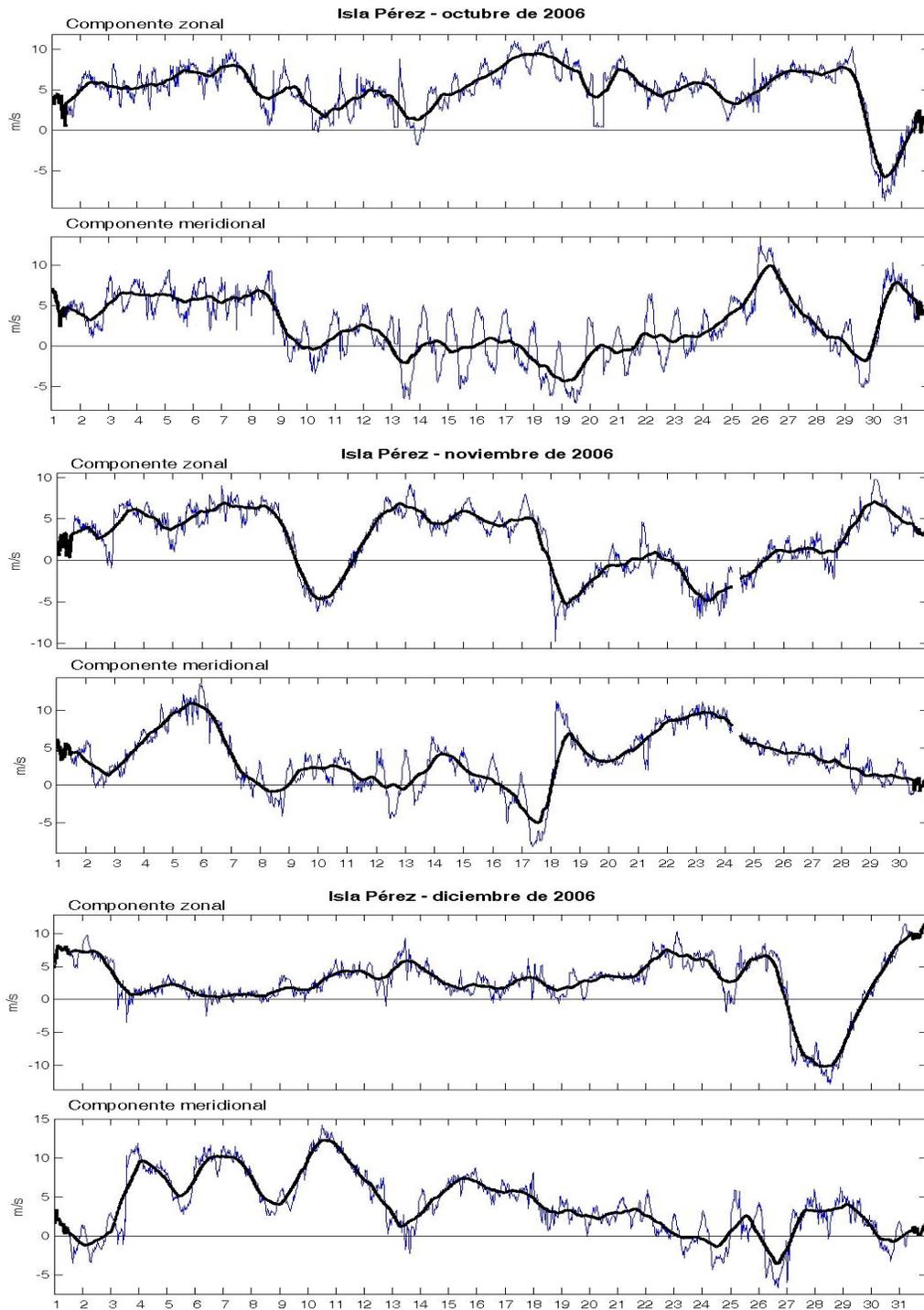


Figura 5.43: Componentes zonal y meridional del viento, la línea más delgada son datos, la línea más gruesa es el viento medio. Se muestran las series de tiempo de los meses de octubre, noviembre y diciembre de la estación ubicada en Isla Pérez.

Observando de nuevo todas las gráficas de las estaciones analizadas se puede apreciar este mismo comportamiento; el cual es mucho mayor en la época de *nortes*. Que está relacionado con lo que se discutió anteriormente en los mapas de viento medio, pero ahora se percibe en escala sinóptica.

5.6. Posibles causas de la amplitud de la componente diurna en el Golfo de México

Para redondear la discusión ya iniciada en las dos secciones anteriores, es necesario tener presentes todos los factores importantes que deben tenerse en cuenta al estudiar el mecanismo de las brisas.

Como se ha visto en el Capítulo 2, entre los principales factores que controlan el mecanismo de la brisa se encuentran el gradiente térmico entre la tierra y el océano, la fuerza de fricción en la superficie, la fuerza de Coriolis y el viento gradiente (viento sinóptico); además de estos se le suman: la estabilidad atmosférica, la forma de la línea de costa, la topografía y la interacción entre estos y otro tipo de sistemas de mesoescala que generan procesos no lineales.

5.6.1. La latitud y el efecto de Coriolis

La generación y el desarrollo de la brisa depende de la latitud debido a que el parámetro de Coriolis¹⁰ depende de ésta. En las ecuaciones (2.18), (2.19), (2.29), (2.30), (2.43), (2.44), (2.48) y (2.49) – las ecuaciones de movimiento horizontal de la brisa propuestas por diferentes autores – se puede ver que el parámetro de Coriolis es considerado en uno de los términos que controlan el movimiento de las brisas.

Rotunno [22] establece que el desarrollo de la brisa depende de que la frecuencia de forzamiento ω (24 hrs) sea mayor o menor que la frecuencia de Coriolis f . Cuando $f < \omega$ el movimiento de la brisa se da en forma de ondas internas inerciales u ondas de gravedad que hacen que el movimiento tenga mayor extensión.

Entonces como el Golfo de México está en la zona tropical, el desarrollo de las brisas es más favorable que en latitudes mayores.

El cambio de latitud en el mismo Golfo no parece ser un factor importante, ya que no parece haber diferencia entre las amplitudes de las elipses calculadas para las estaciones del lado oeste.

5.6.2. Fricción

La fricción de superficie disminuye el movimiento tierra adentro y así la extensión de la circulación de la brisa se alcanza antes del atardecer, cuando el forzamiento térmico se disipa [17]. Además de las interacciones que pueda tener con Coriolis, el viento medio y otros fenómenos pueden dar pie a procesos turbulentos que pueden cambiar el sentido del giro de la señal diurna [15, 2].

¹⁰El parámetro de Coriolis o frecuencia de Coriolis se expresa $f = 2\Omega \sin \varphi$, donde Ω es la frecuencia angular de la rotación de la Tierra y φ la latitud.

En este estudio, los coeficientes de fricción no son recabados, pero en los mapas de las elipses(Figuras 5.12-5.23) es claro que afecta la progresión de los vientos tierra adentro, y el momento del día en que se dan los vientos máximos. El valor de la fricción en el océano es menor lo que permite que la señal diurna no se disipe en lugares tan alejados de la costa como Cayo Arcas y Cayo Arenas.

5.6.3. Viento gradiente

Como se ha visto en la teoría y en los resultados, el viento medio (llamado muchas veces viento gradiente o geostrófico) puede inhibir o estimular la circulación de la brisa, dependiendo de su dirección respecto a la circulación, la línea de costa y su intensidad.

Como pudo estudiarse anteriormente, los fenómenos de escala sinóptica del viento medio son muy importantes en el desarrollo de la brisa, ya que estos, además del gradiente térmico, rigen el comportamiento de la brisa.

La dirección del viento medio en el sureste del Golfo y la posición de la línea de costa hacen que éste sirva como amplificador para la componente diurna en el sureste del Golfo de México.

5.6.4. Gradiente térmico

Aunque se ha mencionado la importancia del gradiente térmico como generador principal de la circulación térmica que es la brisa, los datos mostrados hasta ahora no contienen ninguna información acerca de éste (a excepción de los presentados en la Sección 5.3.1).

Como no se tienen series de tiempo de la temperatura del suelo y del océano en los datos proporcionados por las EMAs, se tomaron los datos de temperatura del aire que sí se proporcionaron. Esta temperatura debe reflejar de alguna manera la temperatura de la superficie terrestre y oceánica.

Únicamente para darse una idea de las temperaturas contrastantes entre la tierra y el océano, se tomaron pares de estaciones cercanas y se compararon las temperaturas máximas promedio del mes y las temperaturas mínimas promedio del mes. Esta diferencia es presentada en la Figura 5.44, en ésta se puede ver que la diferencia entre la temperatura máxima y mínima es máxima, en este caso, en abril. Esta diferencia es graficada en las Figuras 5.45-5.47 y comparada con la variación del semieje de la elipse en una de las estaciones. Como puede observarse hay una relación entre éste y el gradiente térmico, sobre todo en los momentos en que se dan la máxima amplitud de la señal diurna en el año.

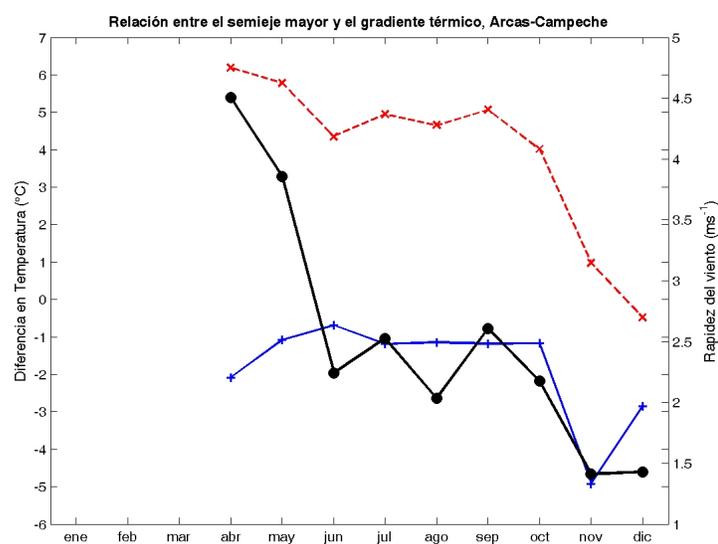


Figura 5.44: Diferencias de los promedios mensuales de temperatura máxima y mínima entre las estaciones en Cayo Arcas y Campeche. La línea punteada corresponde a la temperatura máxima y la continua con cruces a la temperatura mínima, la línea continua con círculos corresponde a la amplitud del semieje mayor de la elipse calculada para la estación en Cayo Arcas.

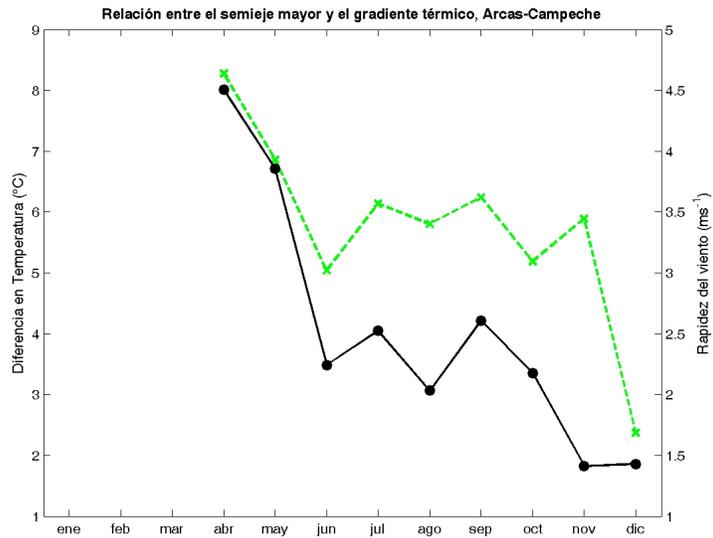


Figura 5.45: Contraste de temperaturas entre la estación Cayo Arcas y Campeche (línea punteada). La línea continua corresponde a las amplitudes del semieje mayor de la elipses calculadas para la estación en Cayo Arcas.

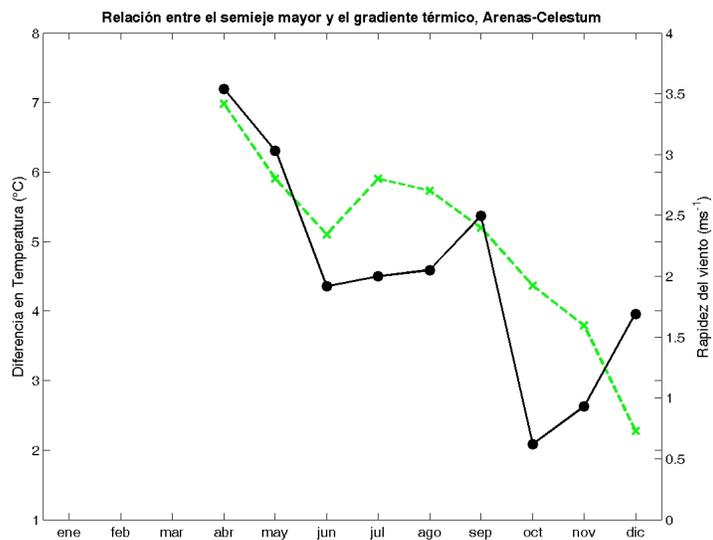


Figura 5.46: Contraste de temperaturas entre la estación Cayo Arenas y Celestum (línea punteada). La línea continua corresponde a las amplitudes del semieje mayor de la elipses calculadas para la estación en Cayo Arenas.

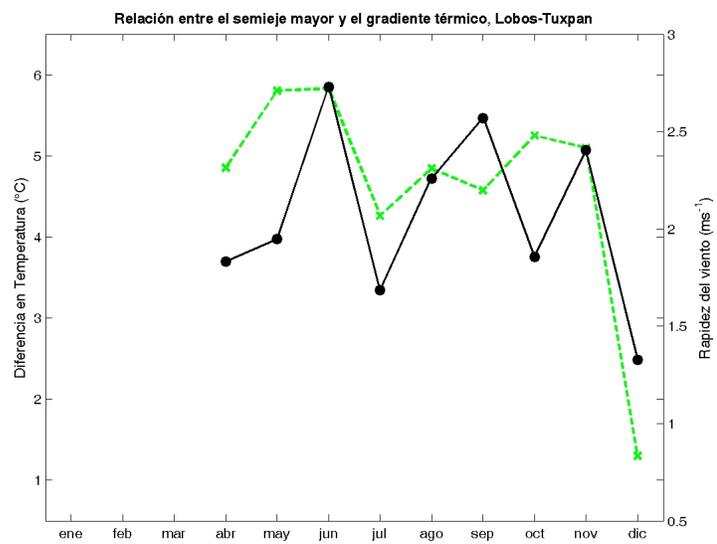


Figura 5.47: Contraste de temperaturas entre la estación en Isla Lobos y Tuxpan (línea punteada). La línea continua corresponde a las amplitudes del semieje mayor de la elipses calculadas para la estación en Isla Lobos.

Conclusiones

El análisis de los datos de las variables atmosféricas recolectadas en 17 estaciones meteorológicas automáticas a lo largo de la costa del Golfo de México, de la Península de Yucatán e islas y cayos, muestra que la amplitud de la componente diurna del viento en el sureste del Golfo de México es atípicamente mayor que la global [9].

En el sur del Golfo de México, la componente diurna del viento es intensa, pudiendo llegar arriba de los 4 ms^{-1} . Esta componente del viento es apreciable a más de 100 km de la costa, donde la señal llega a ser más intensa. La influencia de los vientos mar adentro, es mucho mayor que tierra adentro donde el efecto de fricción es mucho mayor que sobre el mar (Figuras 5.12-5.23). La componente diurna tierra adentro presenta un desfase en sus máximos de hasta 12 horas con relación a las estaciones en cayos e islas (Cuadros 5.1-5.17).

La dirección de la componente diurna en el sur del Golfo de México presenta un giro anticiclónico. Las estaciones que presentan mayor intensidad en la componente diurna son las que se encuentran en Cayo Arcas y Celestún.

Se encontró que cuando la componente paralela a la costa del viento medio aumenta, la componente diurna se ve disminuida, así mismo se observó que cuando el viento medio es suficientemente intenso, la componente diurna también puede verse disminuida (Figuras 5.12-5.23 y Figuras 5.29-5.34). Se analizaron también los datos de la estación de la NOAA 42055 ubicada en el centro de la Bahía de Campeche y se encontró que la componente diurna en esta región es gobernada por la componente diurna del Banco de Campeche.

Debido a la forma cóncava de la línea de costa en el sur del Golfo de México, cuando se desarrolla la brisa de tierra con una dirección perpendicular a la línea de costa, se observa una convergencia en el centro de la Bahía de Campeche y cuando se desarrolla la brisa de mar se observa una divergencia, lo cual se deduce de las Figuras 5.12-5.23. Sin embargo no se ha reportado una convección nocturna en esa zona que pudiera atribuirse a este fenómeno.

Se identificó una marcada variación estacional de la magnitud de la componente diurna del viento que alcanza un máximo de abril a mayo en el sureste del Golfo de México y de mayo a junio en el oeste y suroeste del Golfo de México. Esta diferencia puede deberse, principalmente, al ciclo anual del contraste térmico entre tierra y mar en las dos zonas; en el sureste el contraste término alcanza su máximo entre abril y junio (Figura 5.45), que corresponde con el período en que los vientos medios tienen un mínimo en intensidad y vienen del este en comparación con otras épocas del año en que vienen

del noreste (5.29-5.34). La señal diurna en el sureste del Golfo de México presenta una variabilidad intraestacional semejante a la canícula(5.26-5.28), con máximos en abril y septiembre y un mínimo relativo en julio y agosto. Para el oeste del Golfo de México los máximos en el contraste térmico se observan en mayo y septiembre, cuando los vientos medios no presentan una componente del norte en la zona cercana a la costa (5.29-5.34) y se desarrolla una surgencia costera [29]. En forma análoga a lo observado en escala estacional, se observó que en escala sinóptica (2 a 7 días) la amplitud de la componente diurna del viento es mayor cuando los vientos medios son del este o sureste que cuando vienen del norte u noroeste (Figuras 5.35-5.43 y Apéndice E).

Una de las motivaciones de este trabajo fue identificar las causas de que la componente diurna de los vientos sea tan grande y se propague tantos kilómetros hacia fuera de la costa en el sureste del Golfo de México. En resumen, al analizar los datos se encontró que la intensidad de la señal diurna es máxima cuando el gradiente térmico alcanza los valores más altos, lo cual ocurre en los meses de abril a junio. También se encontró que en escala sinóptica, la señal diurna es más intensa con vientos medios débiles y del este o sureste en comparación con vientos del noroeste o norte. El hecho de que los vientos medios sean del este o sureste implica que cruzan la Península de Yucatán antes de llegar al oeste del Banco de Campeche por lo que se debilitan por la fricción y por la convección sobre la península. La orografía de la península, con un relieve por debajo de los 500m, también puede favorecer la intensidad y extensión espacial de la señal diurna al no existir obstáculos de gran altura y disminuir la fricción. Otro factor que favorece que la señal diurna sea intensa y se propague a decenas de kilómetros de la línea de costa es la latitud, por debajo de los 30° , en donde la fuerza de Coriolis es relativamente pequeña y su frecuencia menor que la frecuencia inercial que permite otra forma de propagación del frente de brisa. Un factor que no se pudo analizar en este trabajo es la estabilidad atmosférica y cuál podría ser su contribución.

Estas conclusiones son elaboradas con los datos de un sólo año. Más adelante, para hacer un estudio más general acerca de las brisas en el Golfo de México sería necesario analizar otros años.

Apéndice A

La elipse

La elipse es una cónica, que se obtiene de la intersección de un plano inclinado con un cono.

Las ecuaciones paramétricas de una elipse con centro en el origen, y el eje mayor alineado con el eje x son:

$$x = a \cos(\phi) \tag{A.1}$$

$$y = b \sin(\phi) \tag{A.2}$$

donde a es la magnitud del semieje mayor, b es la magnitud del semieje menor, y ϕ es el parámetro de tal manera que $\phi \in [0, 2\pi]$.

Para un sistema de referencia rotado θ respecto a \mathbf{x} y \mathbf{y}

$$x = a \cos(\phi) \cos(\theta) - b \sin(\phi) \sin(\theta) \tag{A.3}$$

$$y = a \cos(\phi) \sin(\theta) + b \sin(\phi) \cos(\theta) \tag{A.4}$$

El escaterómetro QuikSCAT

El Quick Scatterometer de la NASA (QuikSCAT) fue lanzado al espacio el 19 de junio de 1999, aproximadamente a las siete de la noche Tiempo del Pacífico, abordo del vehículo de lanzamiento U.S. Air Force Titan II del Complejo de Lanzamiento 4 Oeste en la Base Vandenberg de la Fuerza Aérea en California.

El Satélite fue lanzado en una dirección sur-suroeste, elevándose sobre el Océano Pacífico al atardecer mientras ascendía al espacio para conseguir una órbita inicial elíptica con un máximo de altitud cerca de los 800 kilómetros sobre la superficie terrestre.

El SeaWinds, en la misión del QuikSCAT, es una misión de ‘recuperación rápida’ para llenar el hueco creado por la pérdida de datos del escaterómetro NASA (NSCAT), cuando éste se apagó en junio de 1997. El instrumento SeaWinds en el satélite QuikSCAT es un radar de microondas especializado que mide la velocidad y rapidez del viento cercano a la superficie, bajo todas las condiciones de clima y nubes sobre los océanos de la Tierra, siempre y cuando no se perturbe la superficie oceánica.

El instrumento SeaWinds usa una antena de disco giratoria con dos haces que barren en un patrón circular. La antena emite pulsos de radiación de microondas con una frecuencia de 13.4 GHz cruzando amplias regiones de la superficie de la Tierra. Su franja de barrido es de 1800 km con una resolución espacial de 25 km.

El QuikSCAT es un satélite sincrónico solar, que repite la misma trayectoria después de un cierto número de órbitas. Su sensor es un sensor activo, de energía retrodispersada por la rizadura de la superficie oceánica [32].

Diagramas de astillas

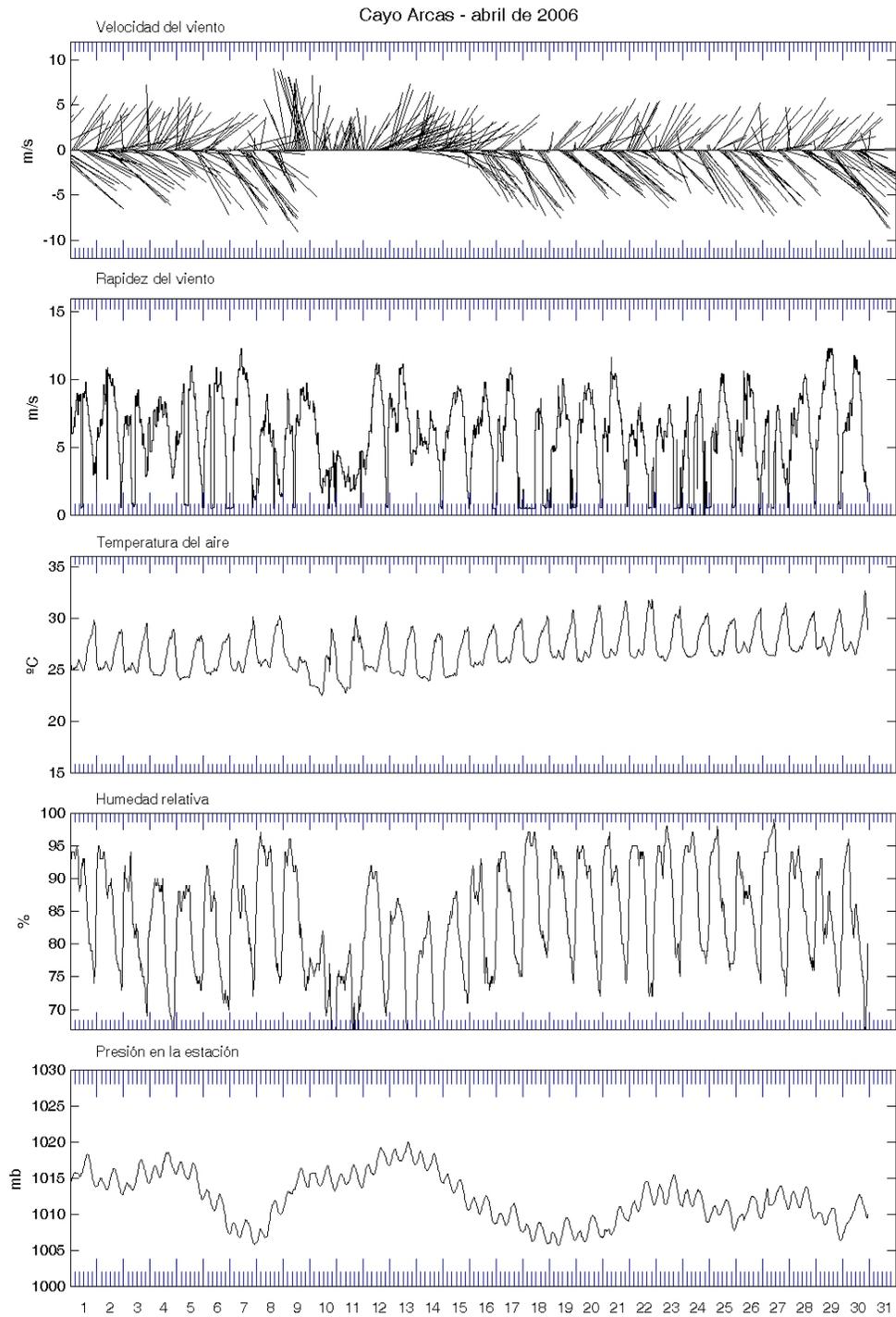
Estas primeras figuras muestran las gráficas de las cinco variables atmosféricas para 15 de las 19 estaciones utilizadas para este estudio ordenadas por su ubicación (partiendo de la costa este del Golfo de México hacia el noroeste).

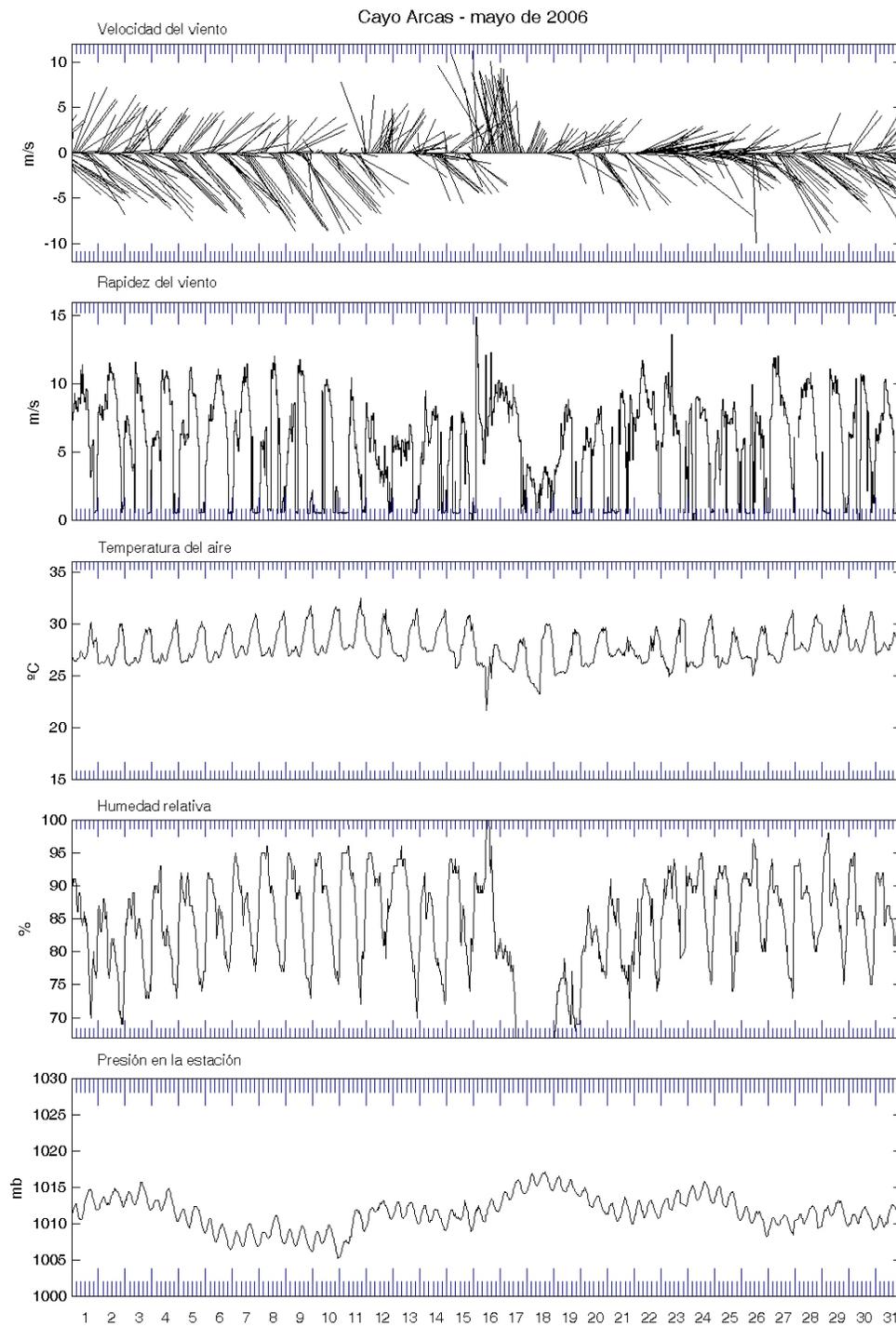
Cada figura representa los datos de una serie de tiempo perteneciente a un mes. En la parte inferior de la figura se encuentra la escala de tiempo en días mientras que la escala en el eje de las ordenadas depende de la variable que se esté graficando.

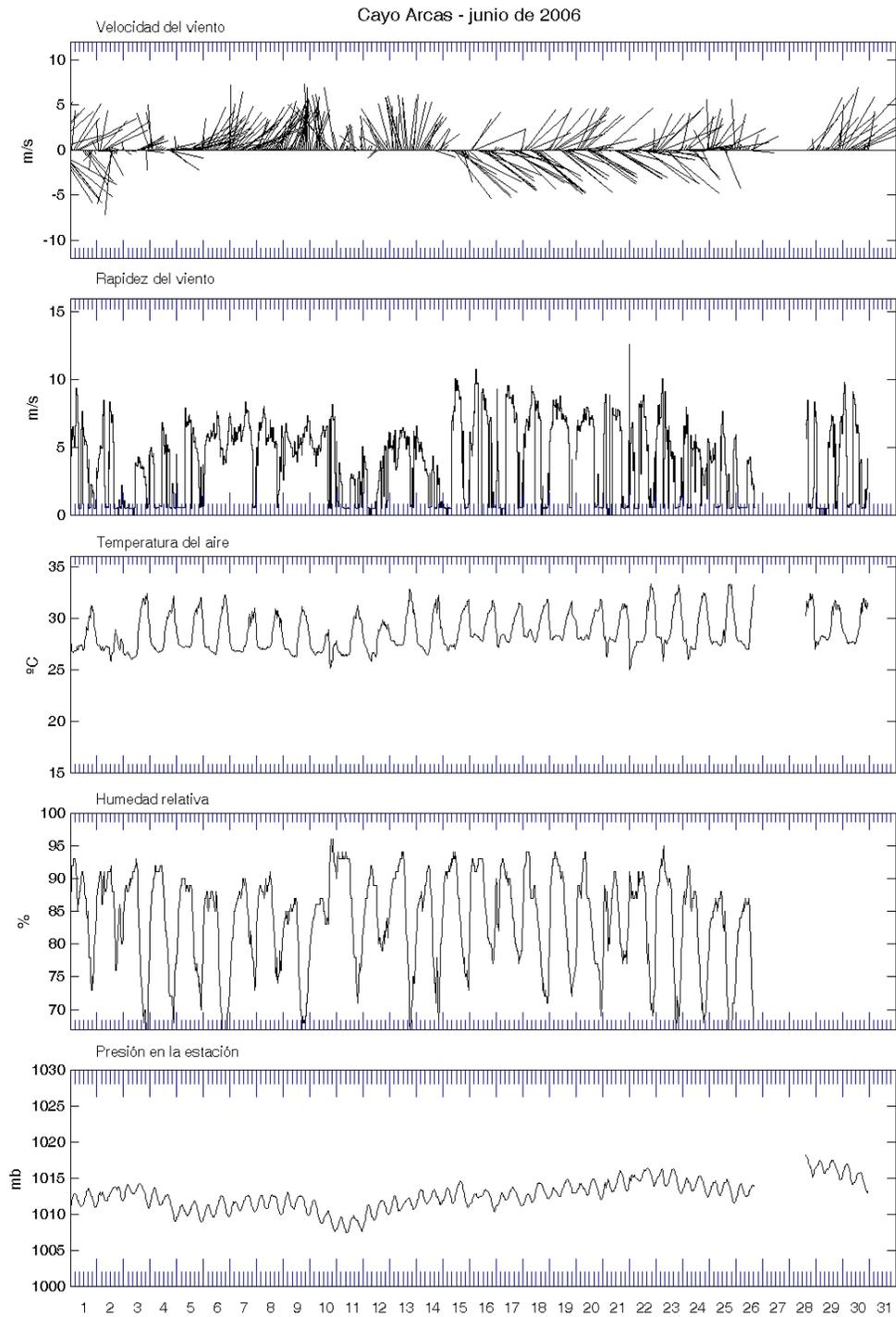
Estas figuras tiene un diagrama de astillas para indicar la rapidez y dirección del viento; la rapidez está dada en ms^{-1} , el vector viento indica de dónde viene el viento, siendo la línea origen la dirección del viento (un vector de viento en el primer cuadrante, indica un viento que viene del noreste, i.e., un viento con dirección suroeste).

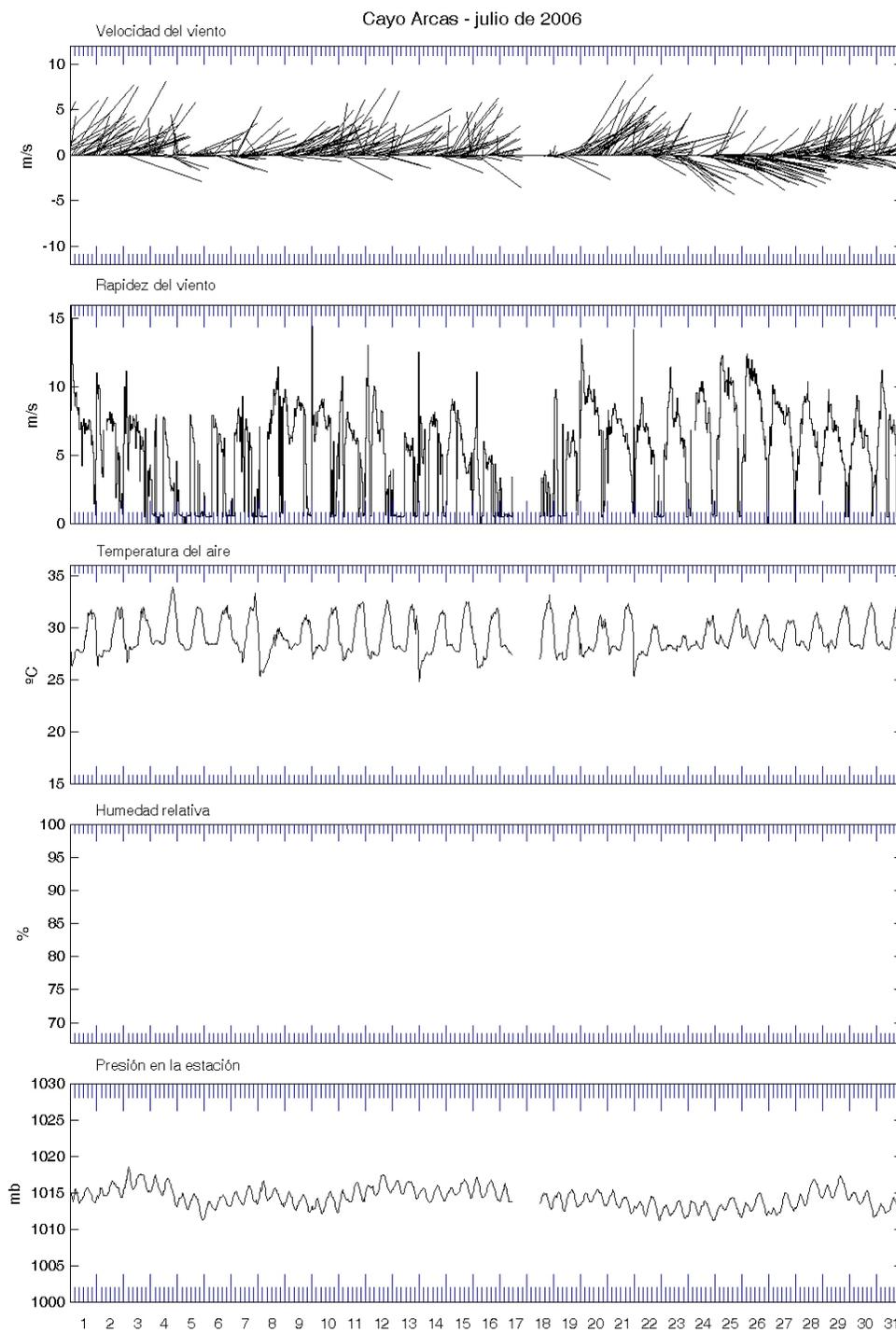
En el segundo diagrama se grafica la serie de tiempo de la rapidez del tiempo, también en ms^{-1} . El tercer diagrama se encuentra la temperatura del aire, medida en grados centígrados ($^{\circ}\text{C}$). El cuarto diagrama grafica la humedad relativa (%). En el quinto diagrama se encuentran la presión atmosférica, medida en milibares (mb).

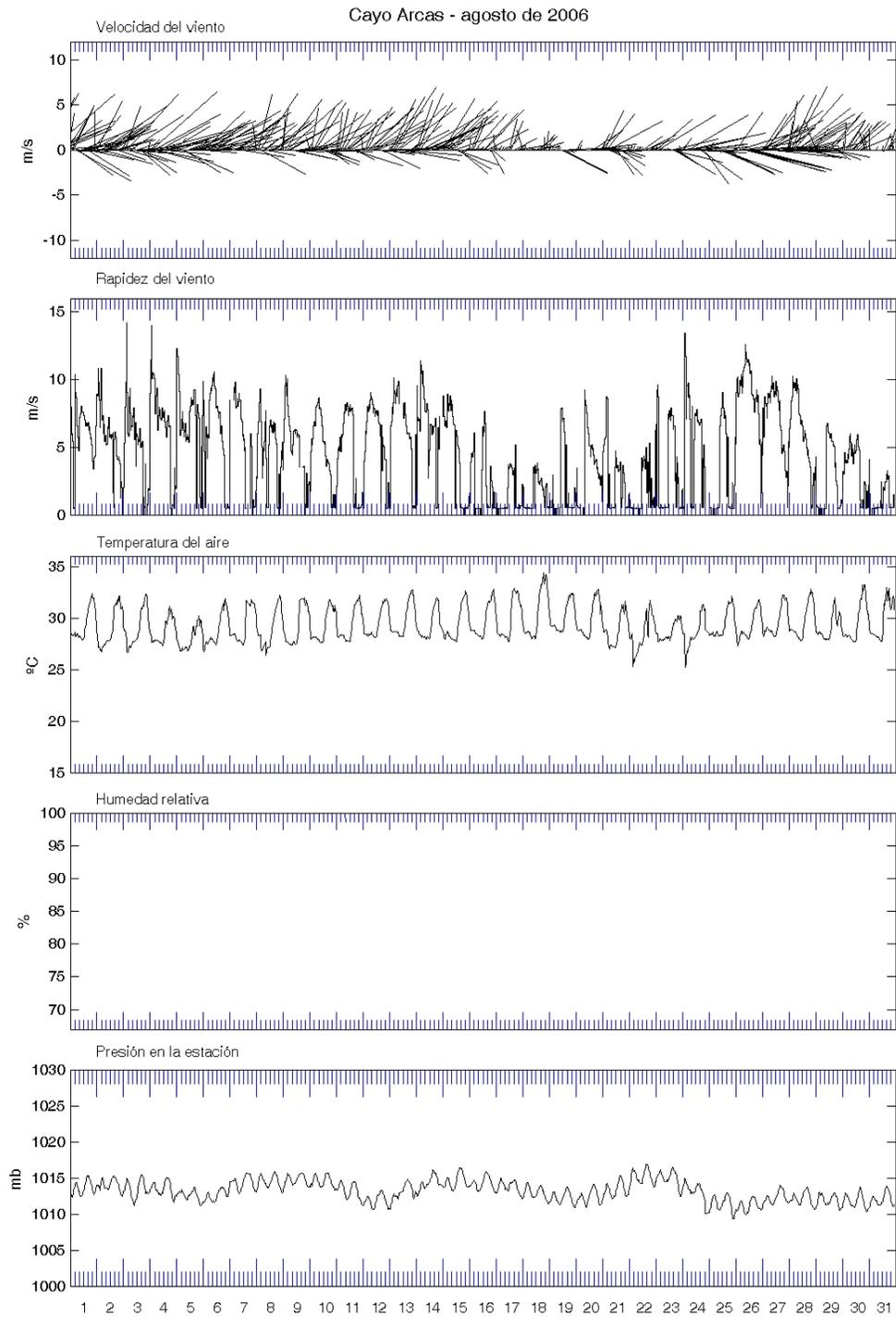
Hay que recordar que a los datos mostrados no se les aplico ningún filtro. Los datos que aparecen son los datos crudos. Aunque en estas gráficas se puede apreciar cuando los datos no han sido tomados de una manera correcta.

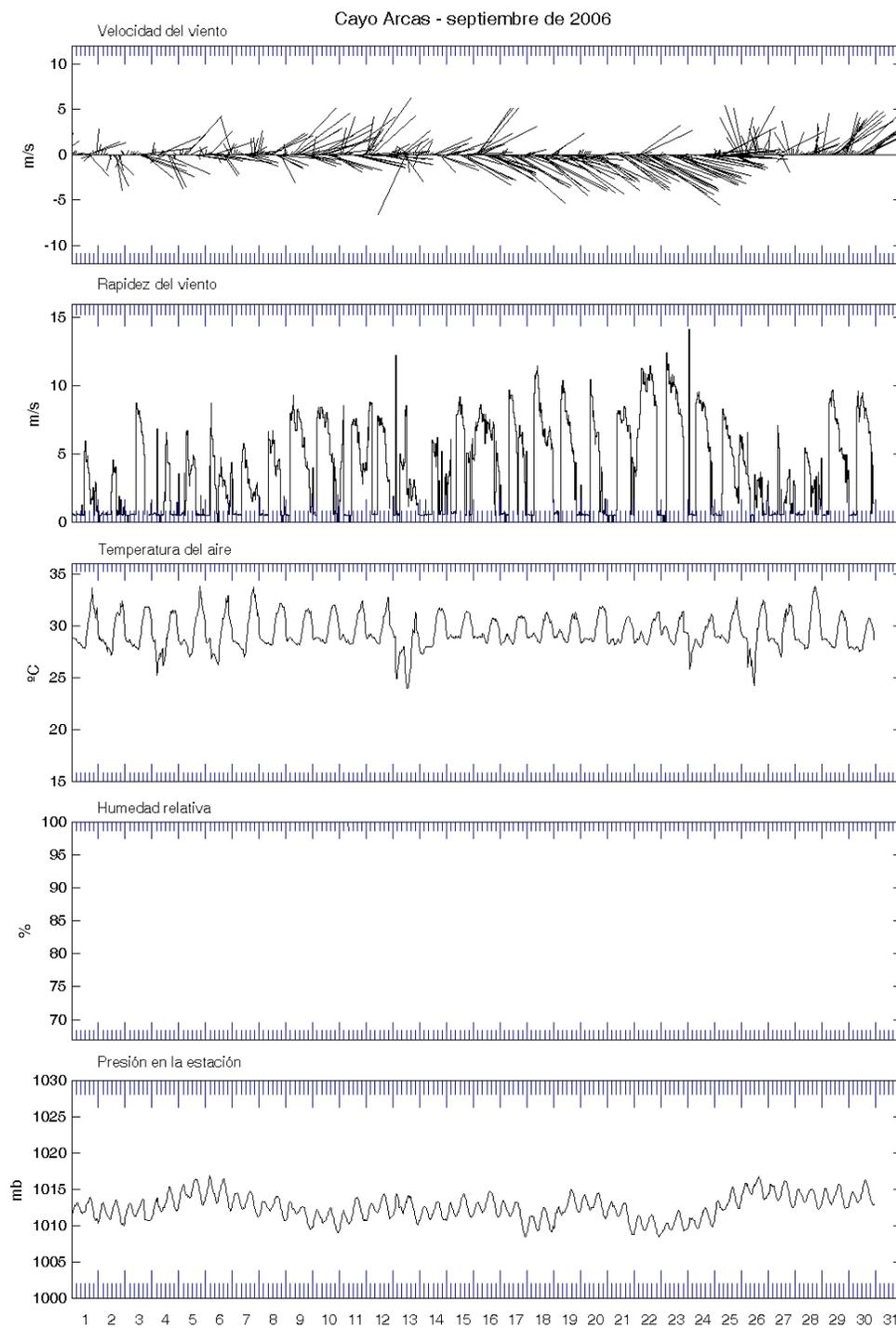


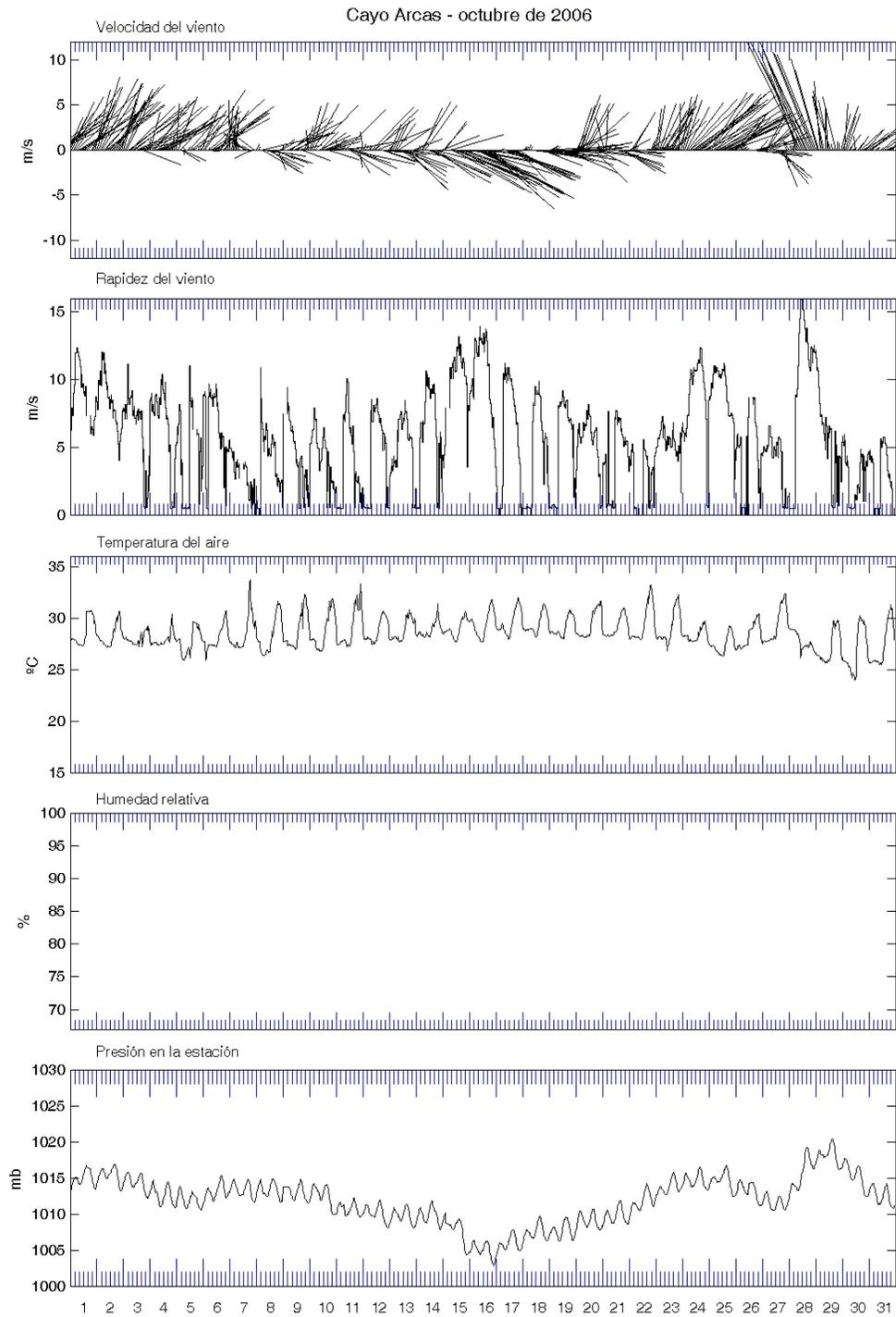


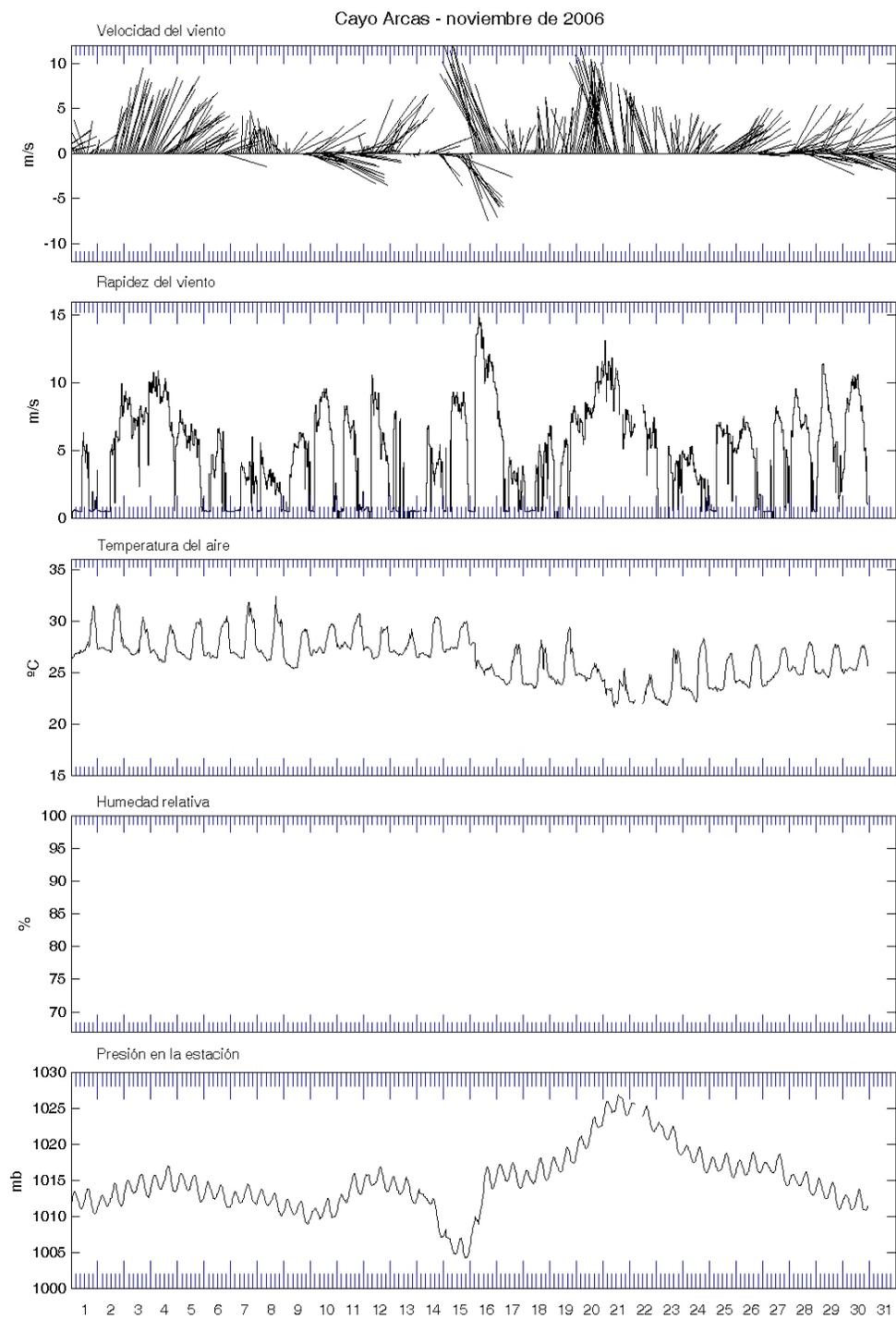


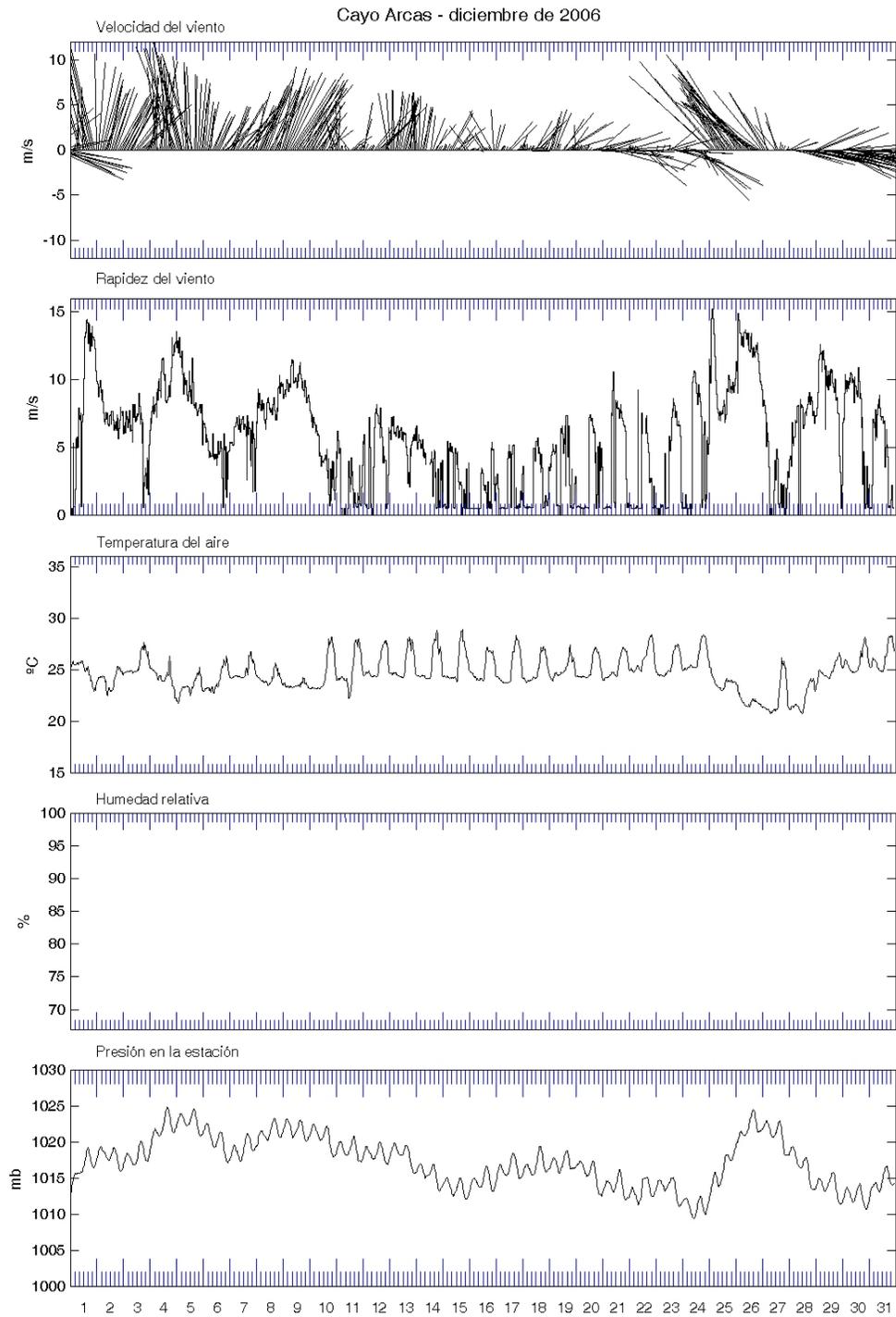


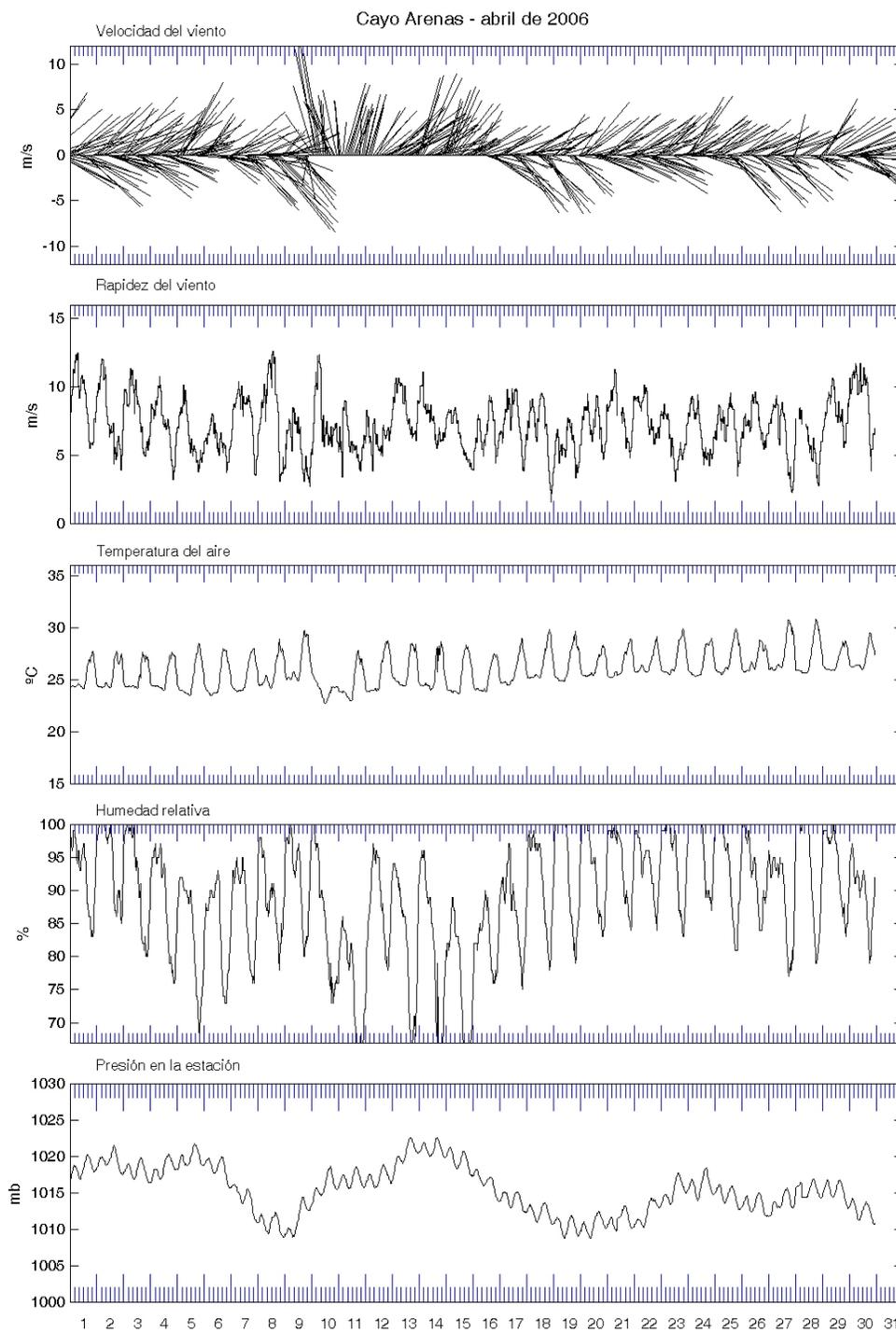


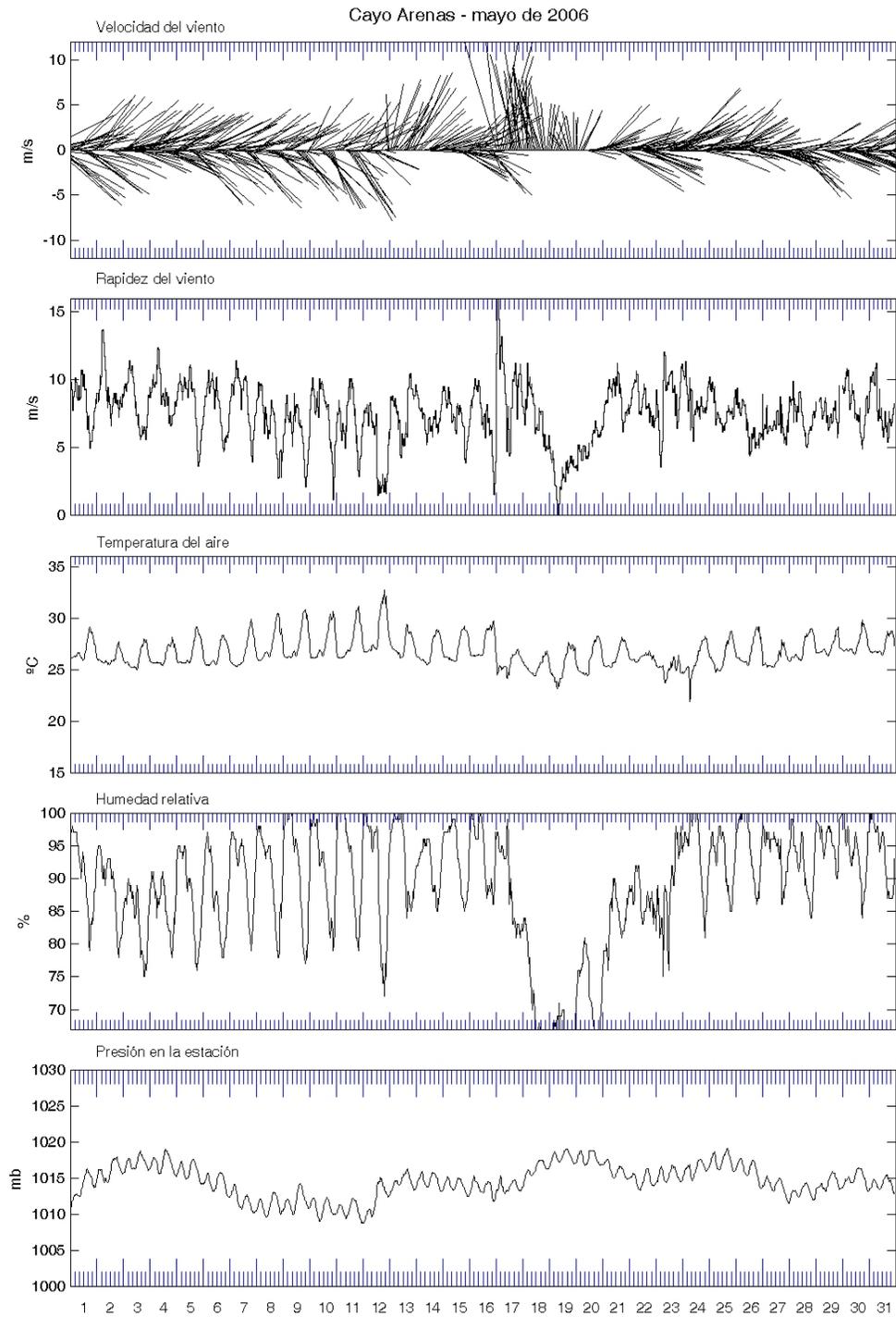


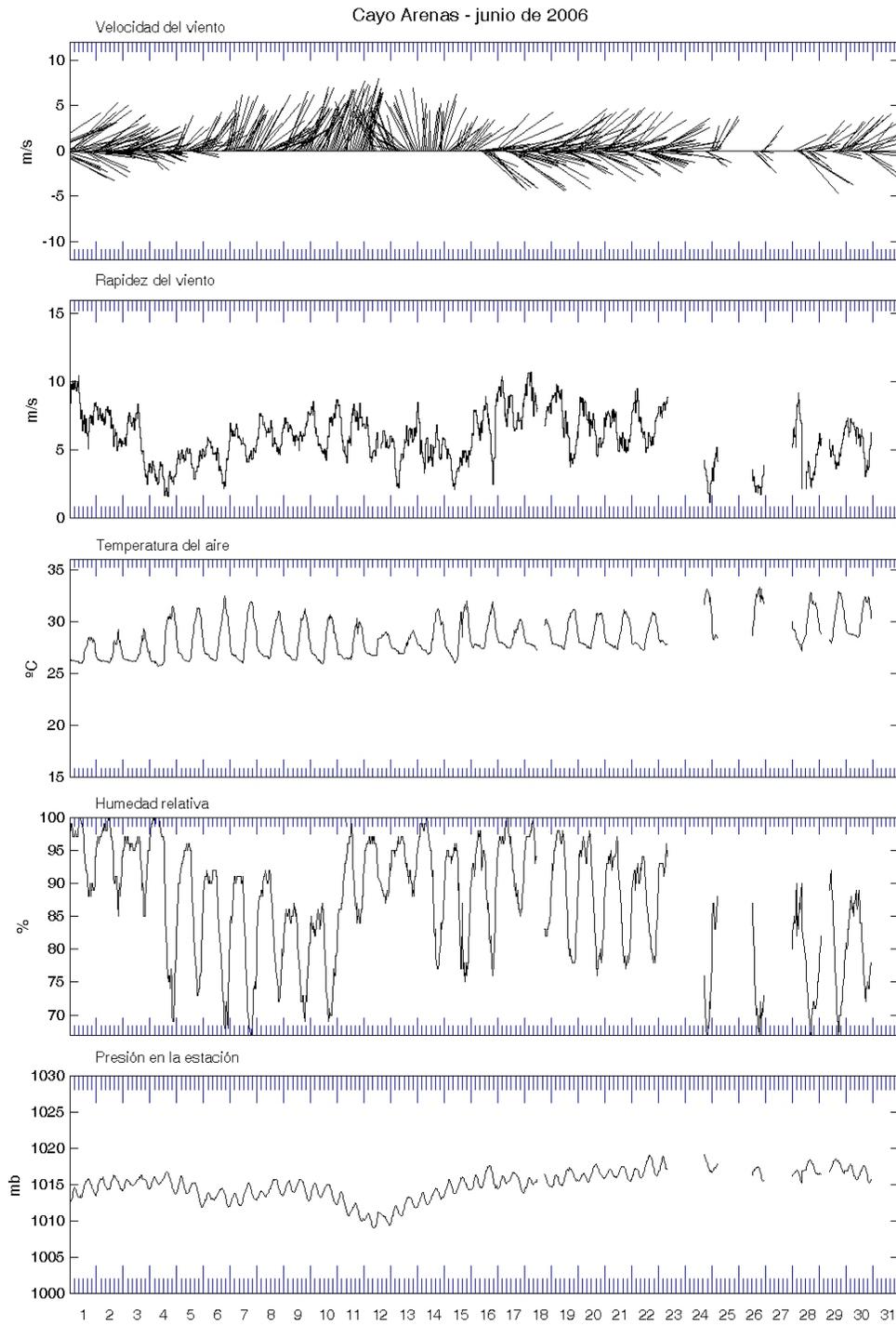


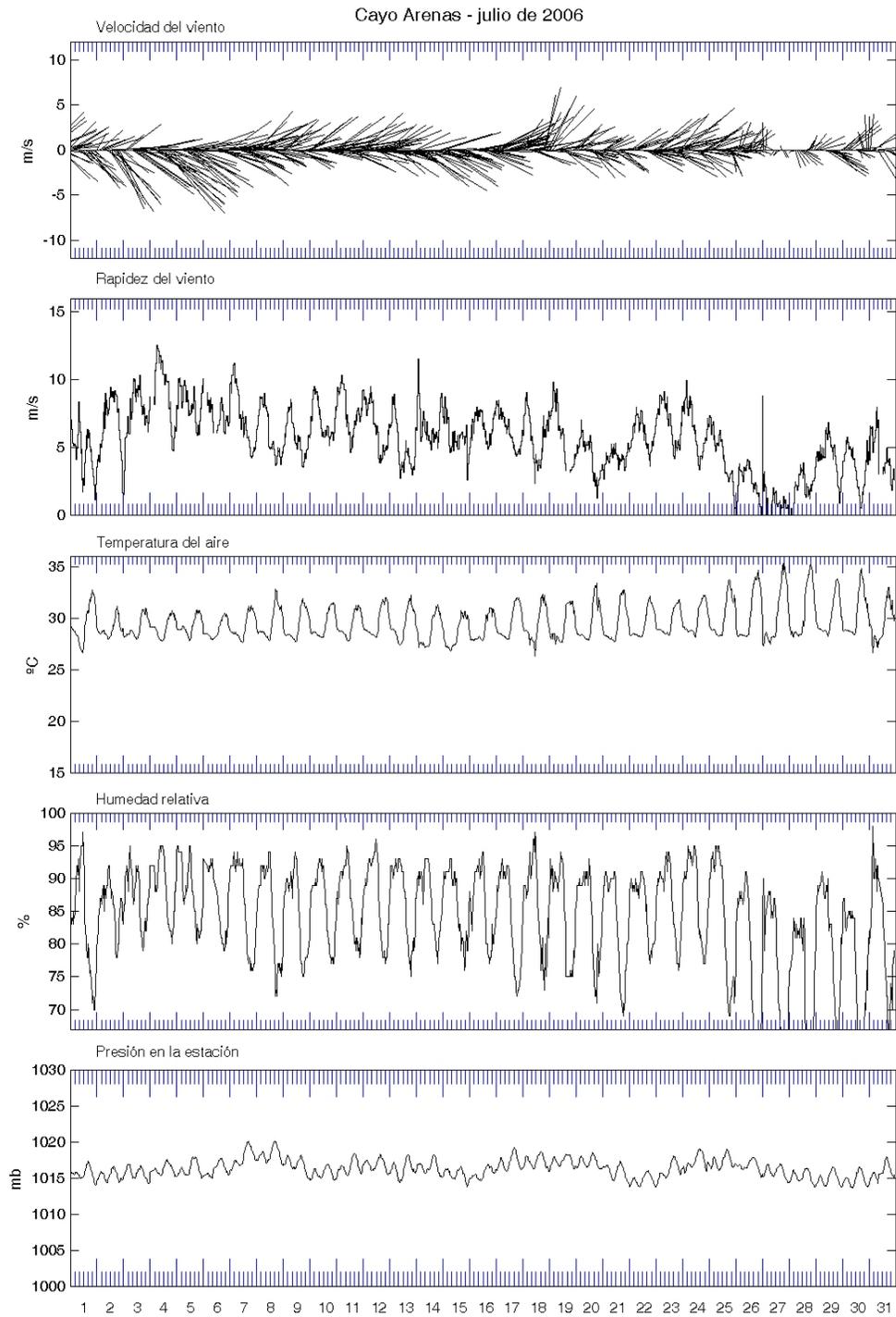


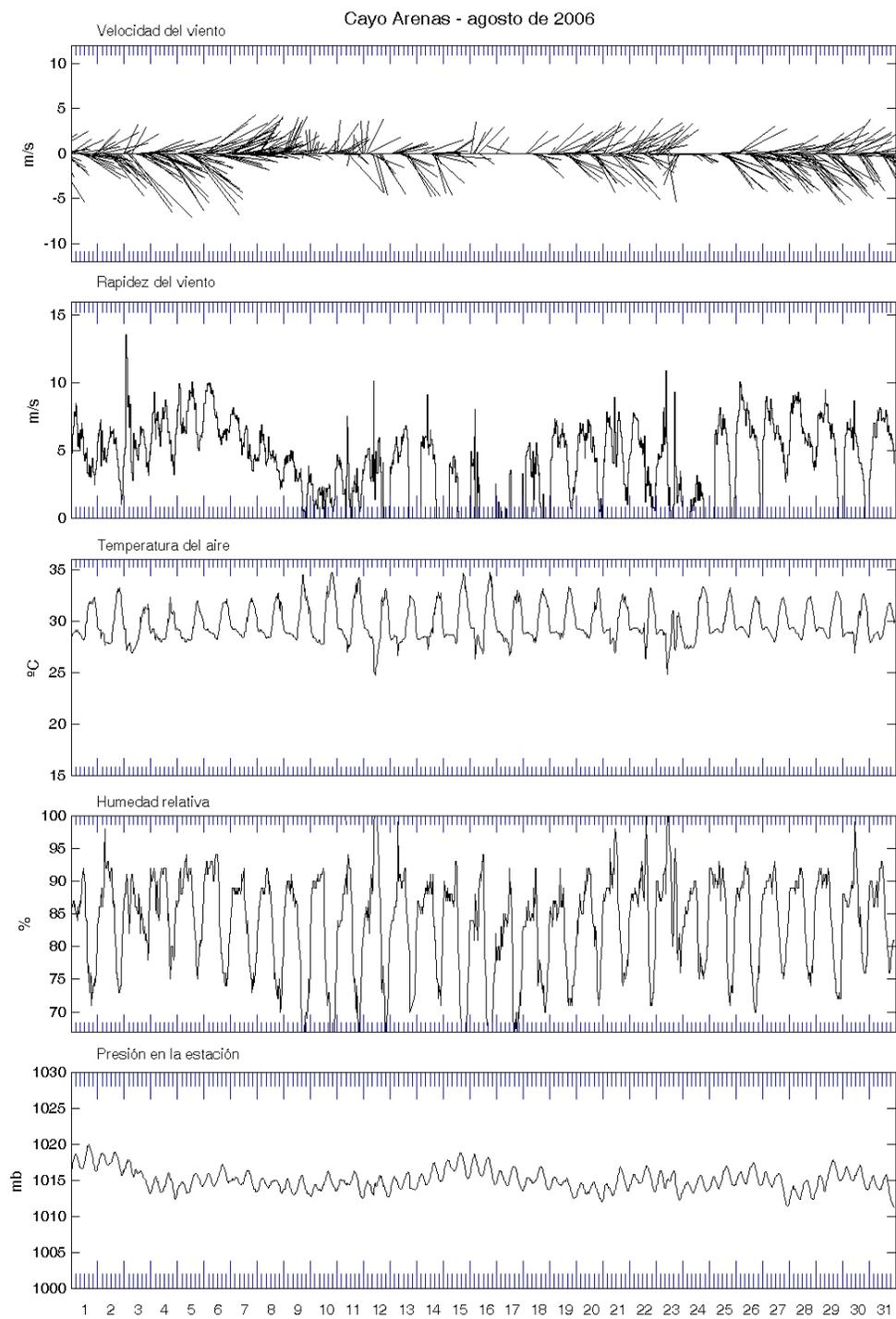


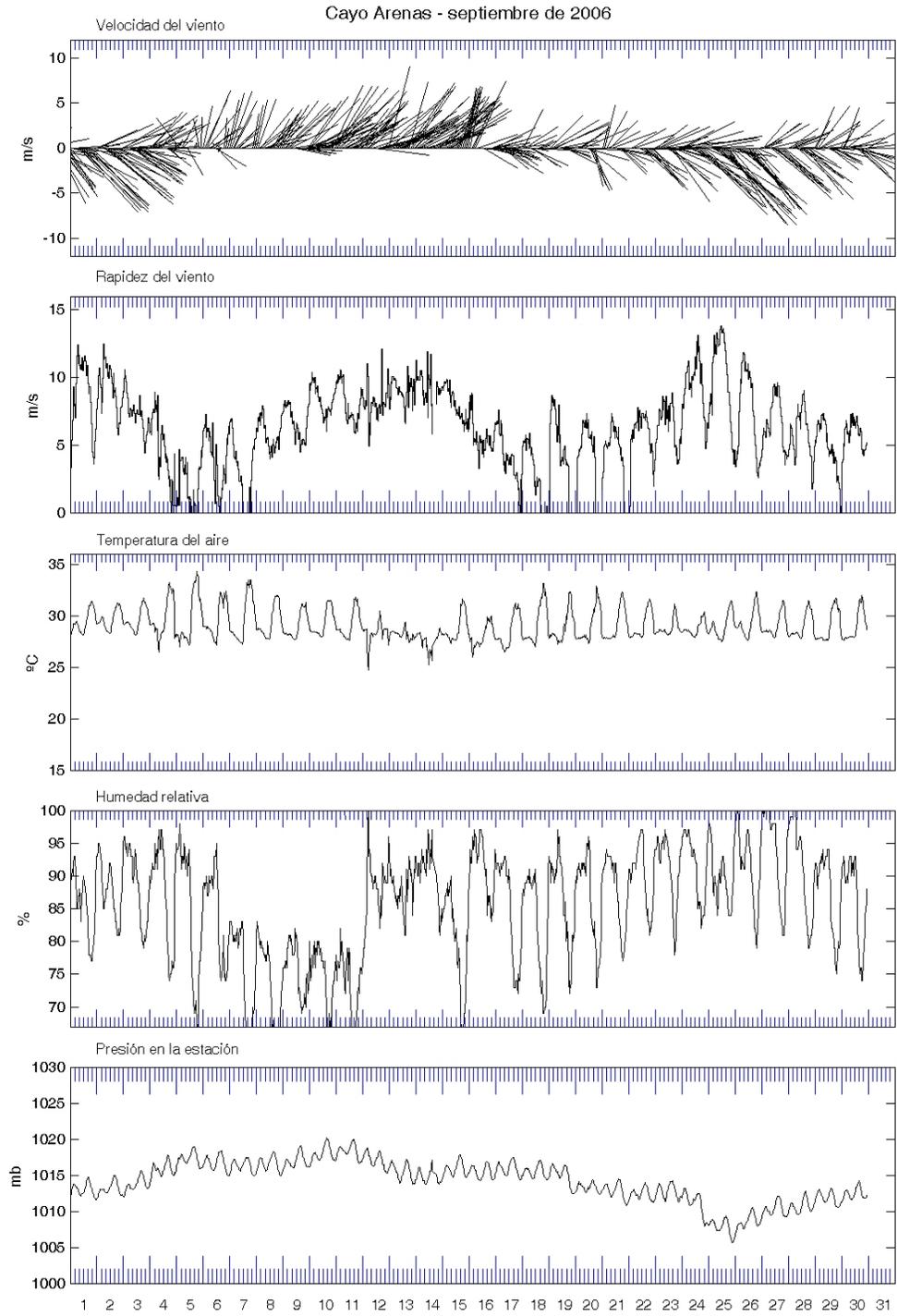


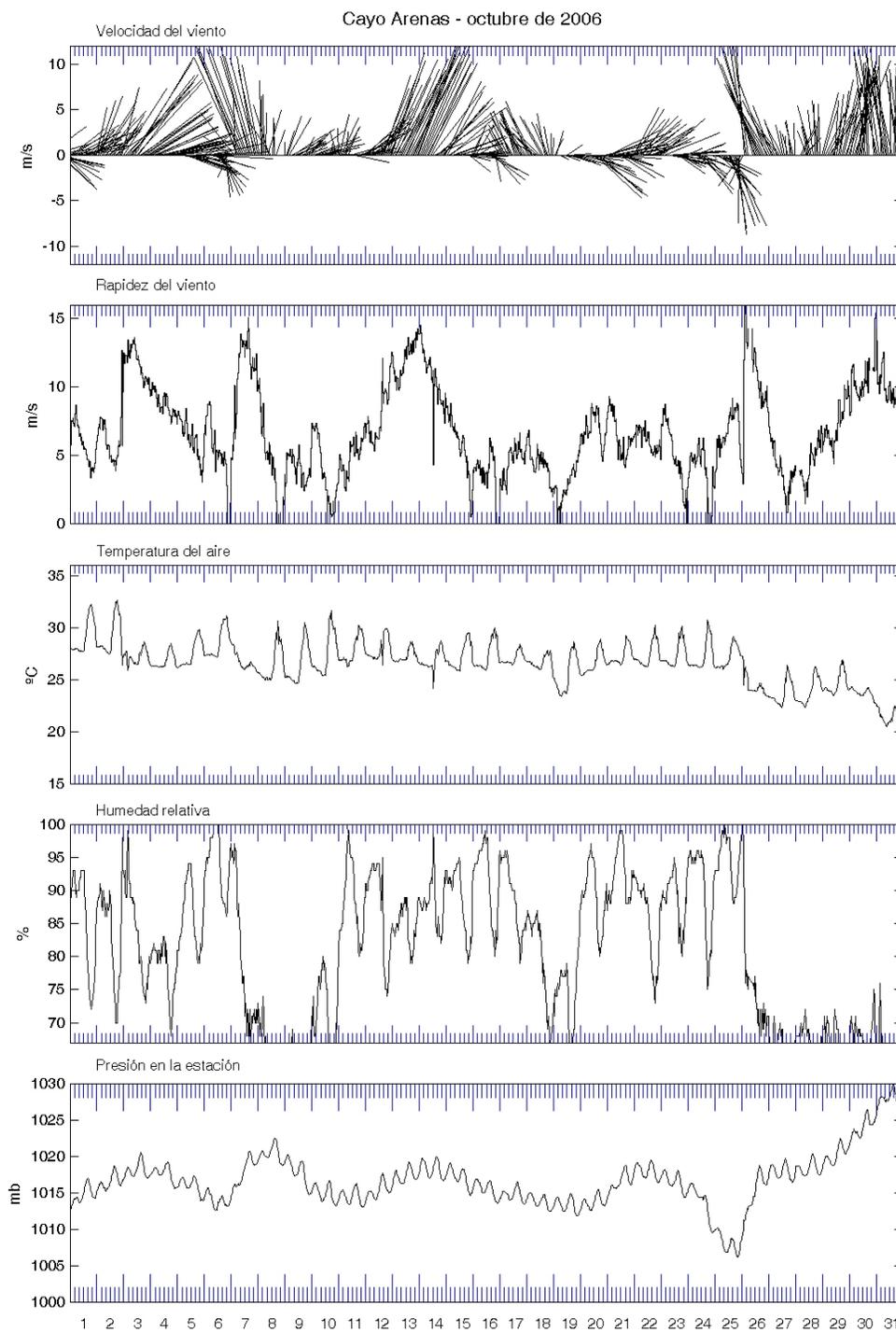


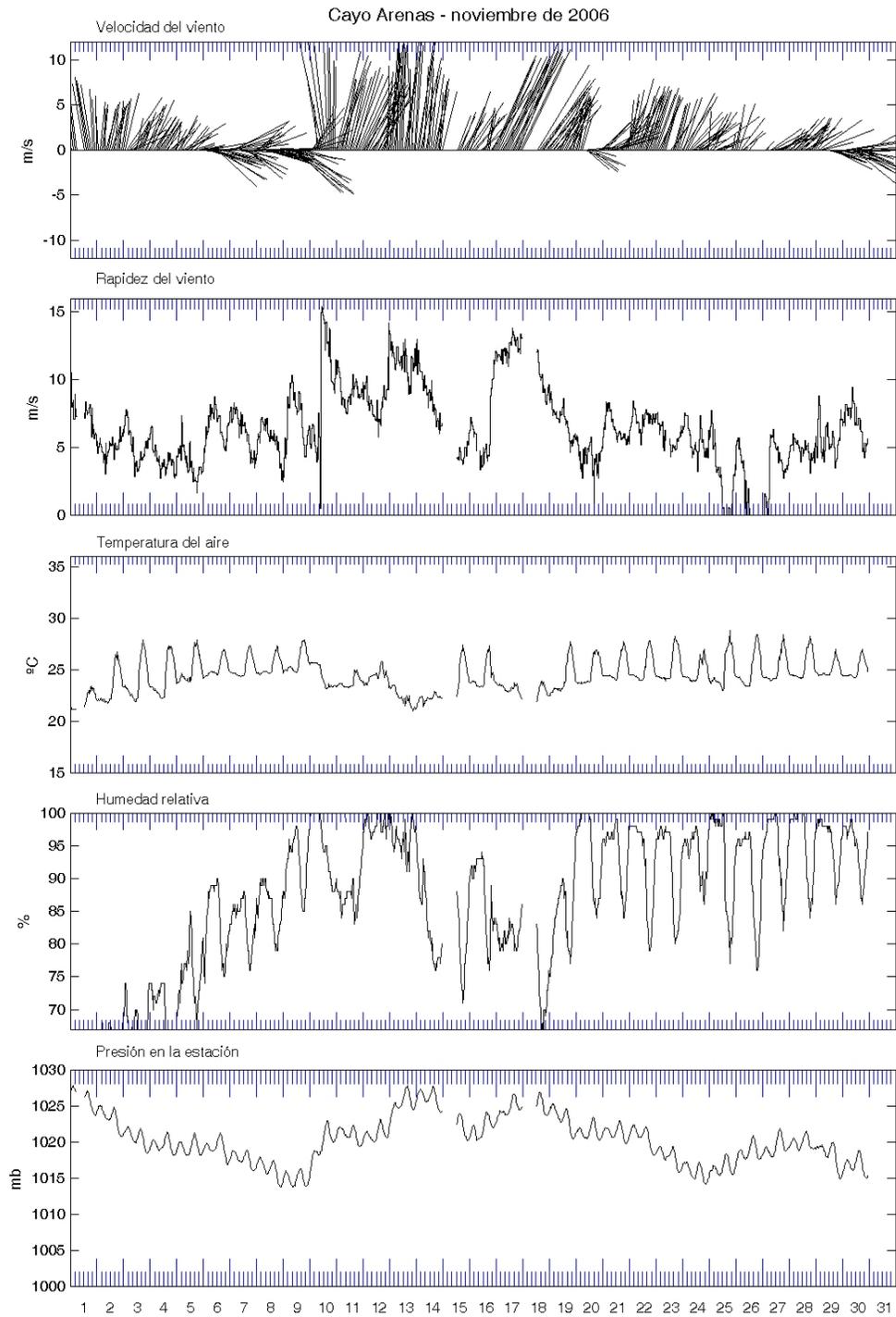


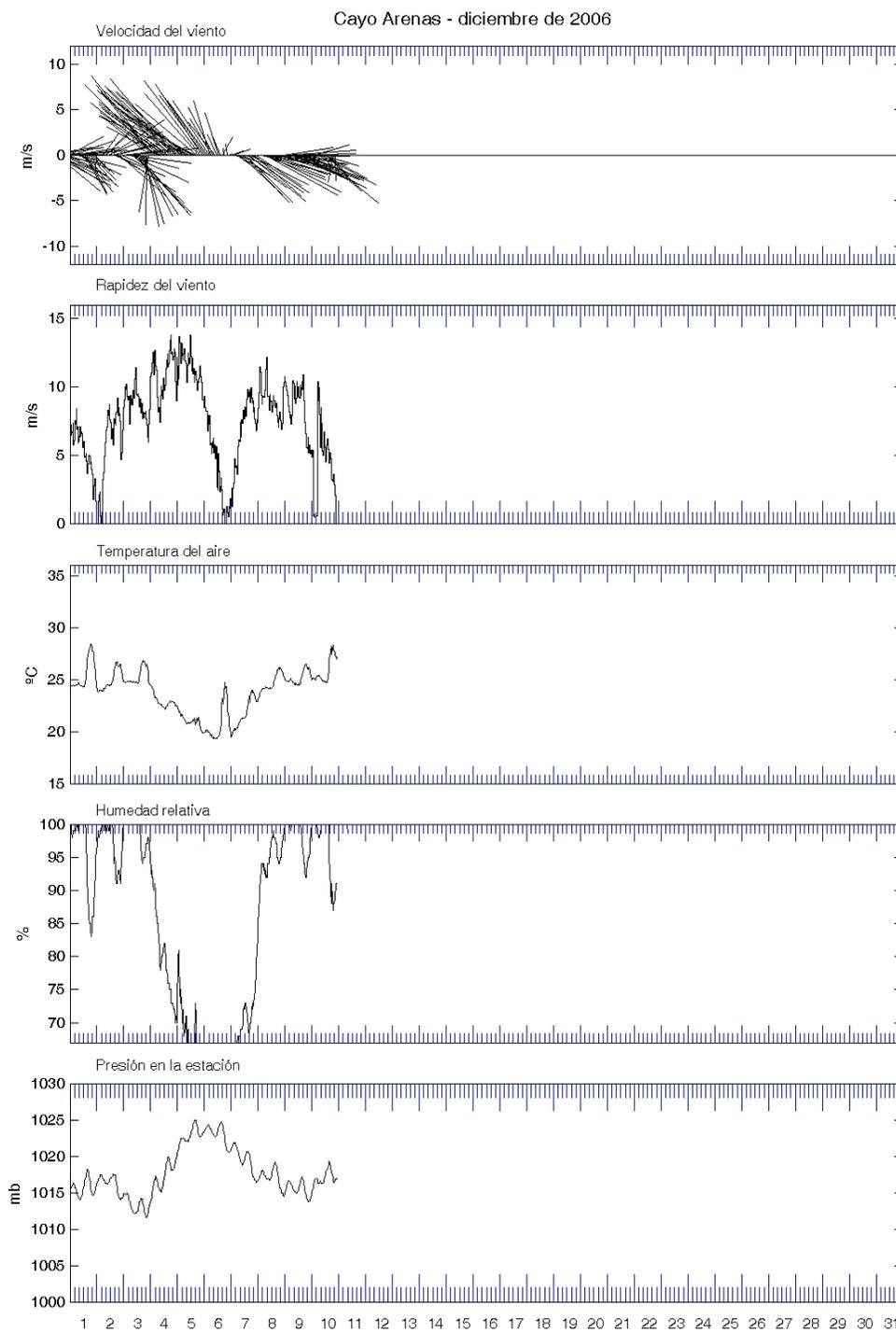


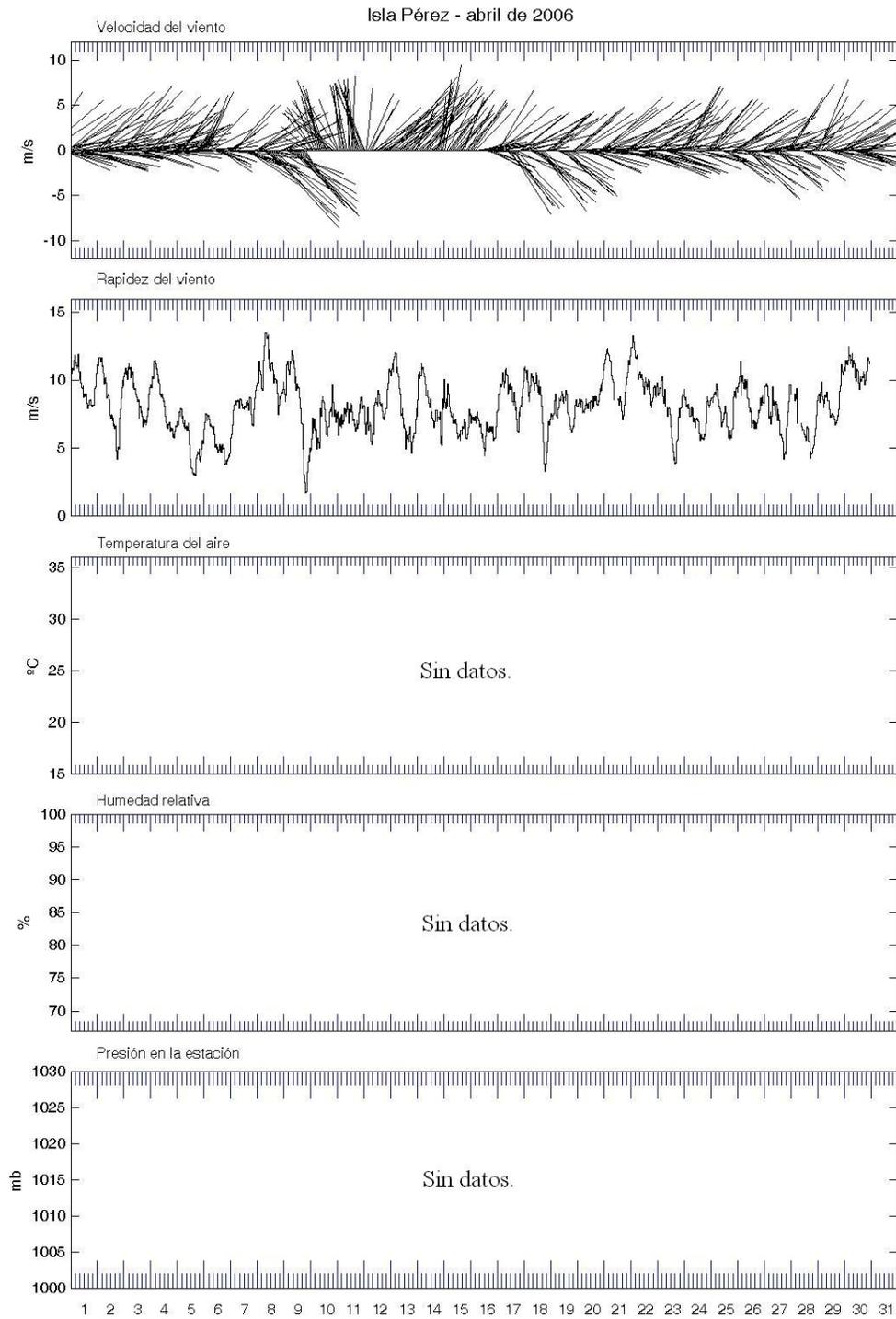


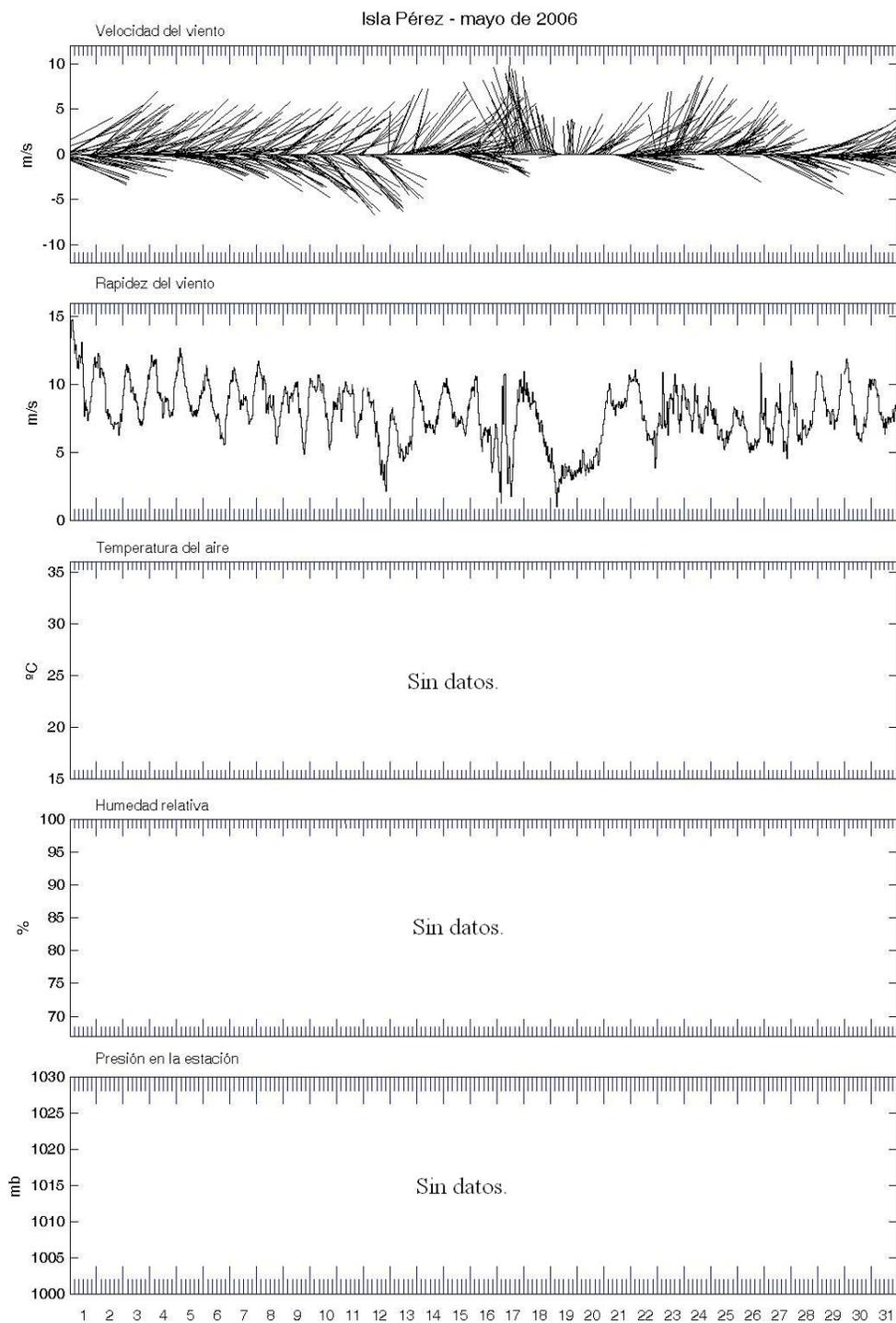


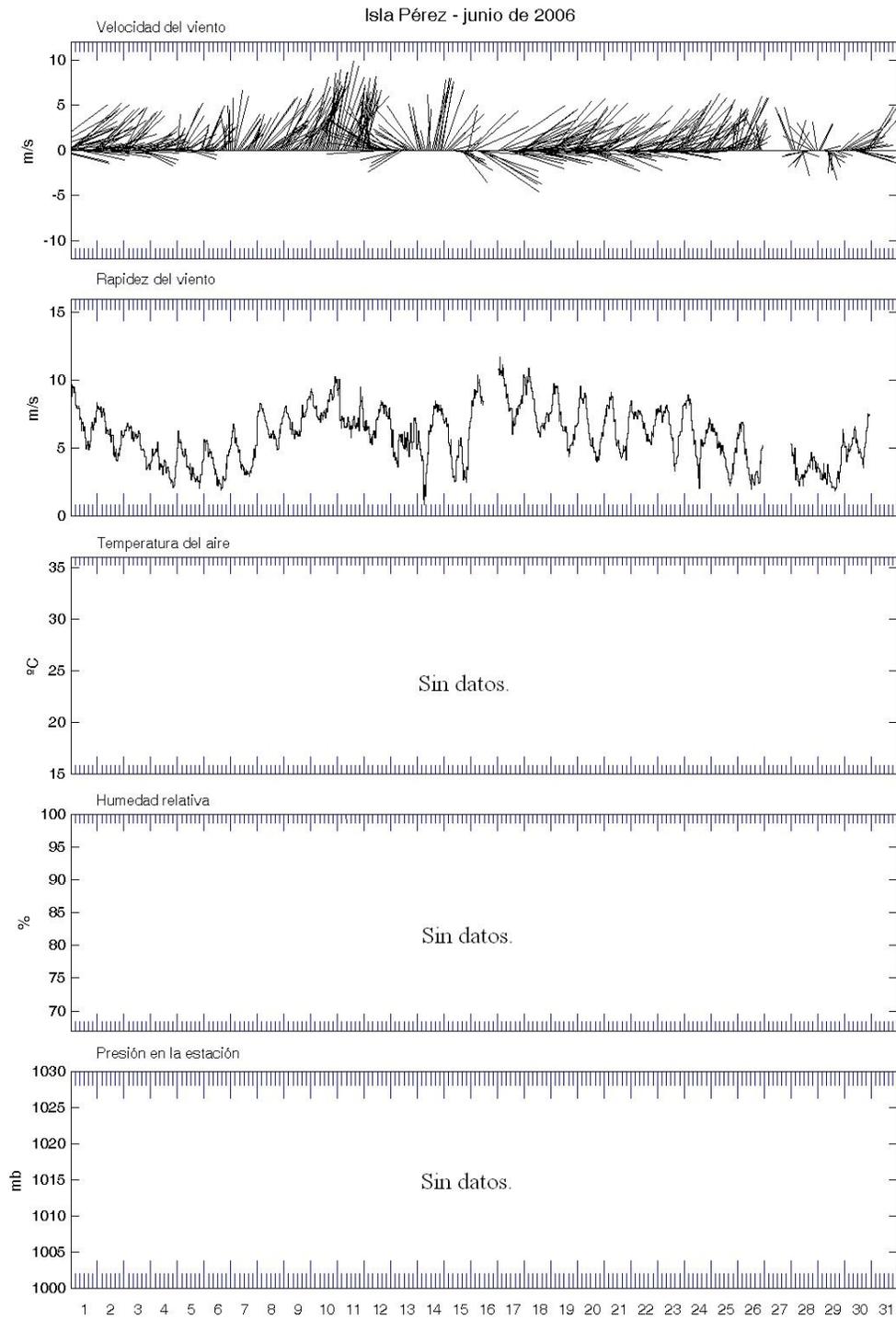


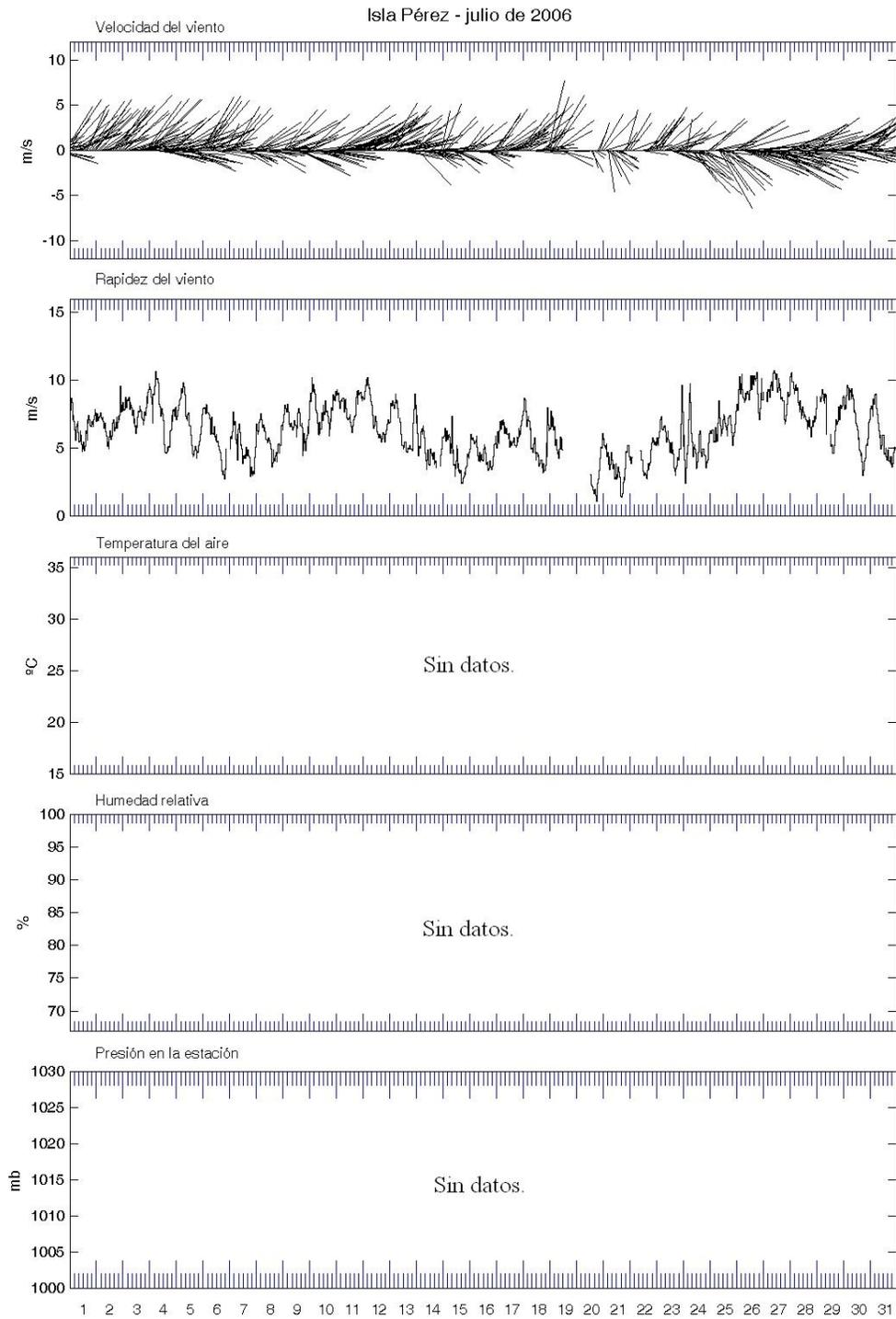


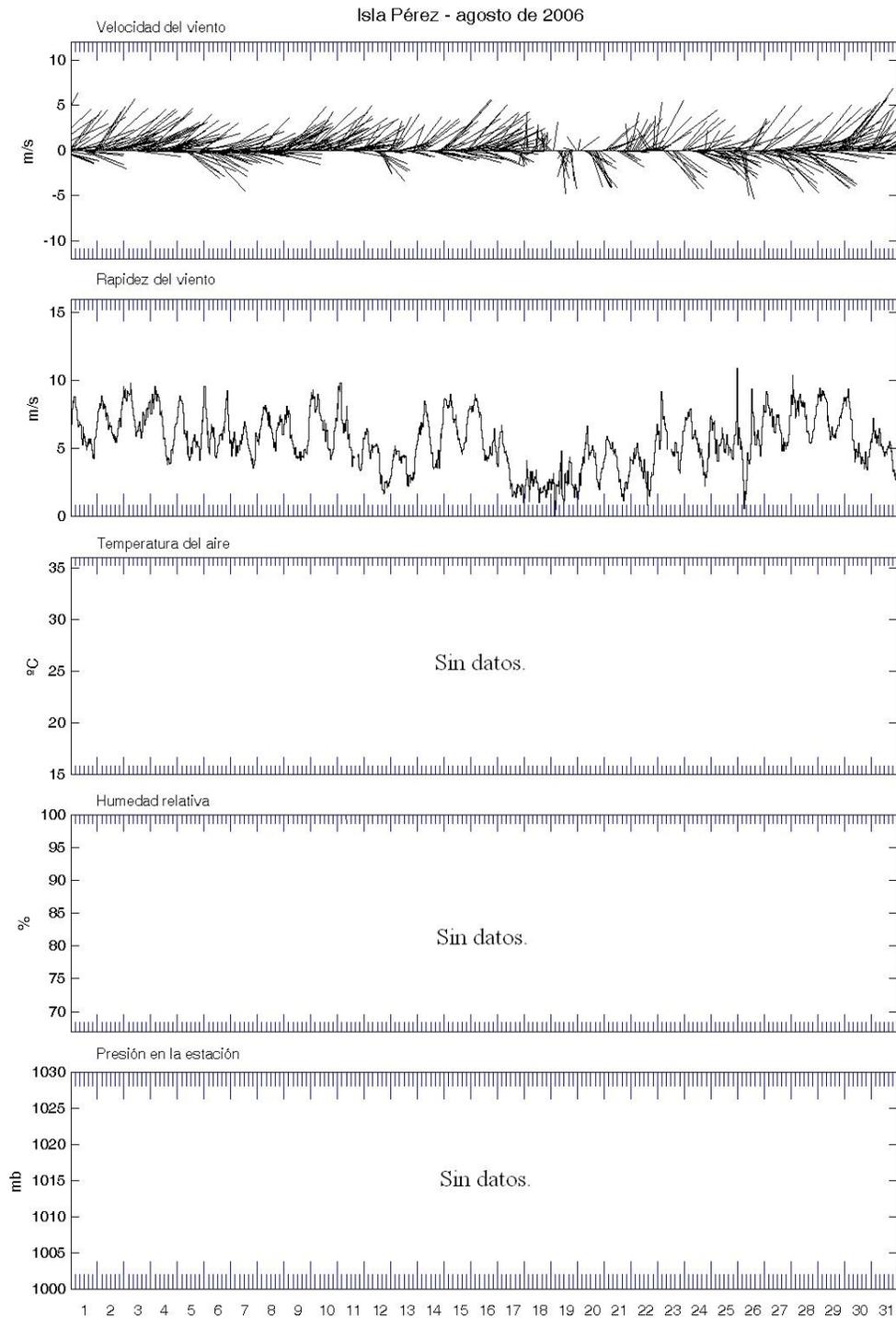


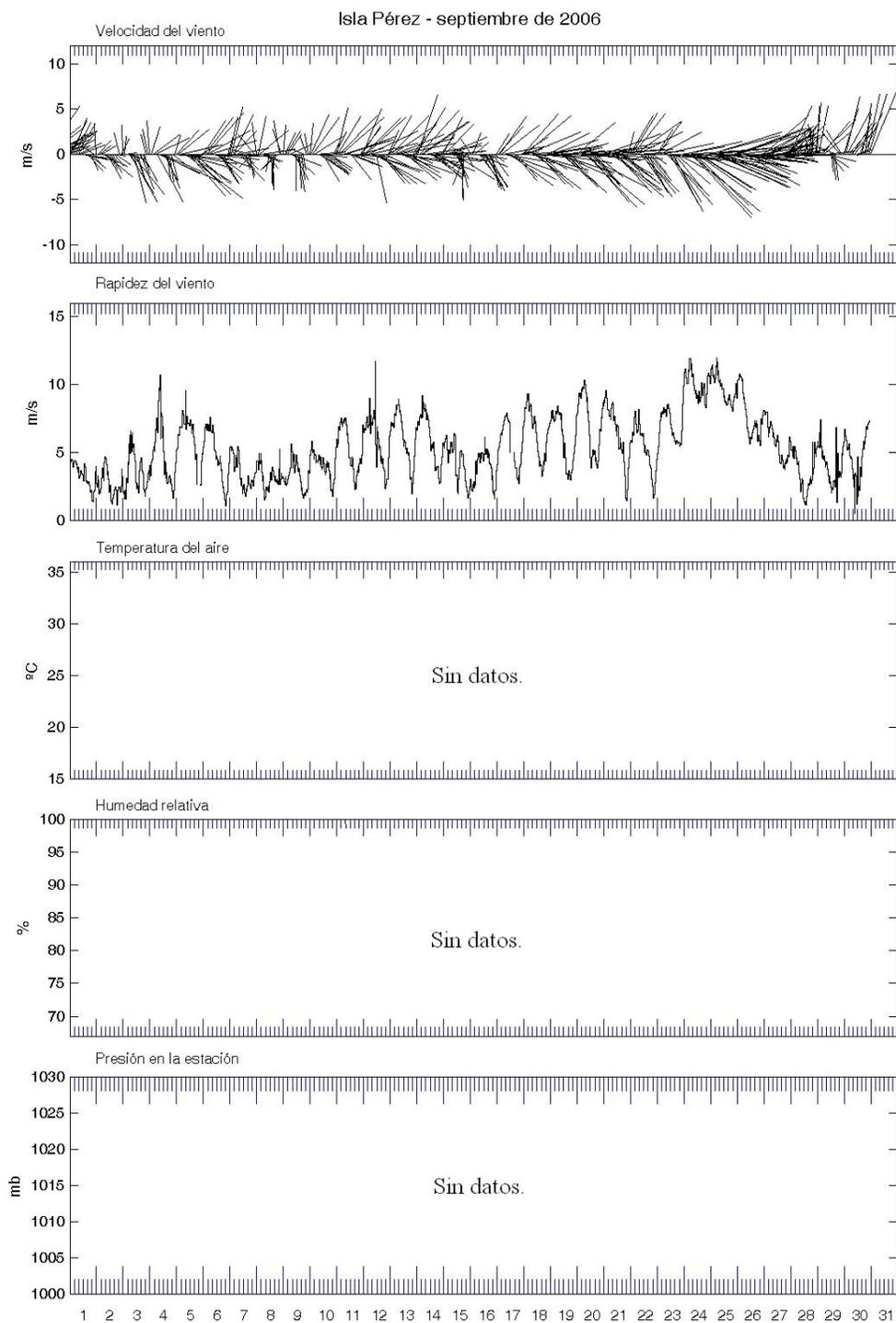


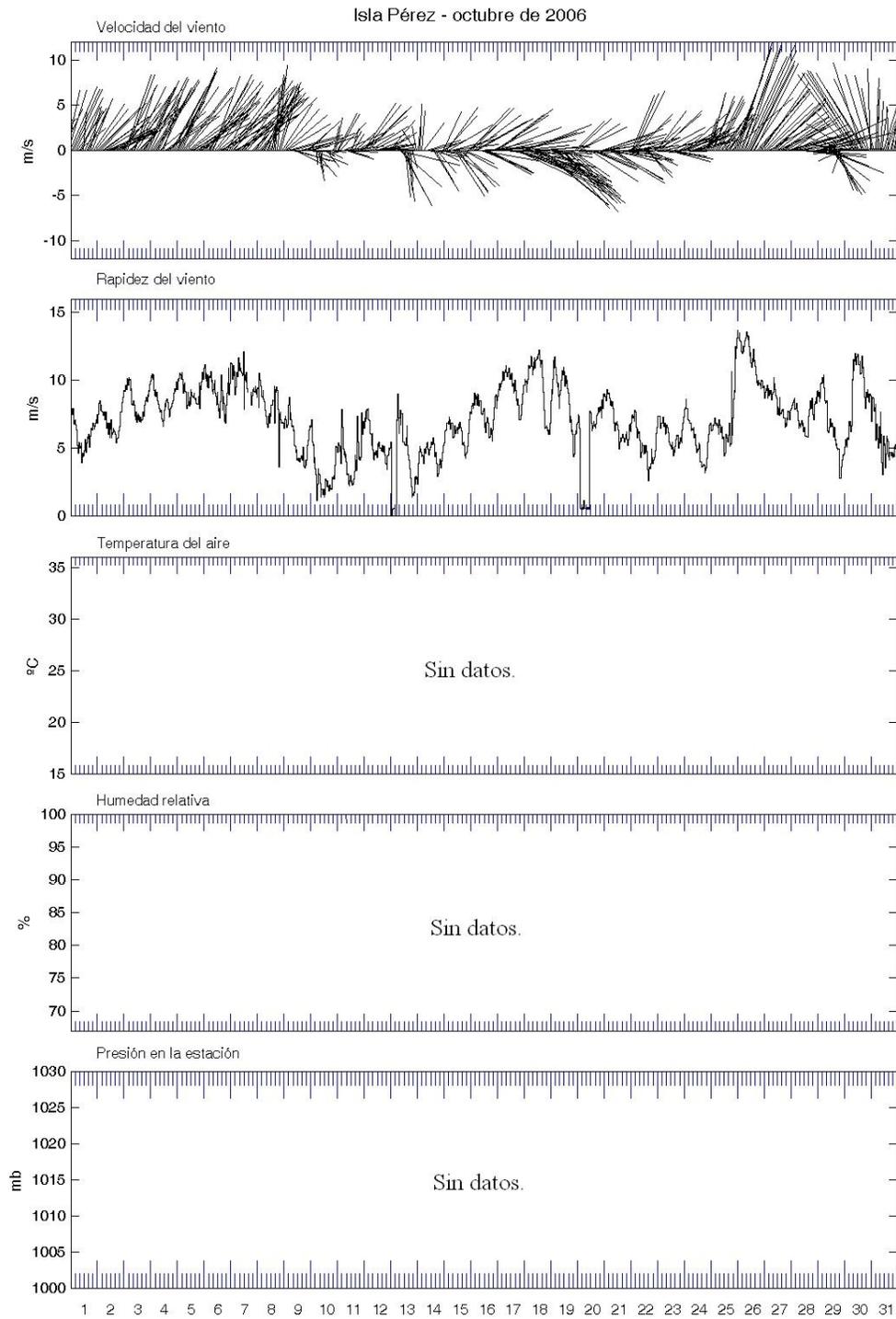


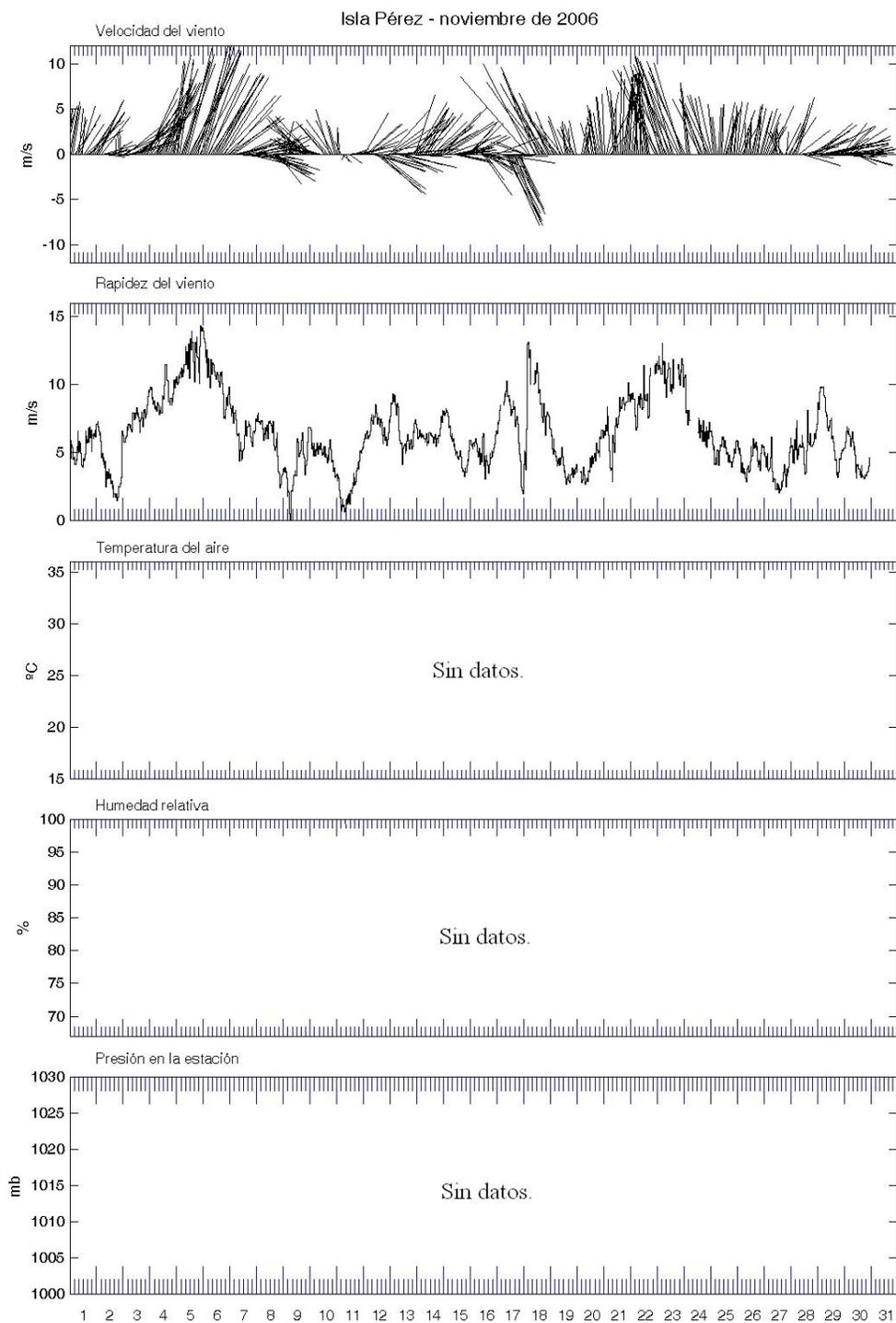


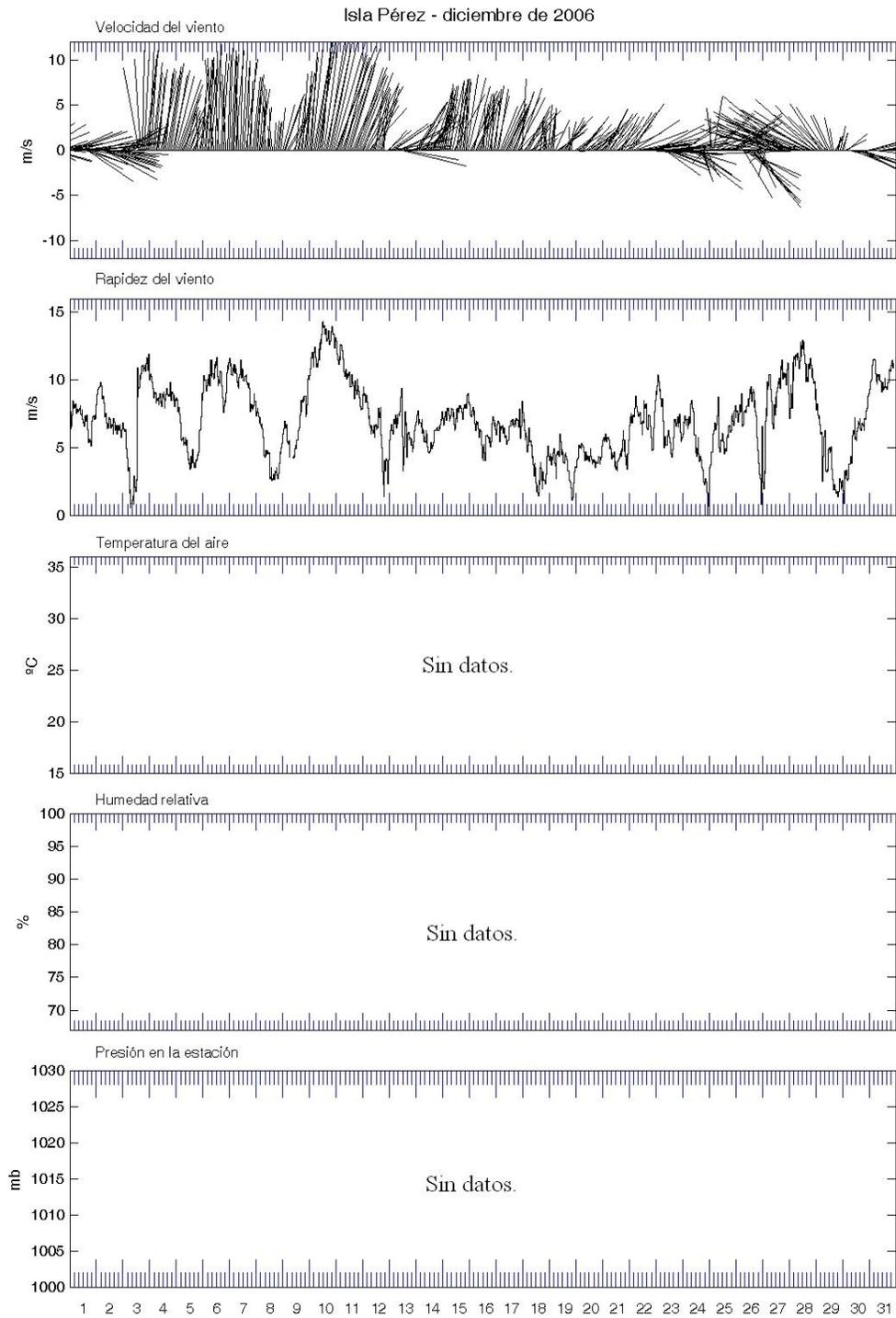


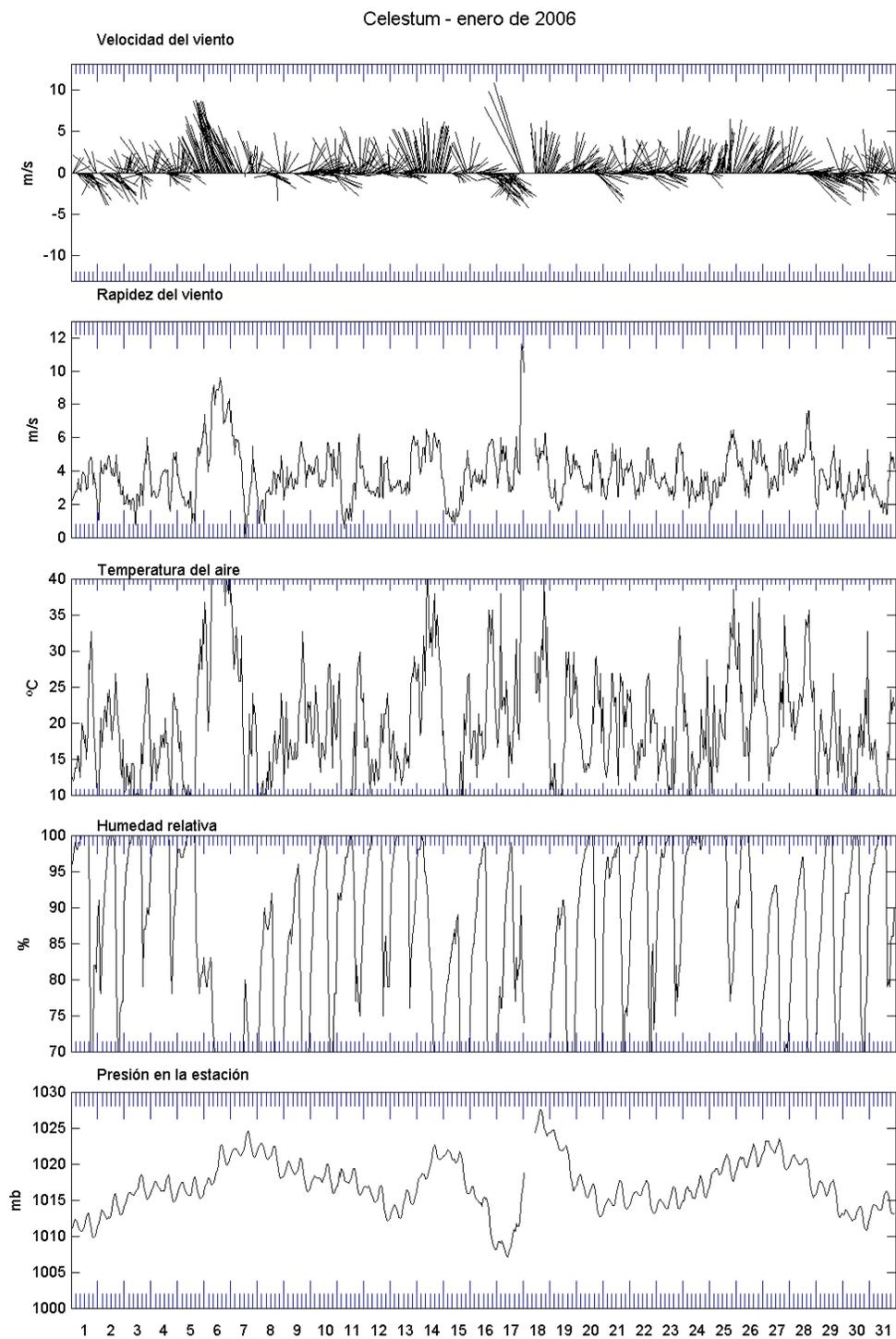




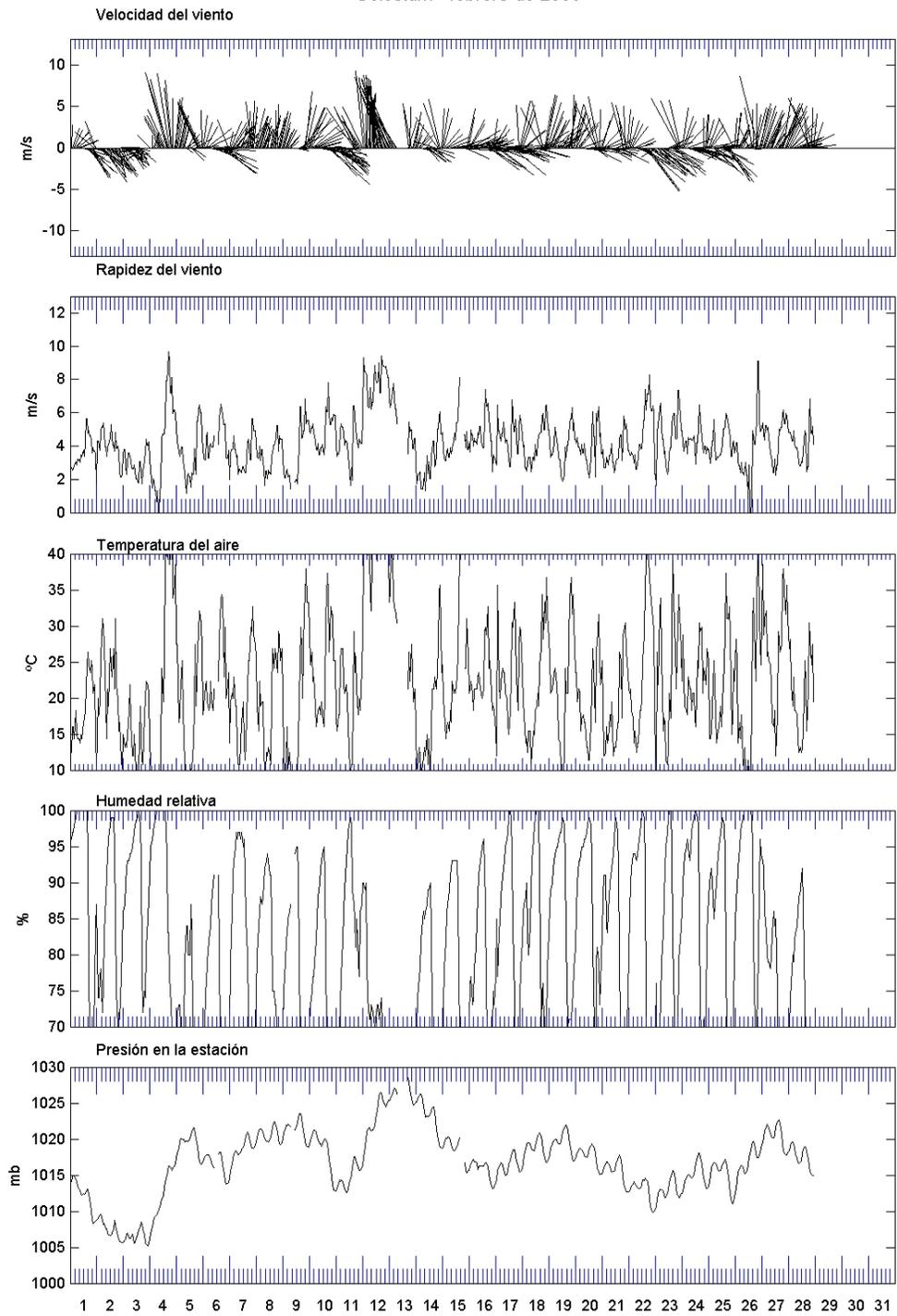




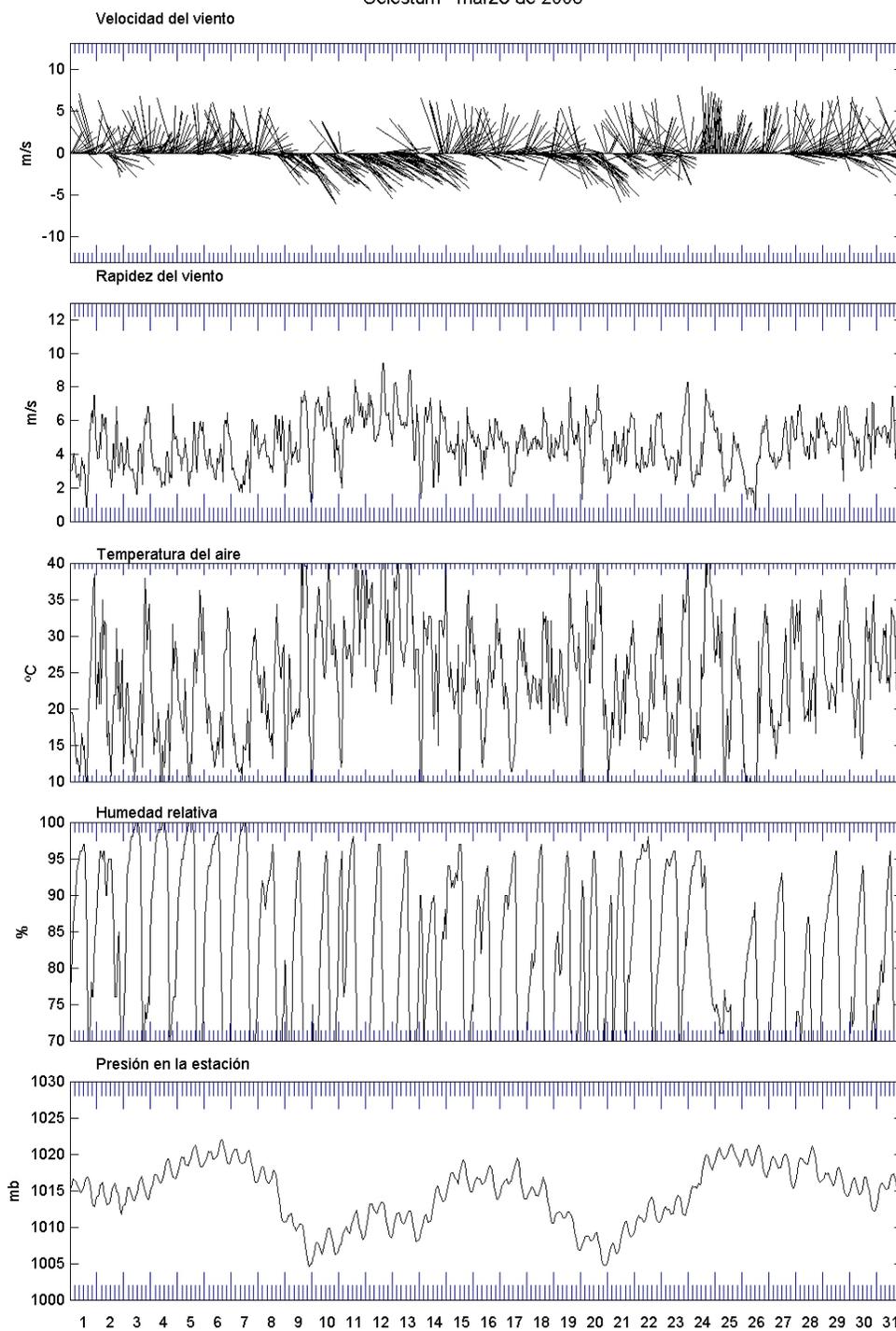




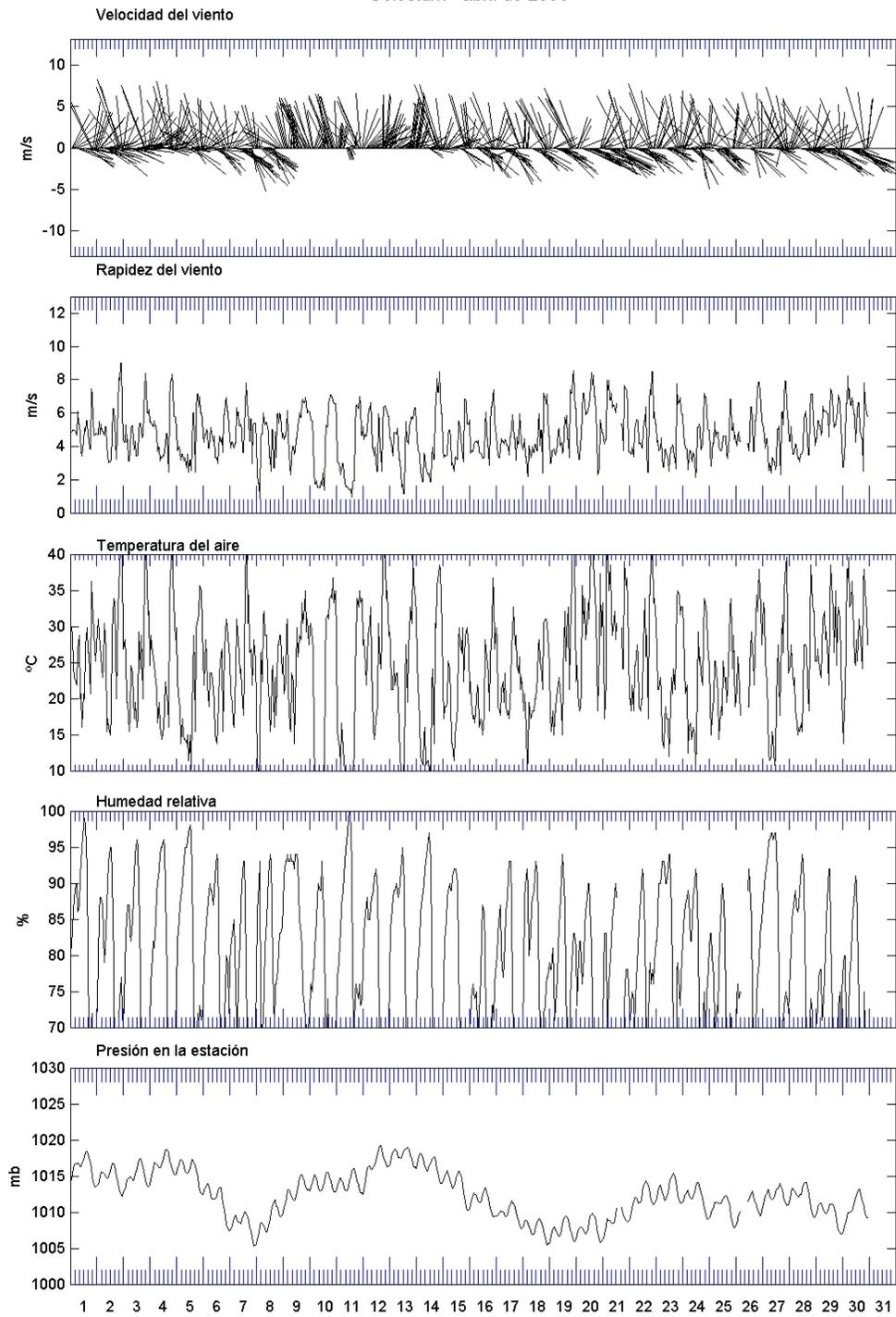
Celestum - febrero de 2006



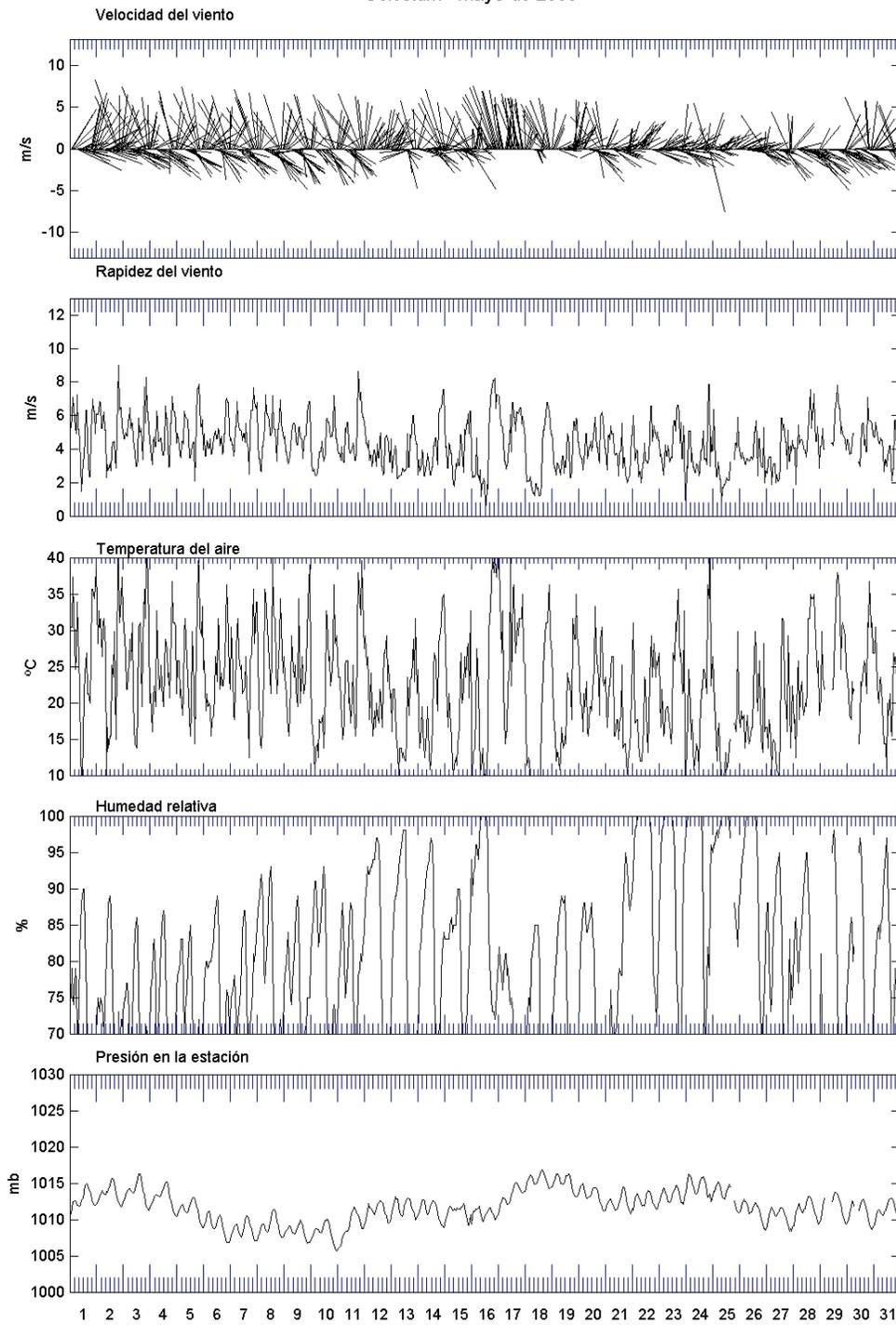
Celestum - marzo de 2006



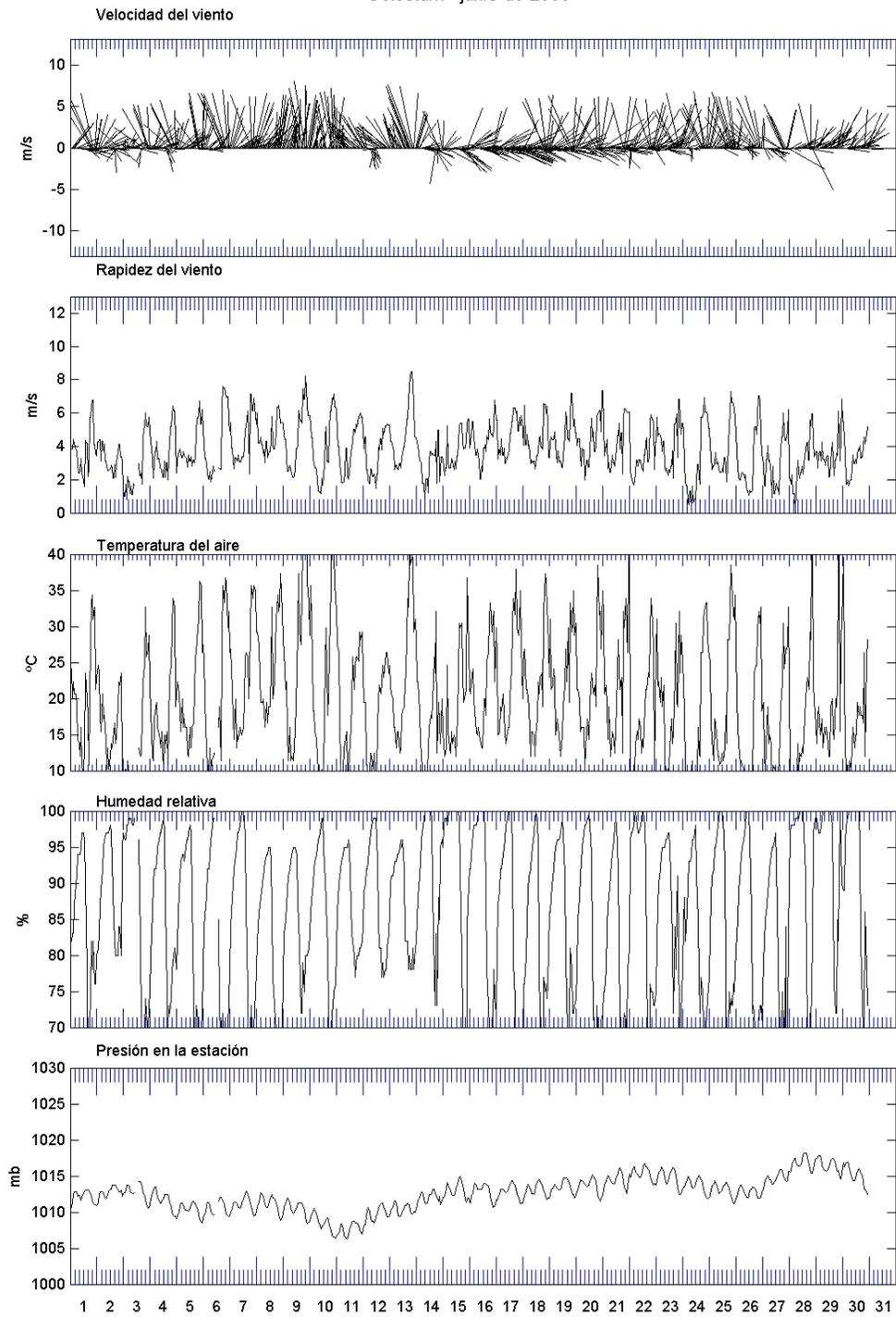
Celestum - abril de 2006



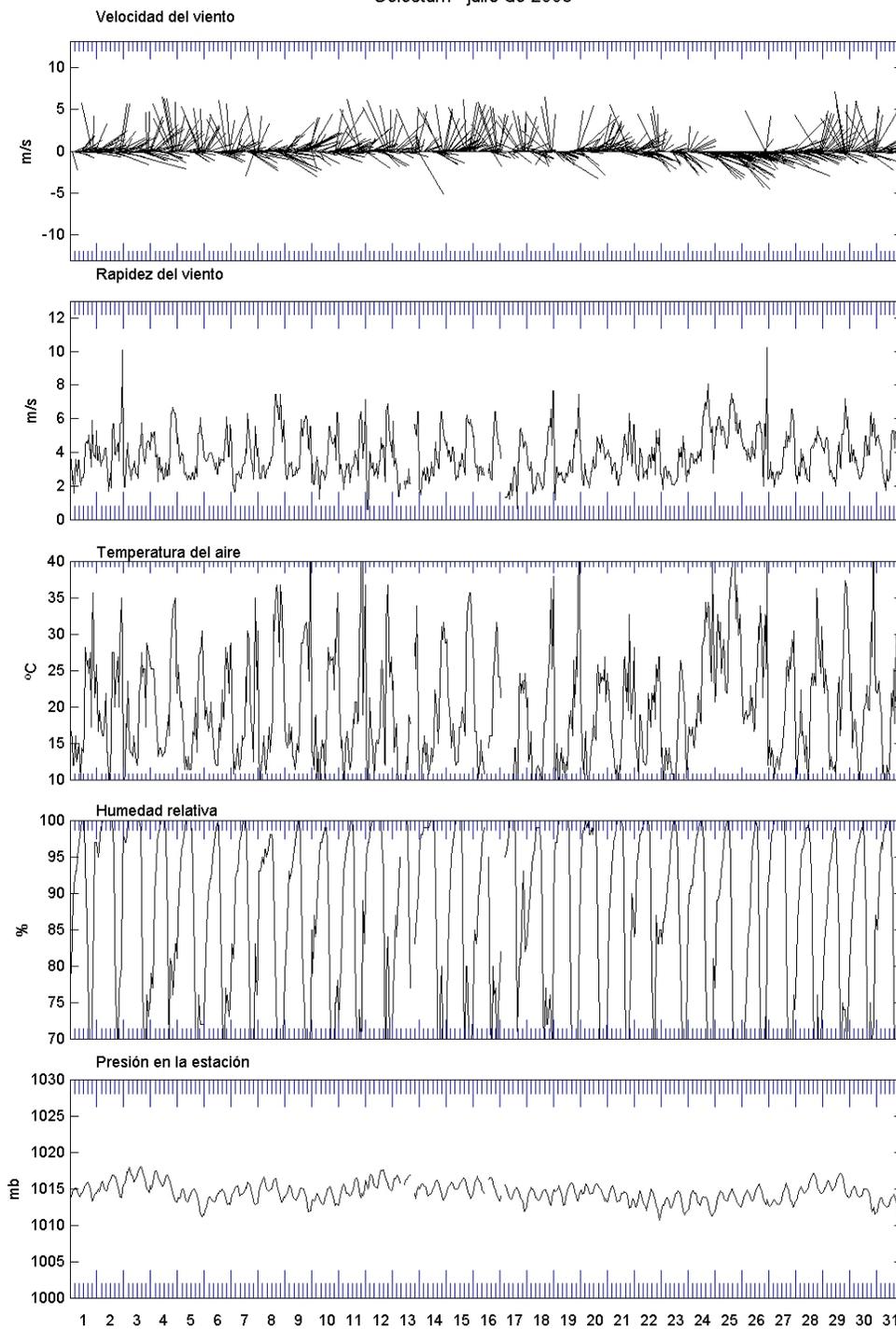
Celestum - mayo de 2006



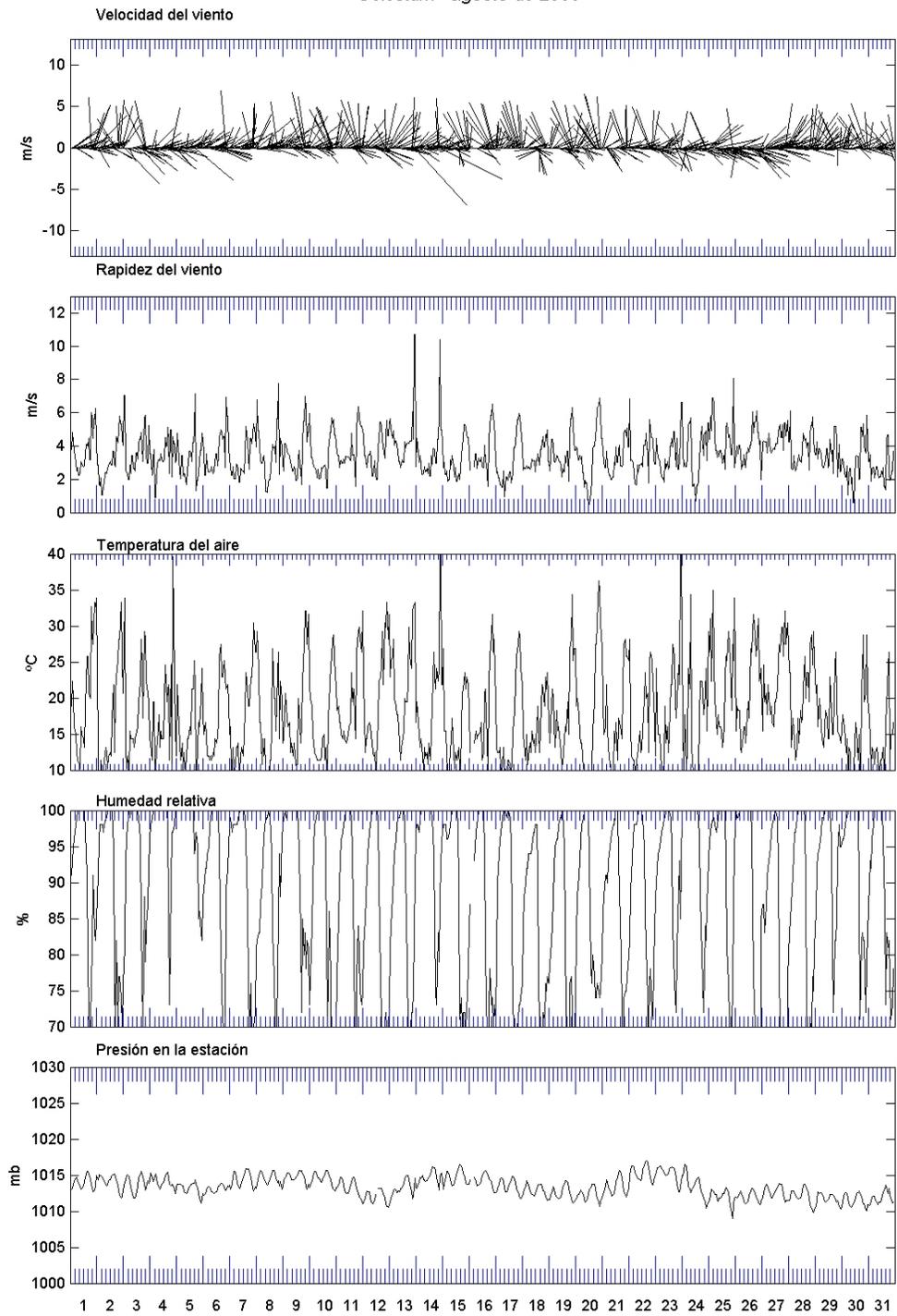
Celestum - junio de 2006



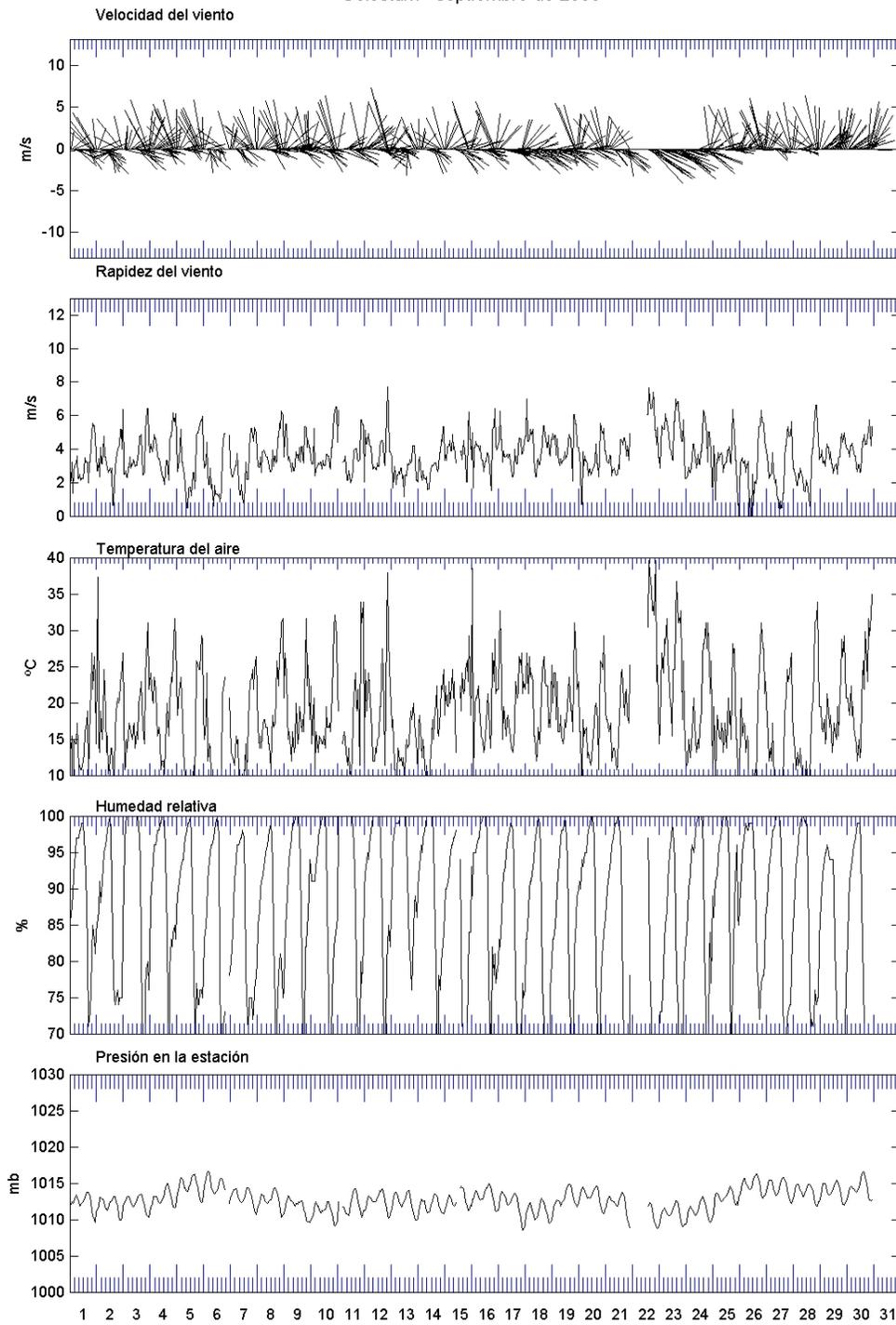
Celestum - julio de 2006



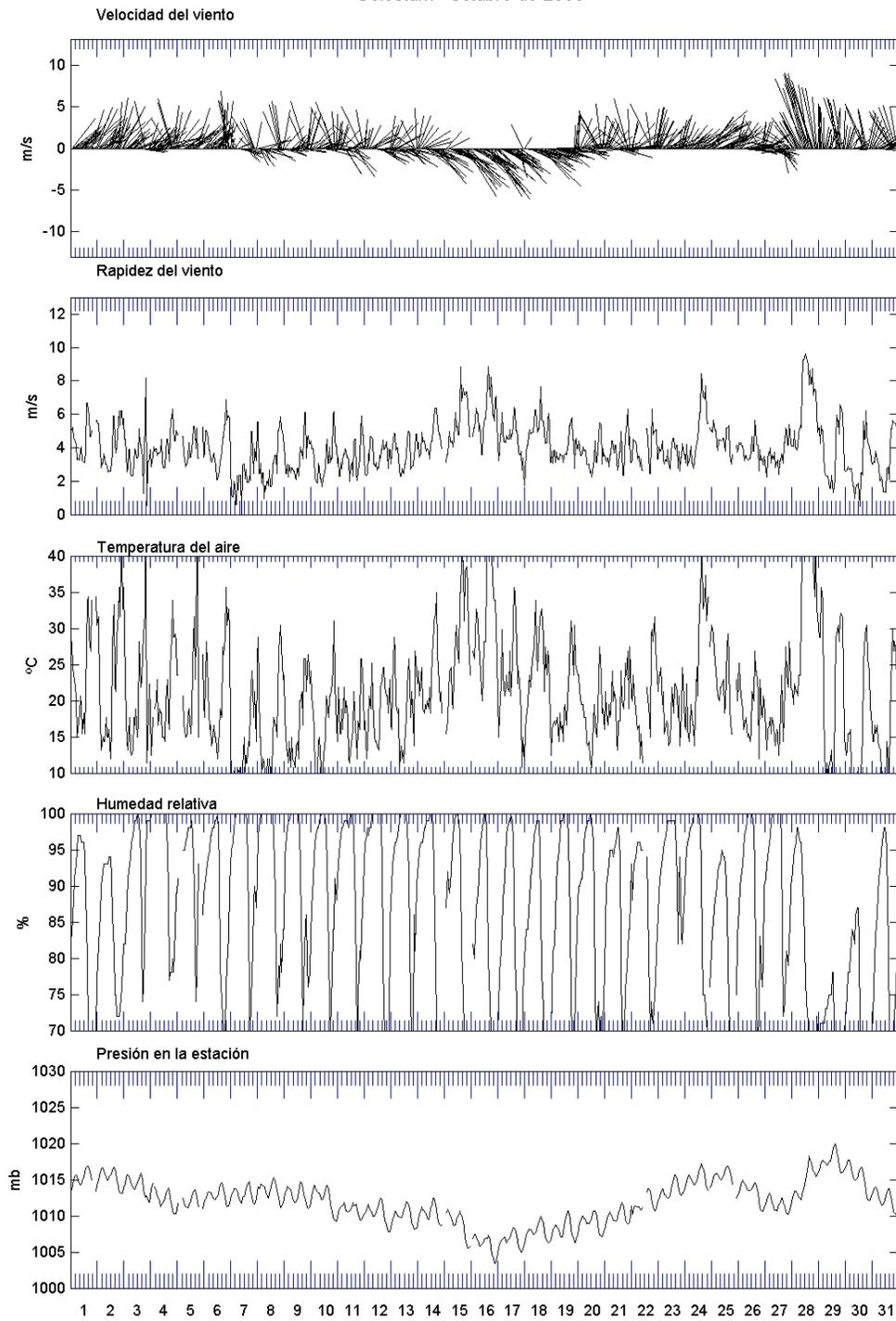
Celestum - agosto de 2006



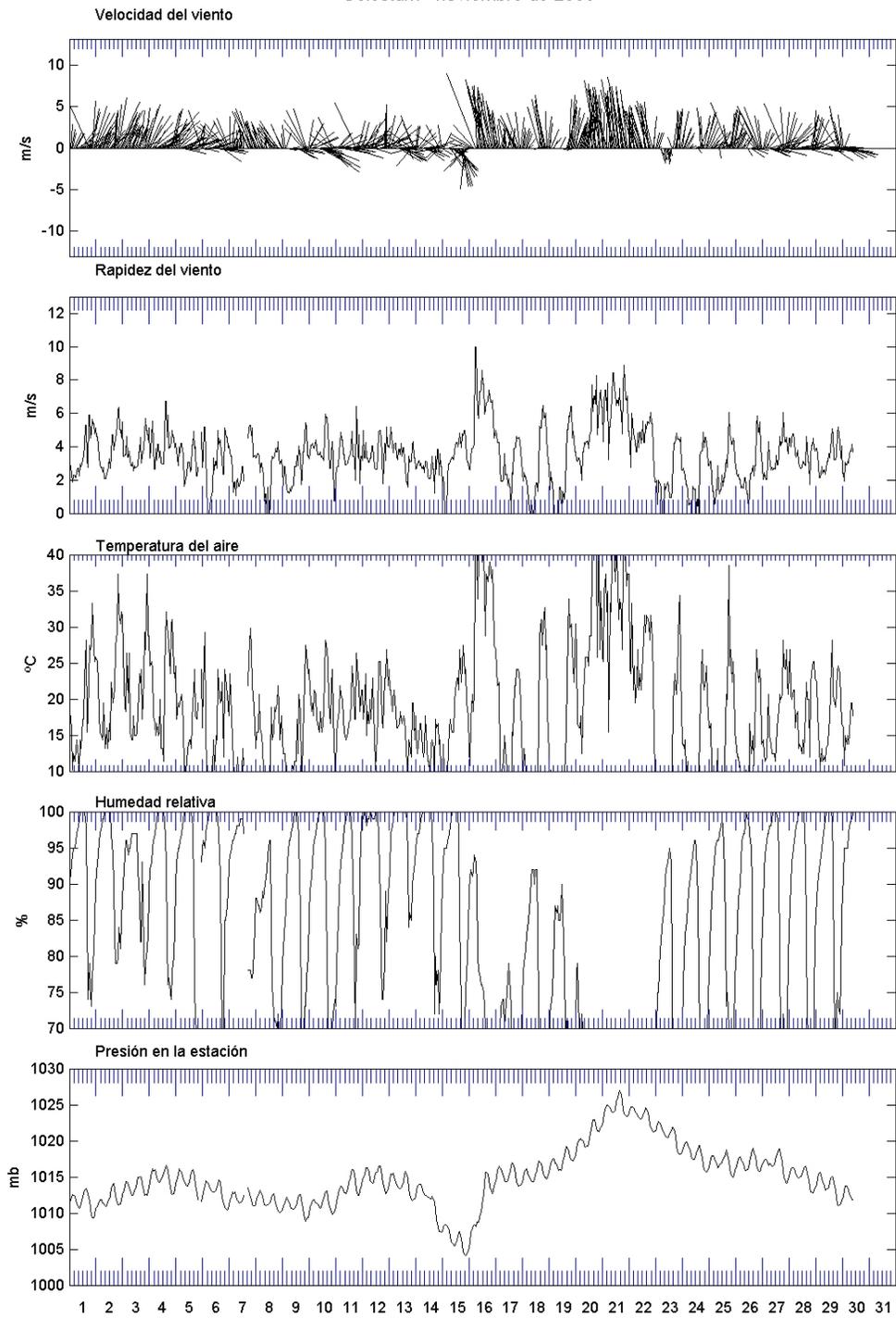
Celestum - septiembre de 2006



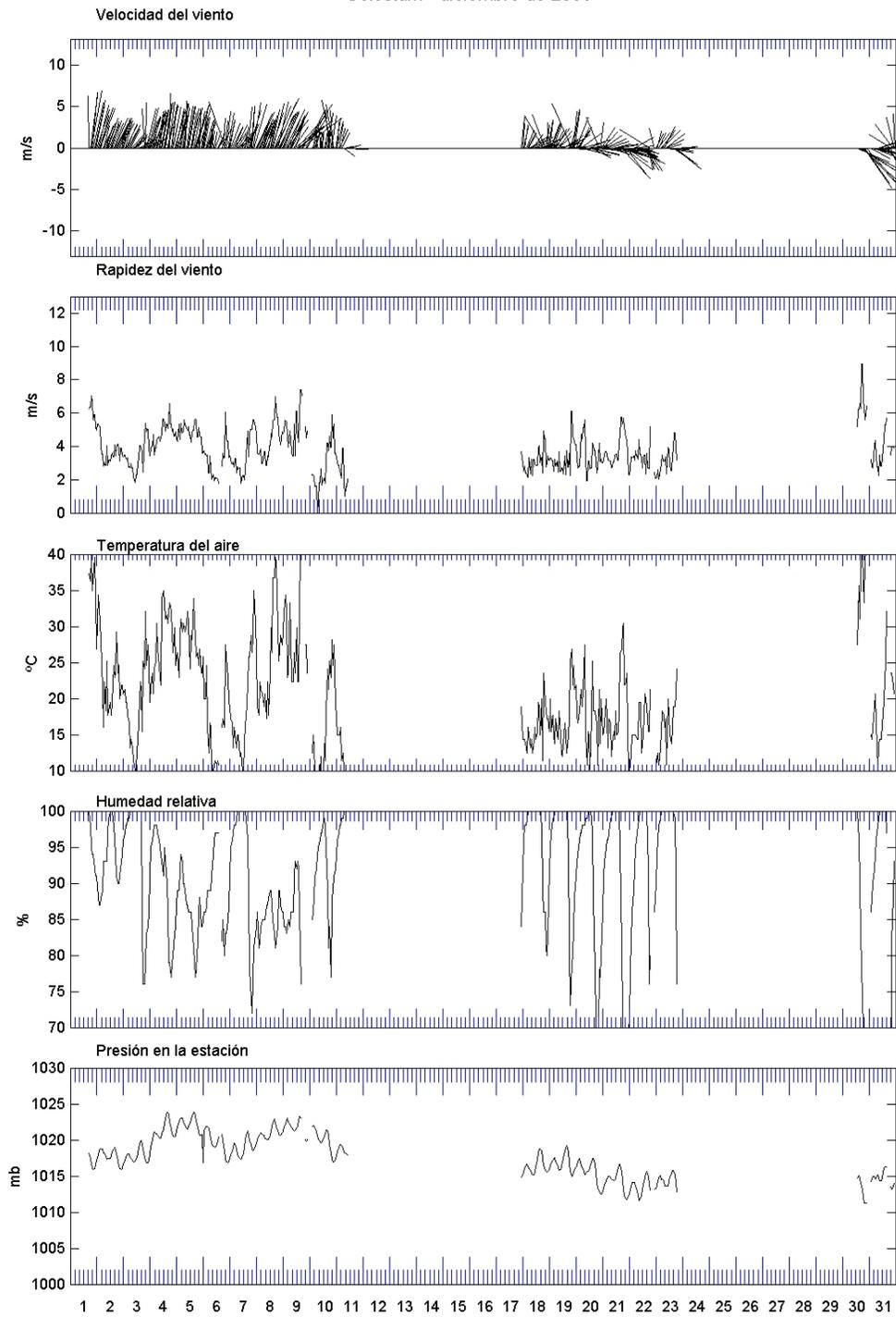
Celestum - octubre de 2006

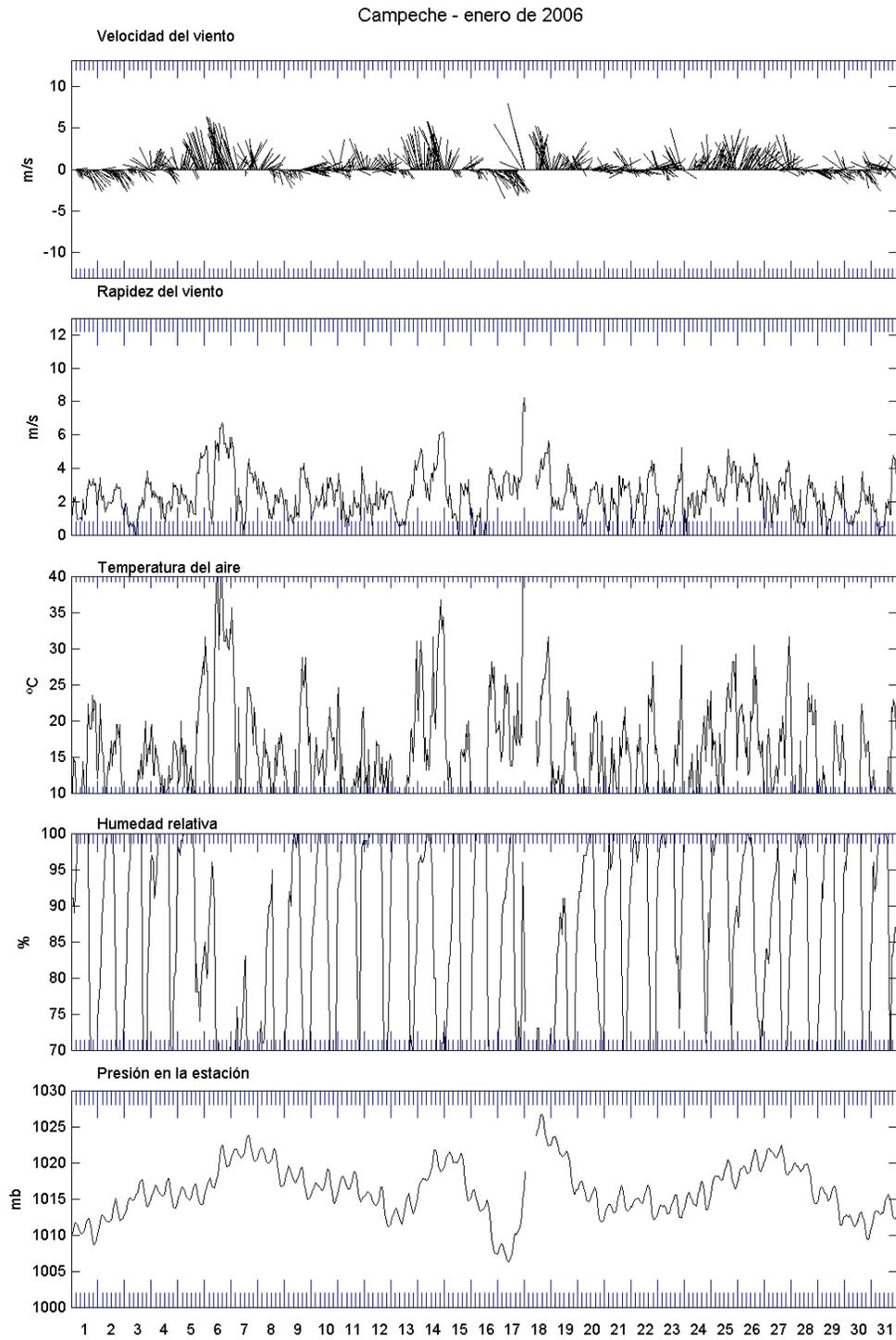


Celestum - noviembre de 2006

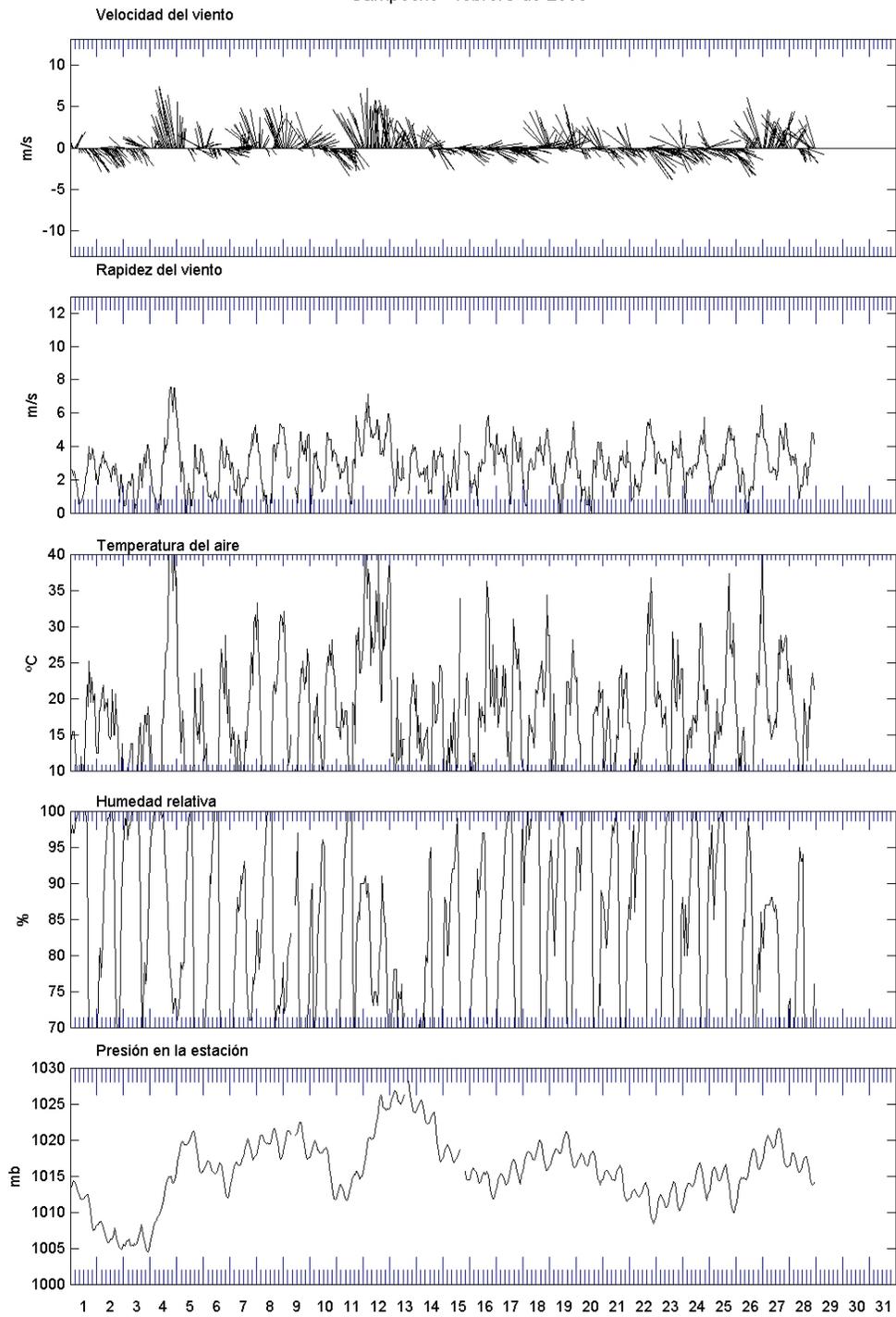


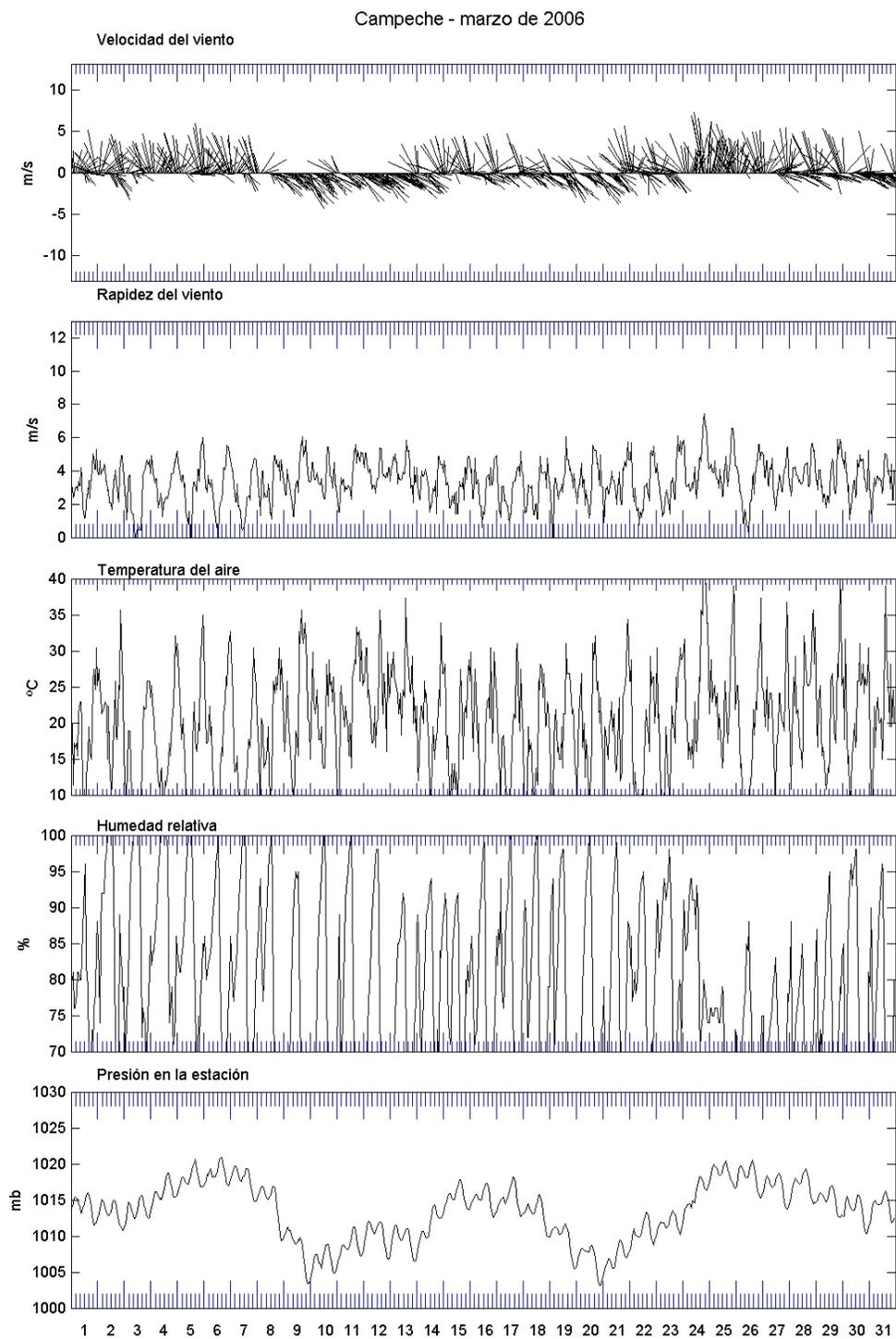
Celestum - diciembre de 2006



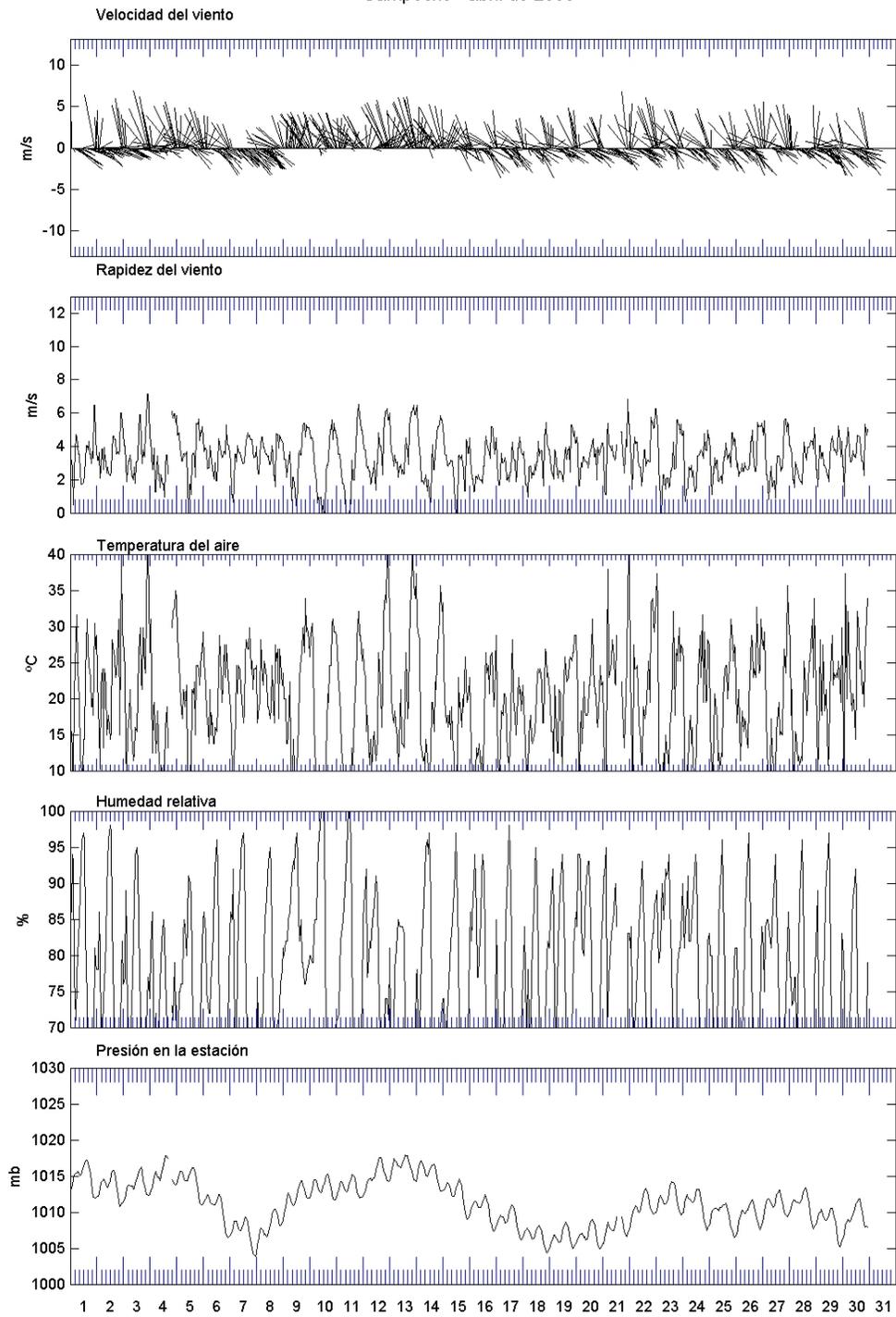


Campeche - febrero de 2006

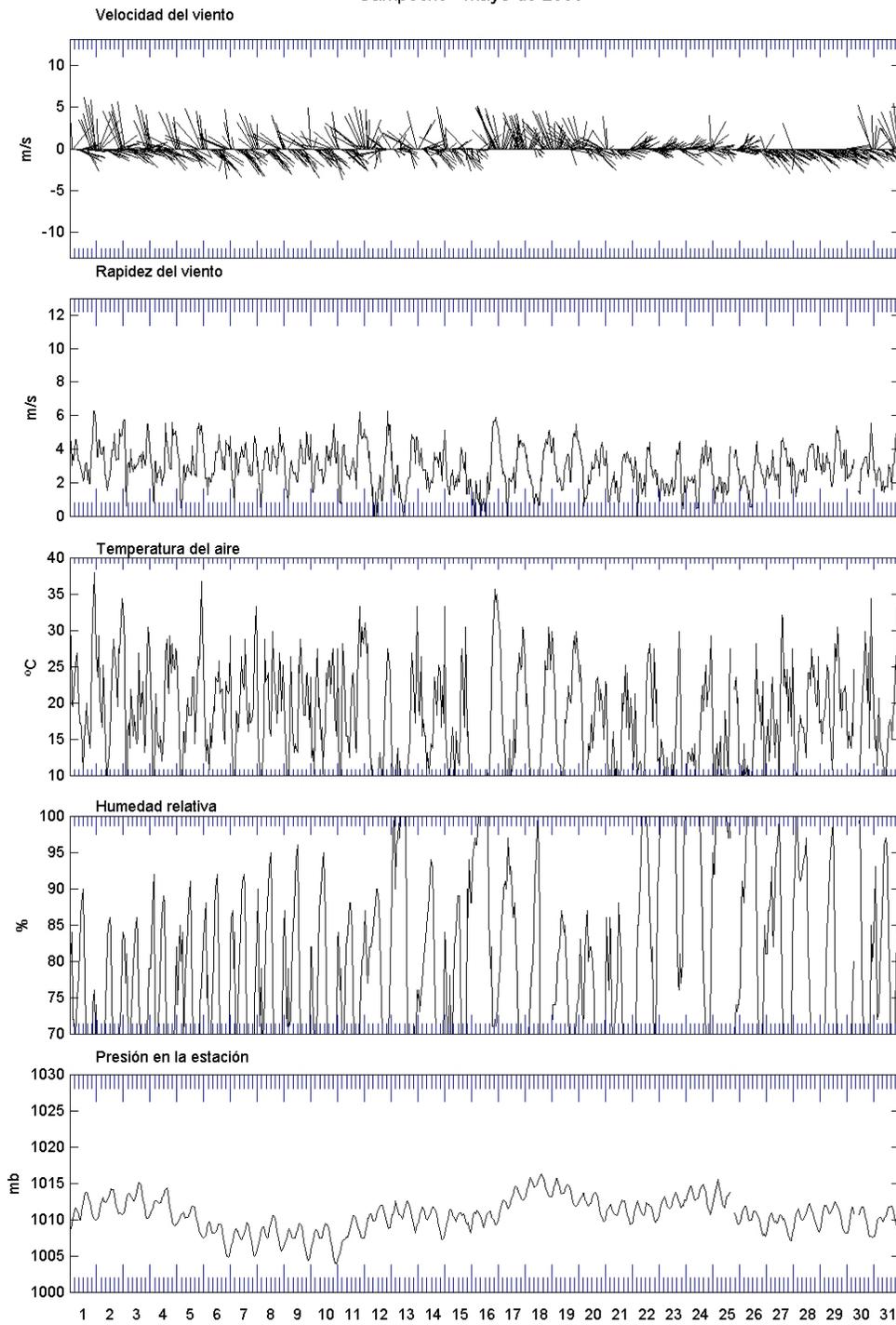




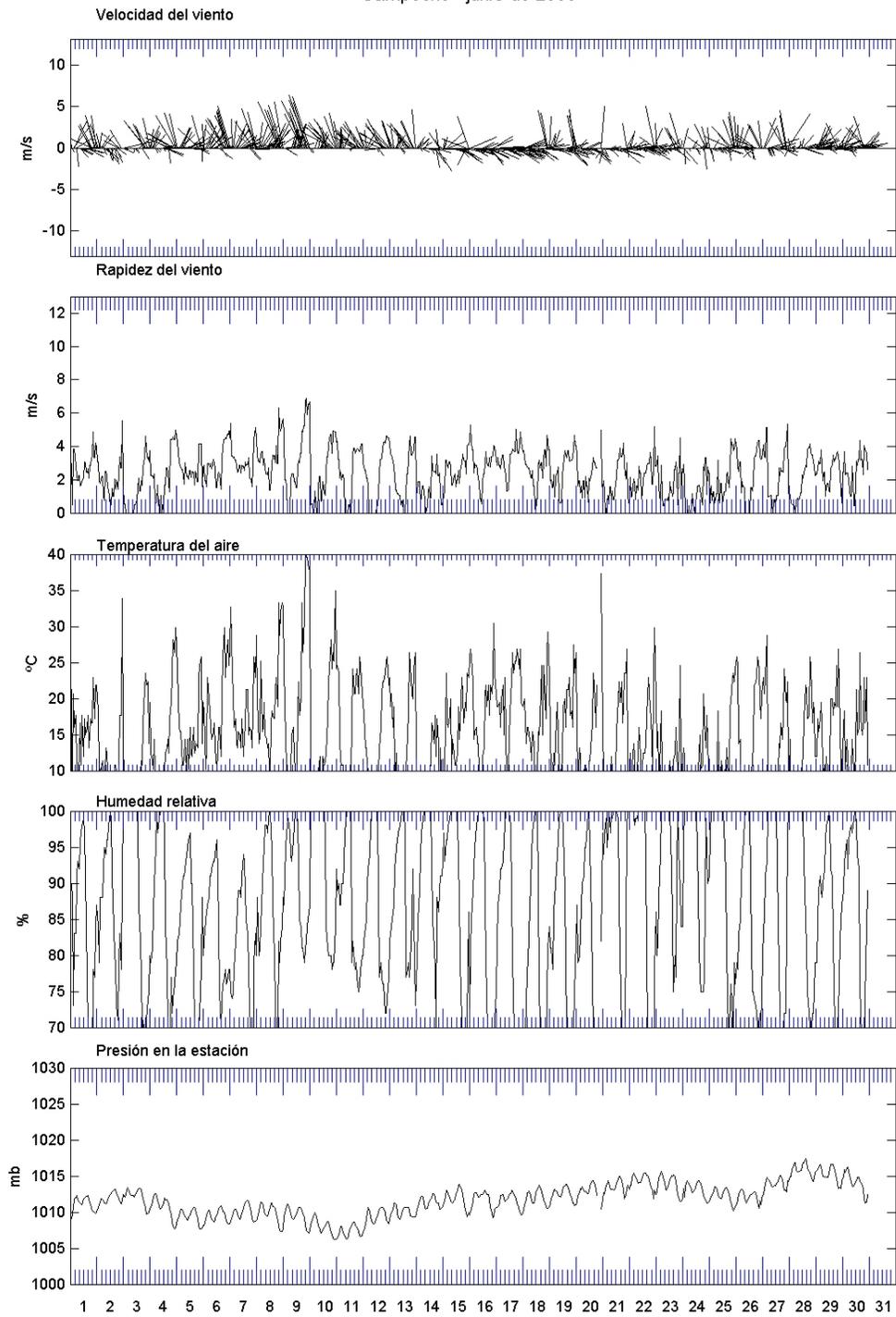
Campeche - abril de 2006

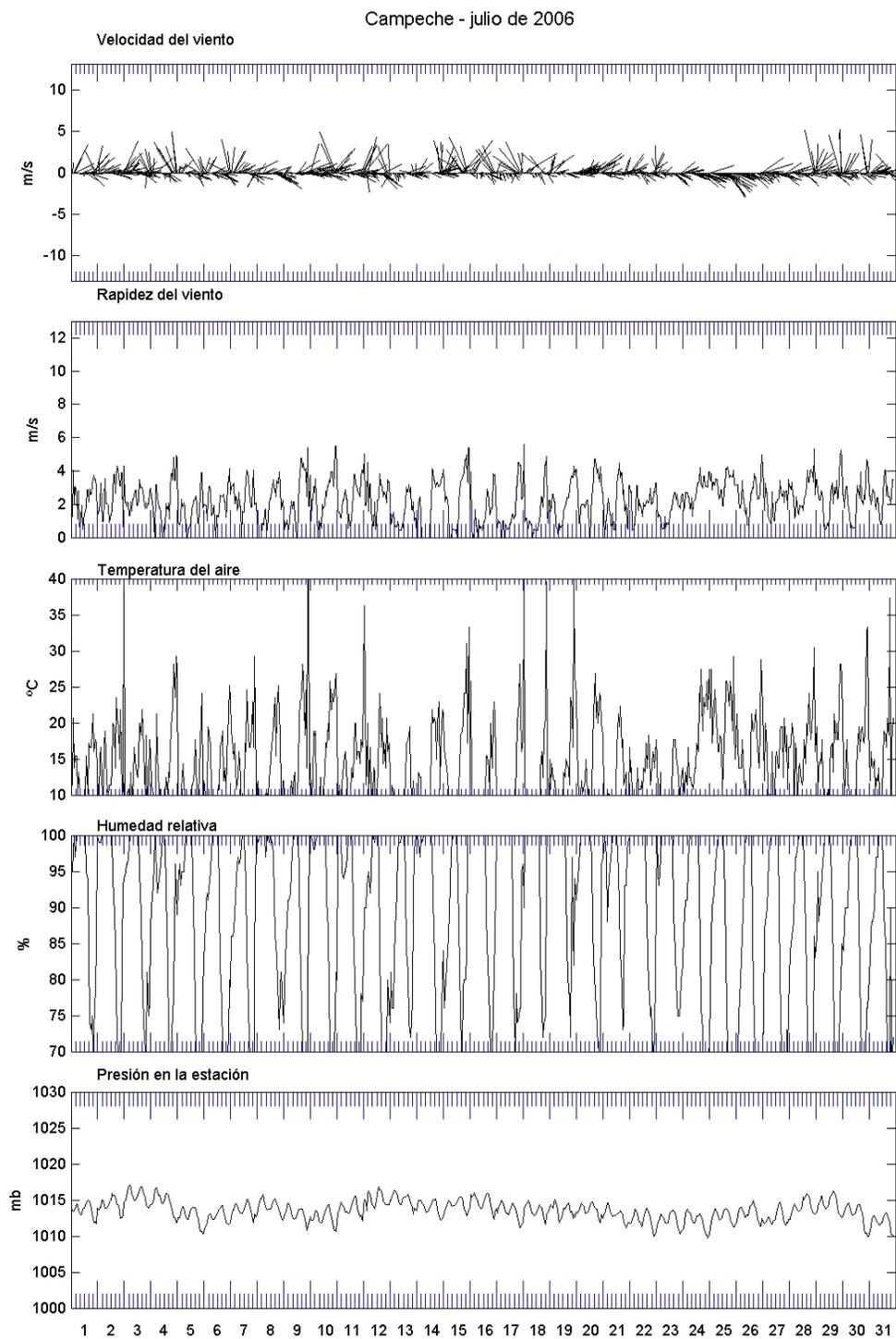


Campeche - mayo de 2006

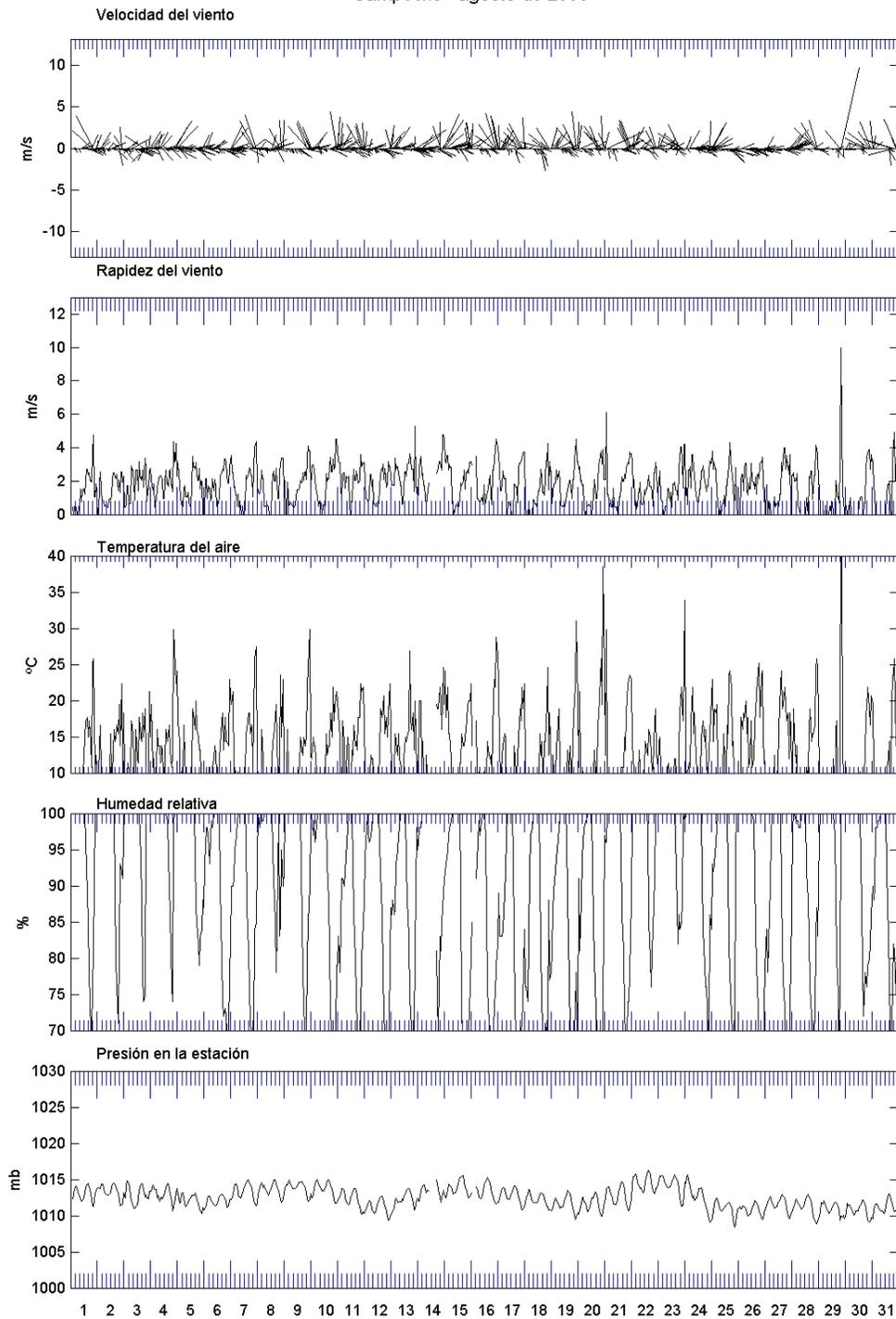


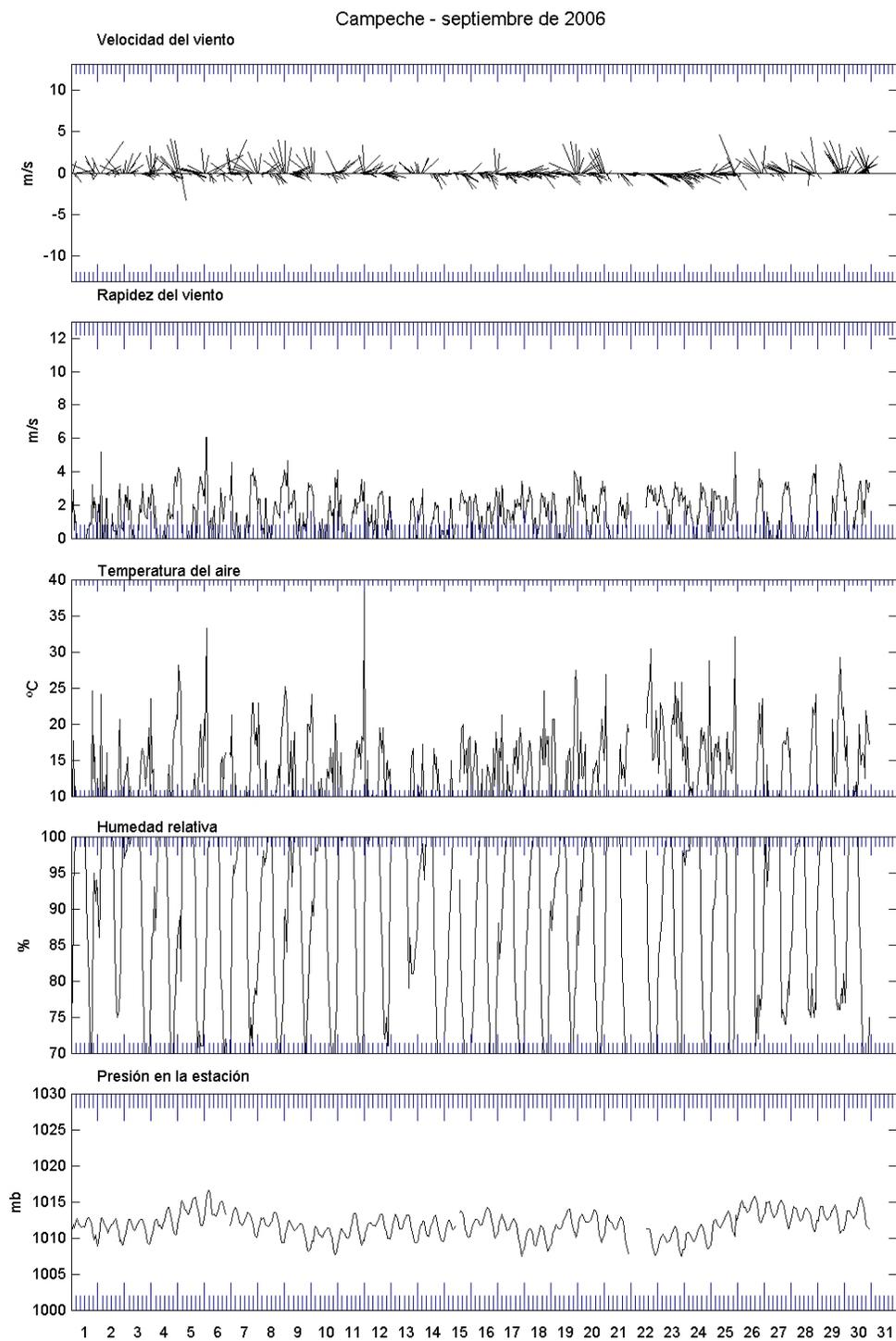
Campeche - junio de 2006



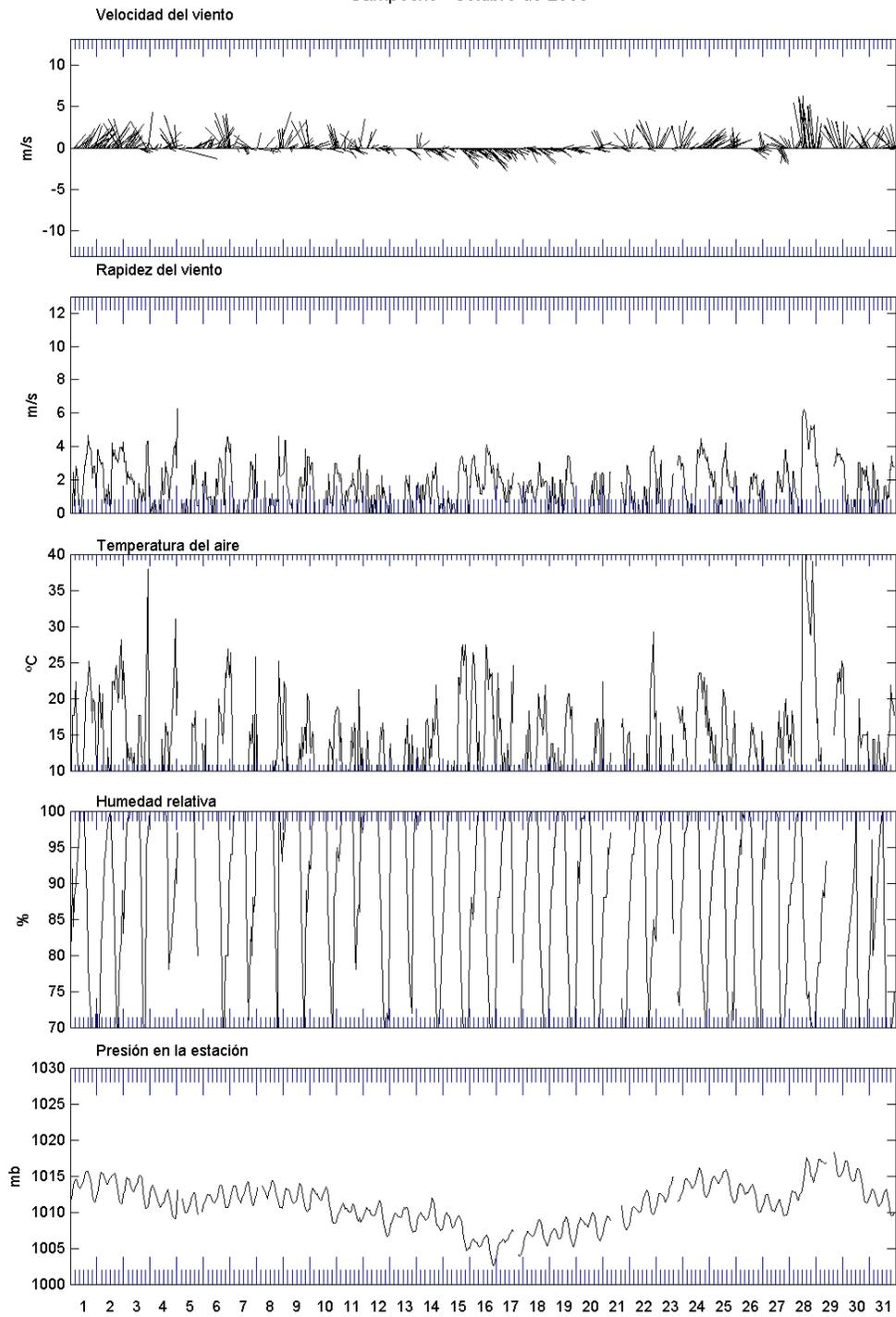


Campeche - agosto de 2006

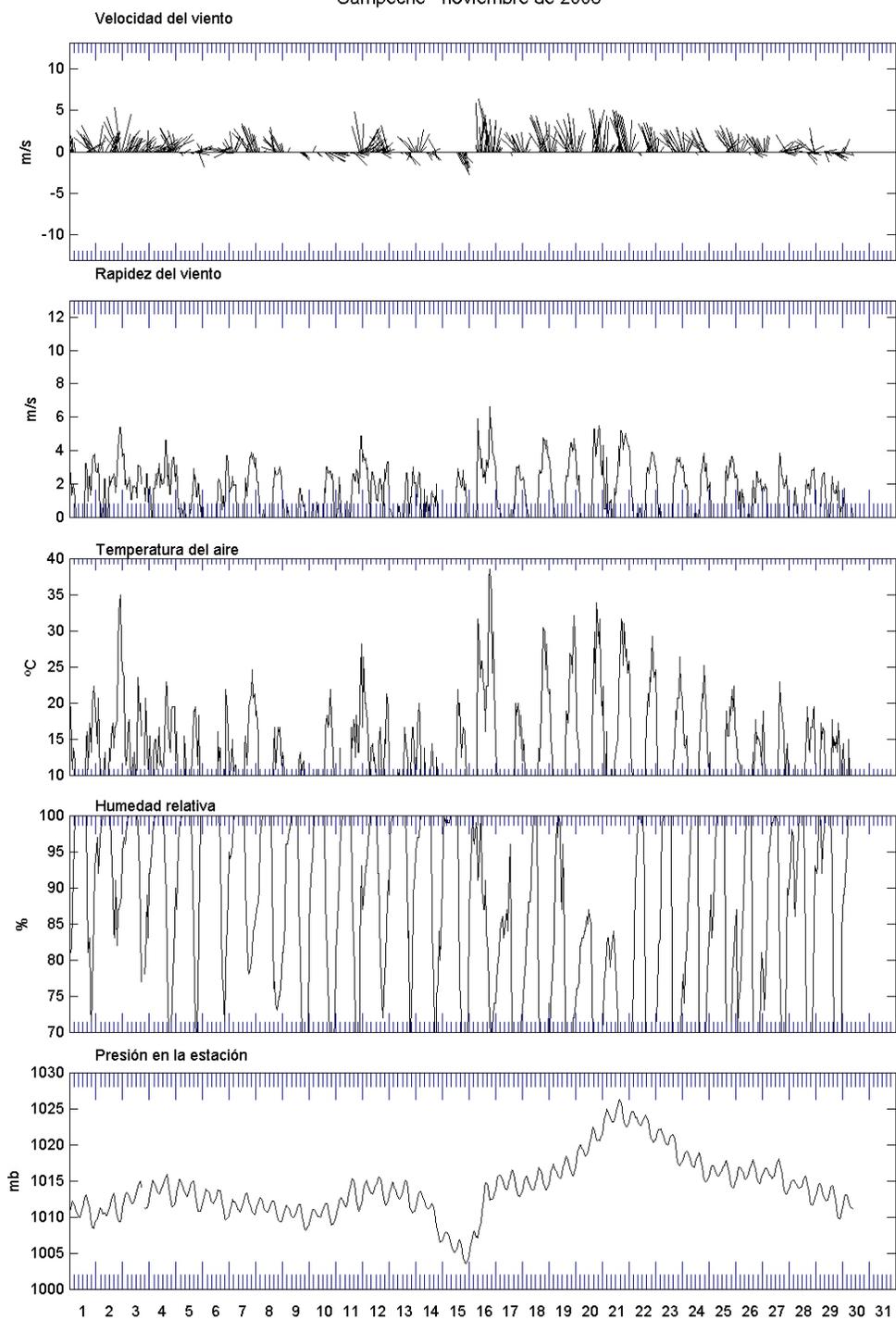




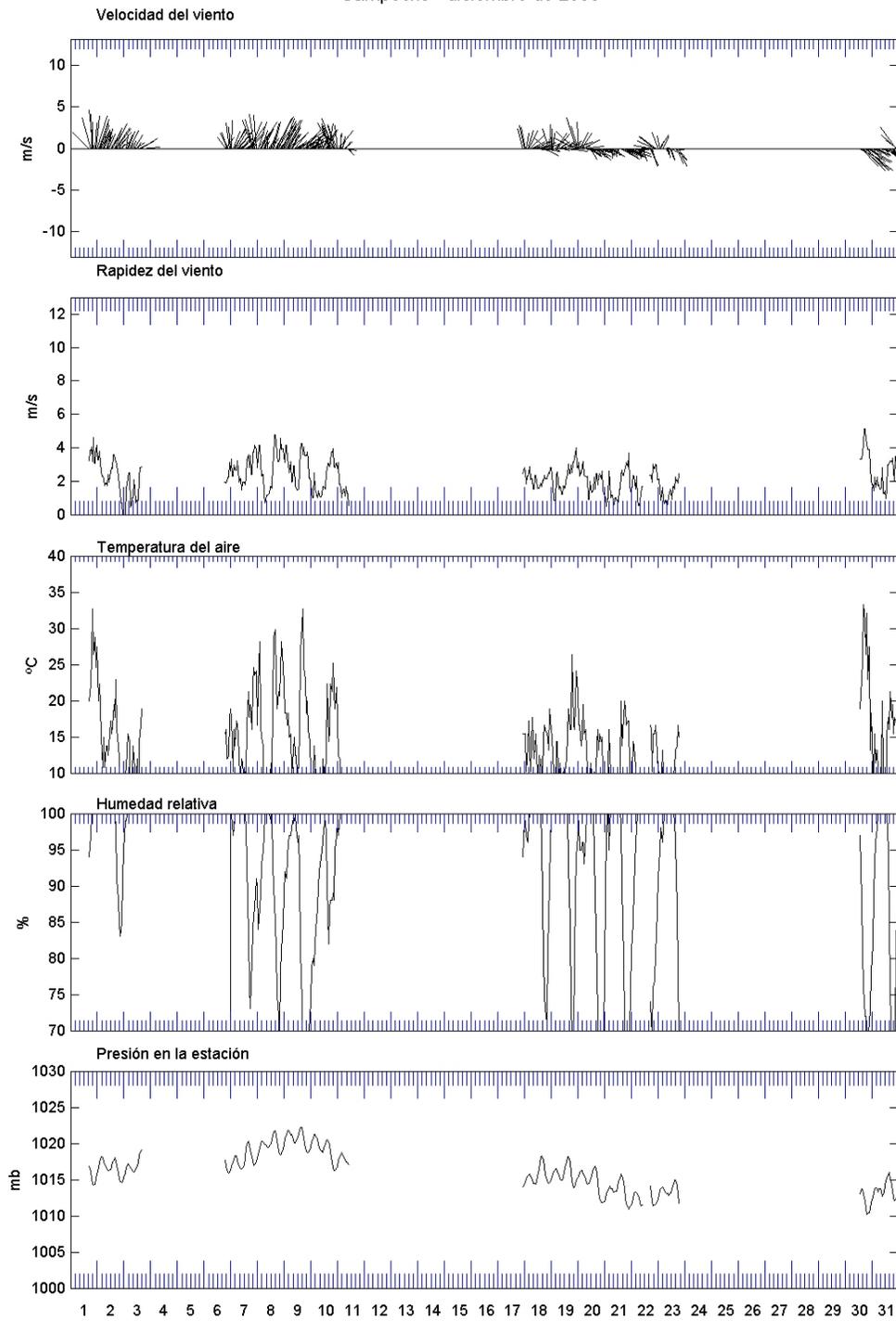
Campeche - octubre de 2006

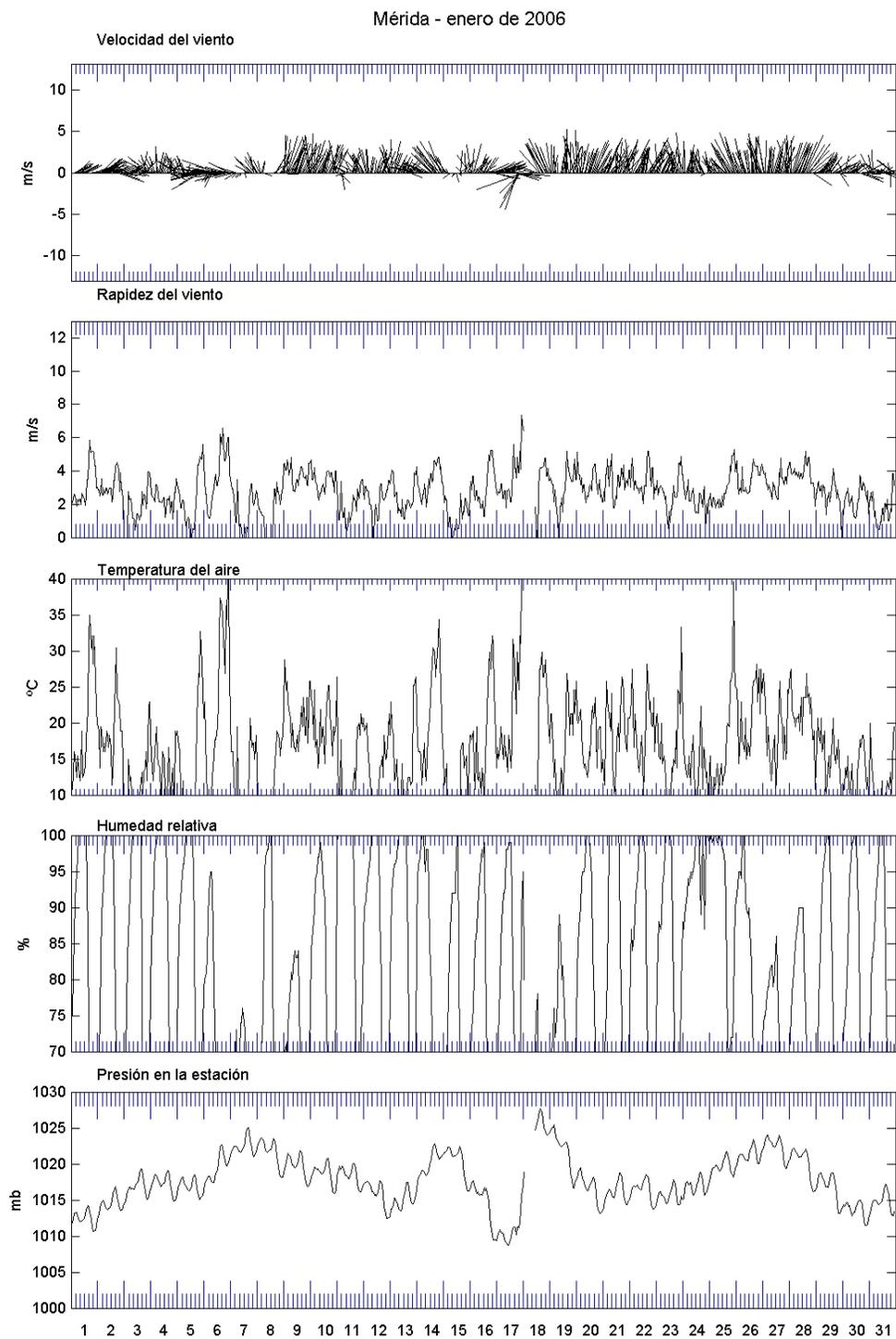


Campeche - noviembre de 2006

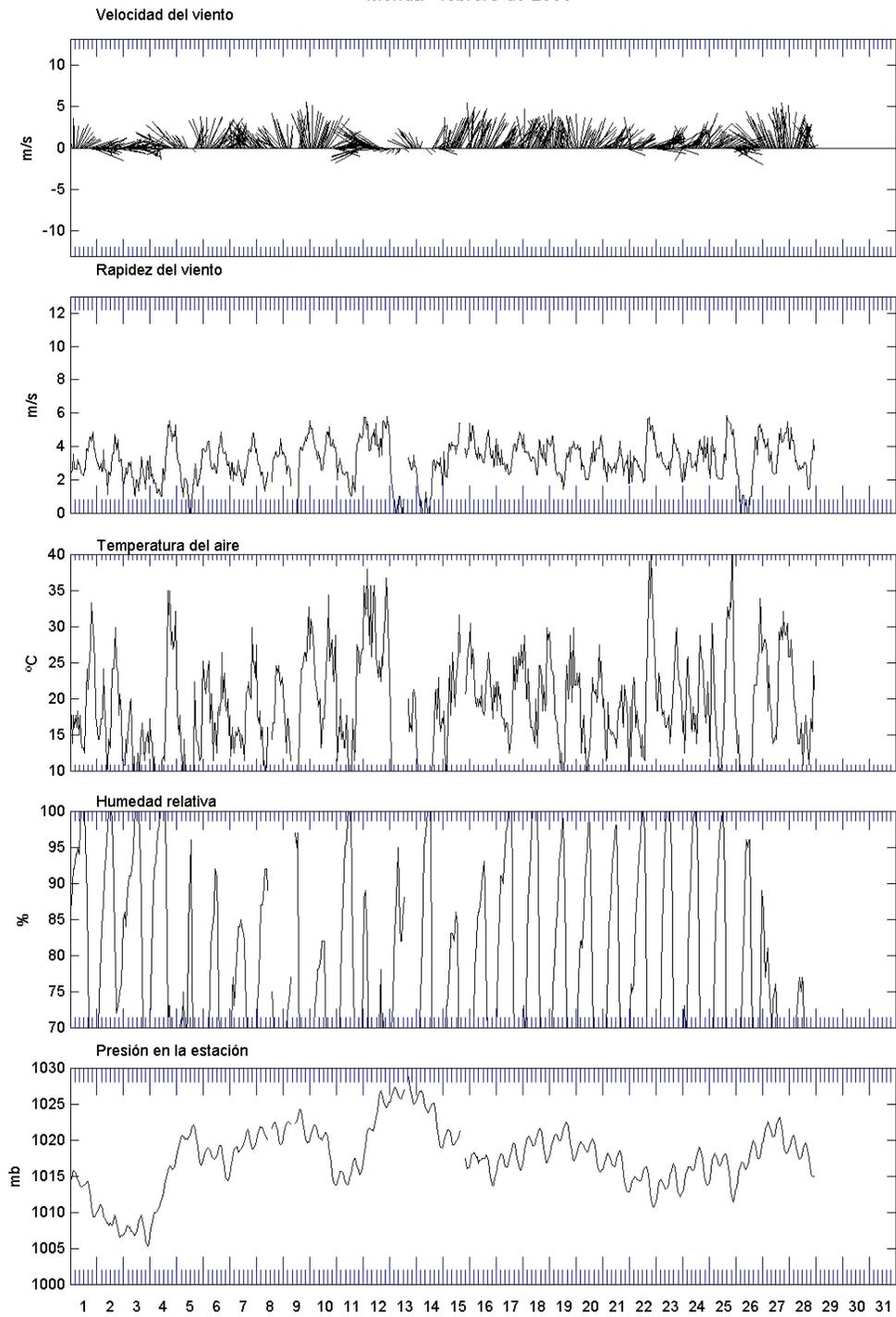


Campeche - diciembre de 2006

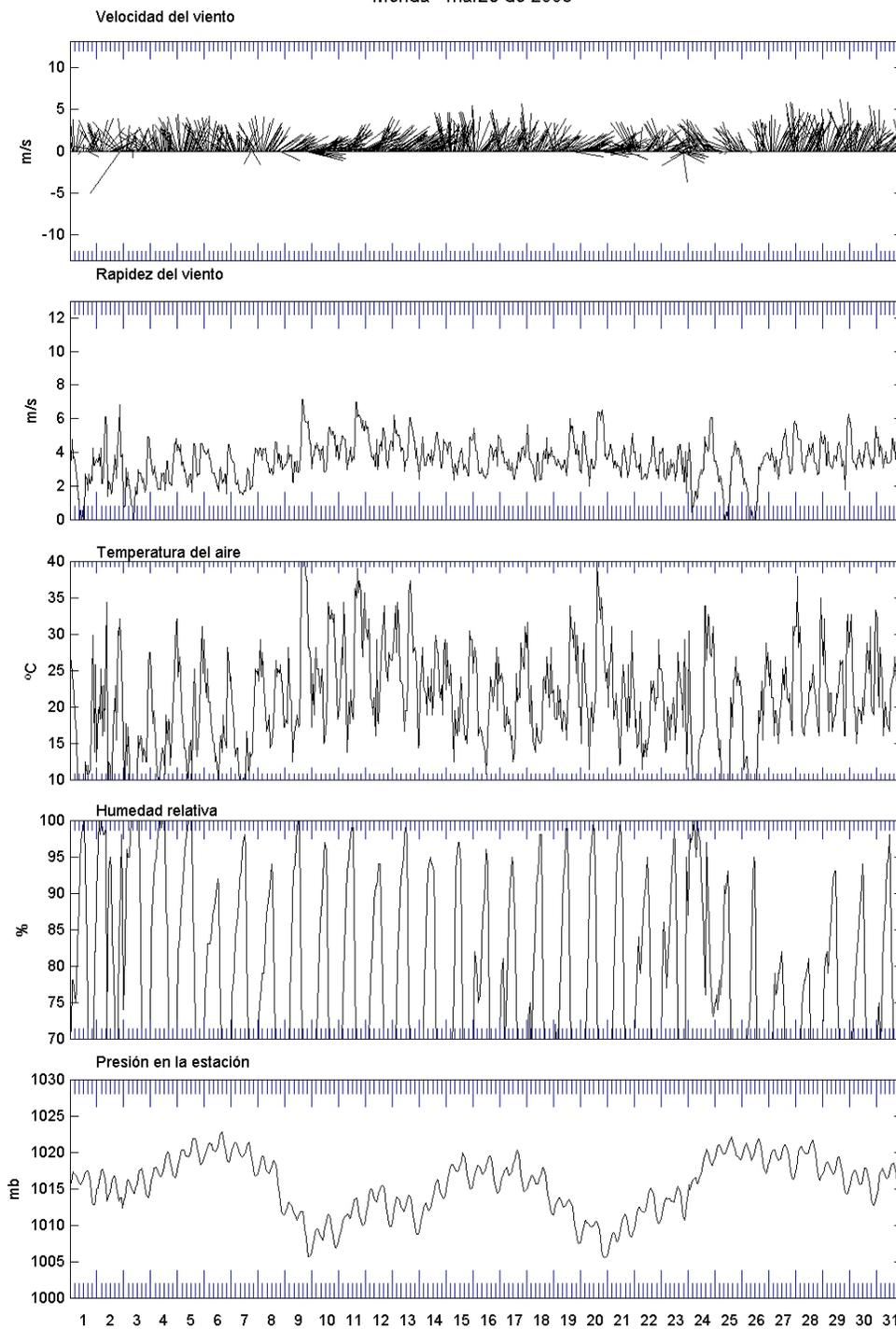




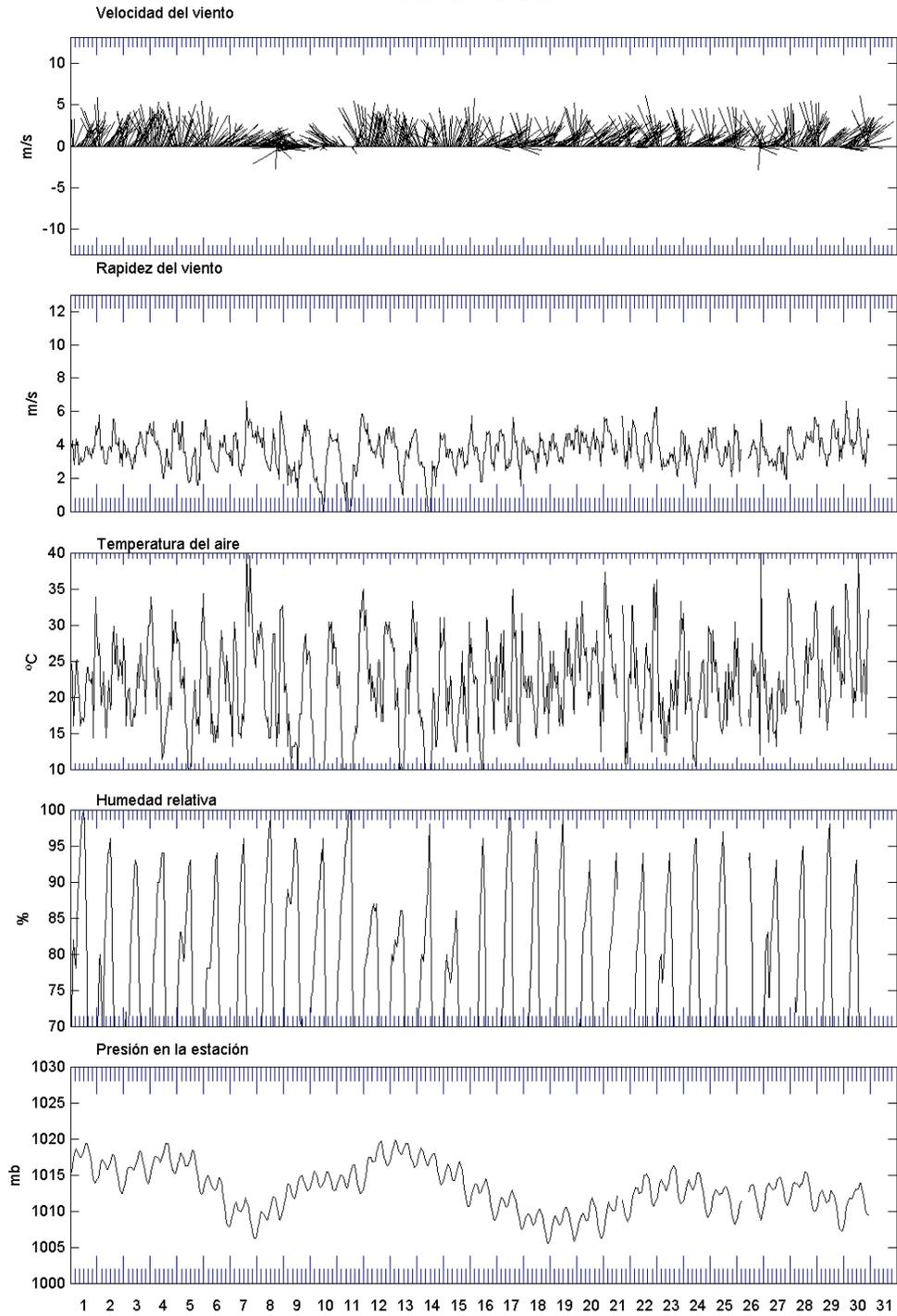
Mérida - febrero de 2006

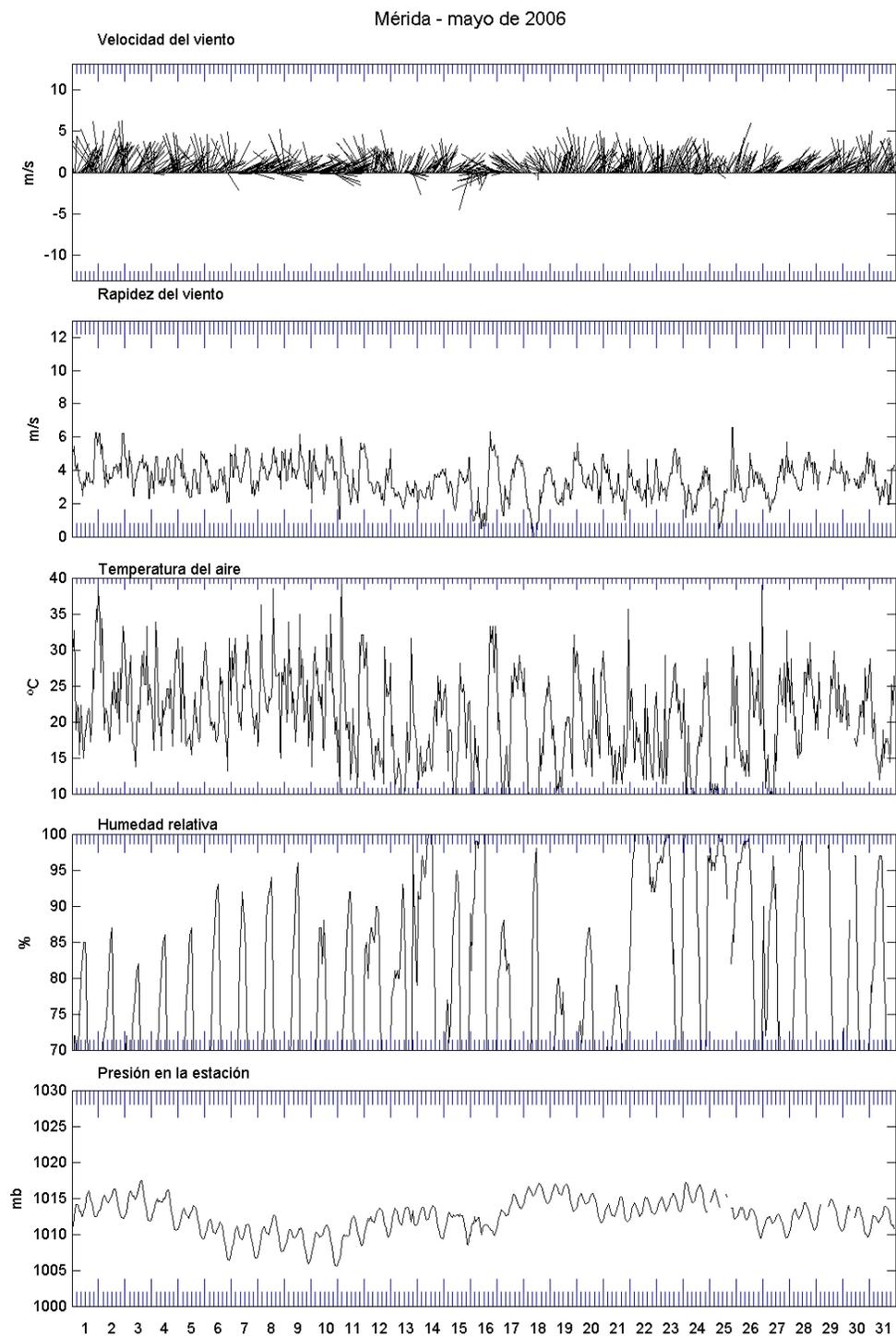


Mérida - marzo de 2006

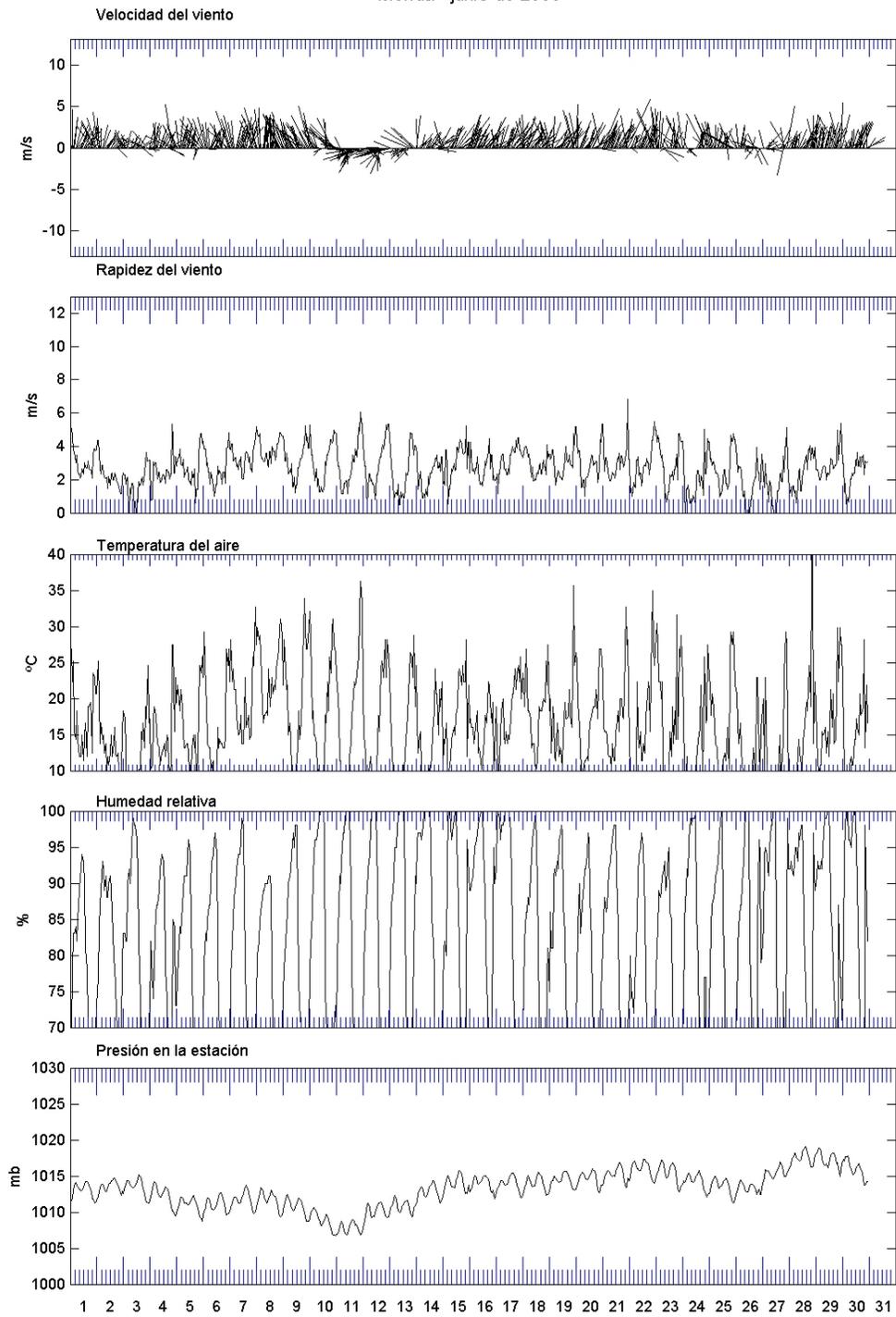


Mérida - abril de 2006

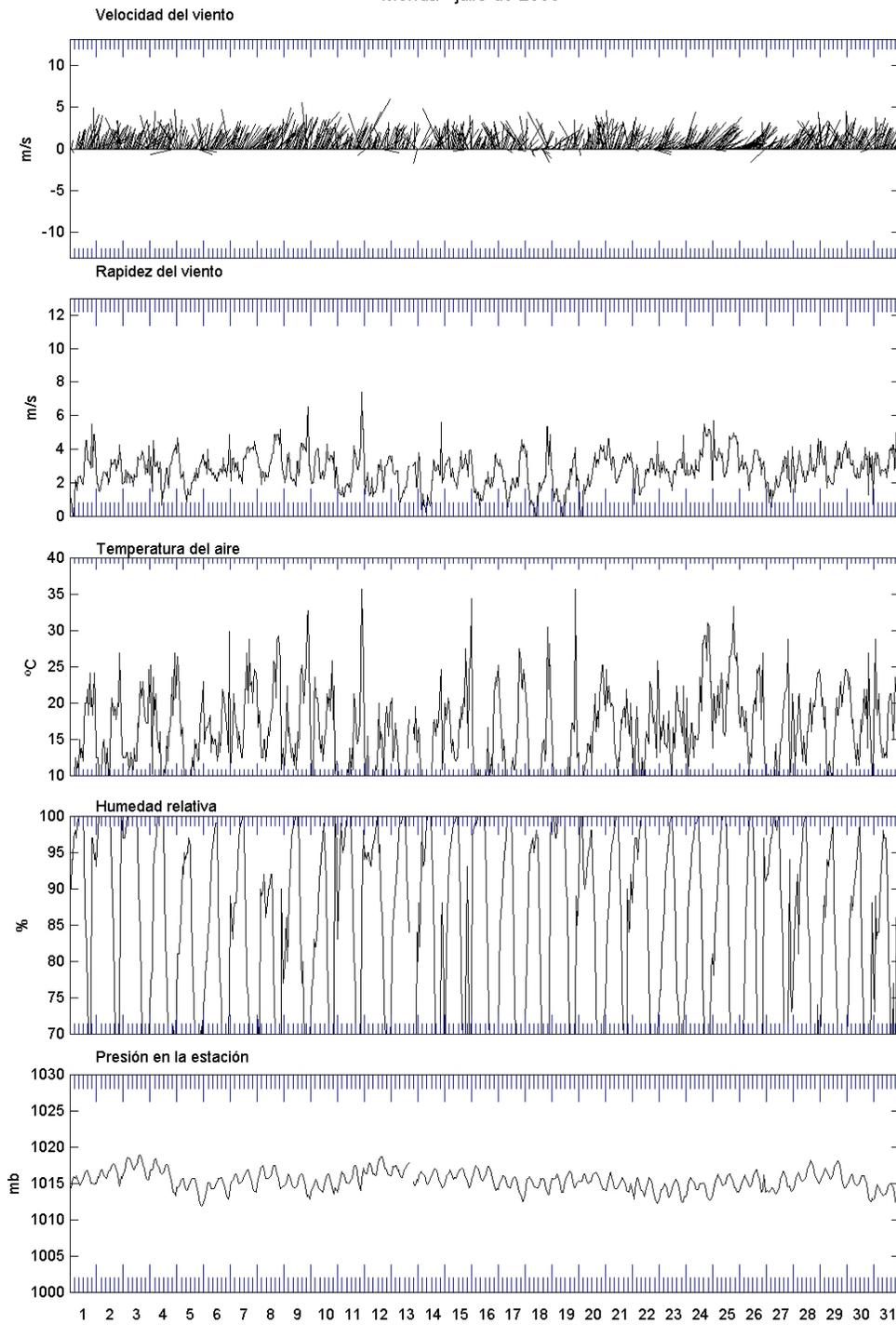




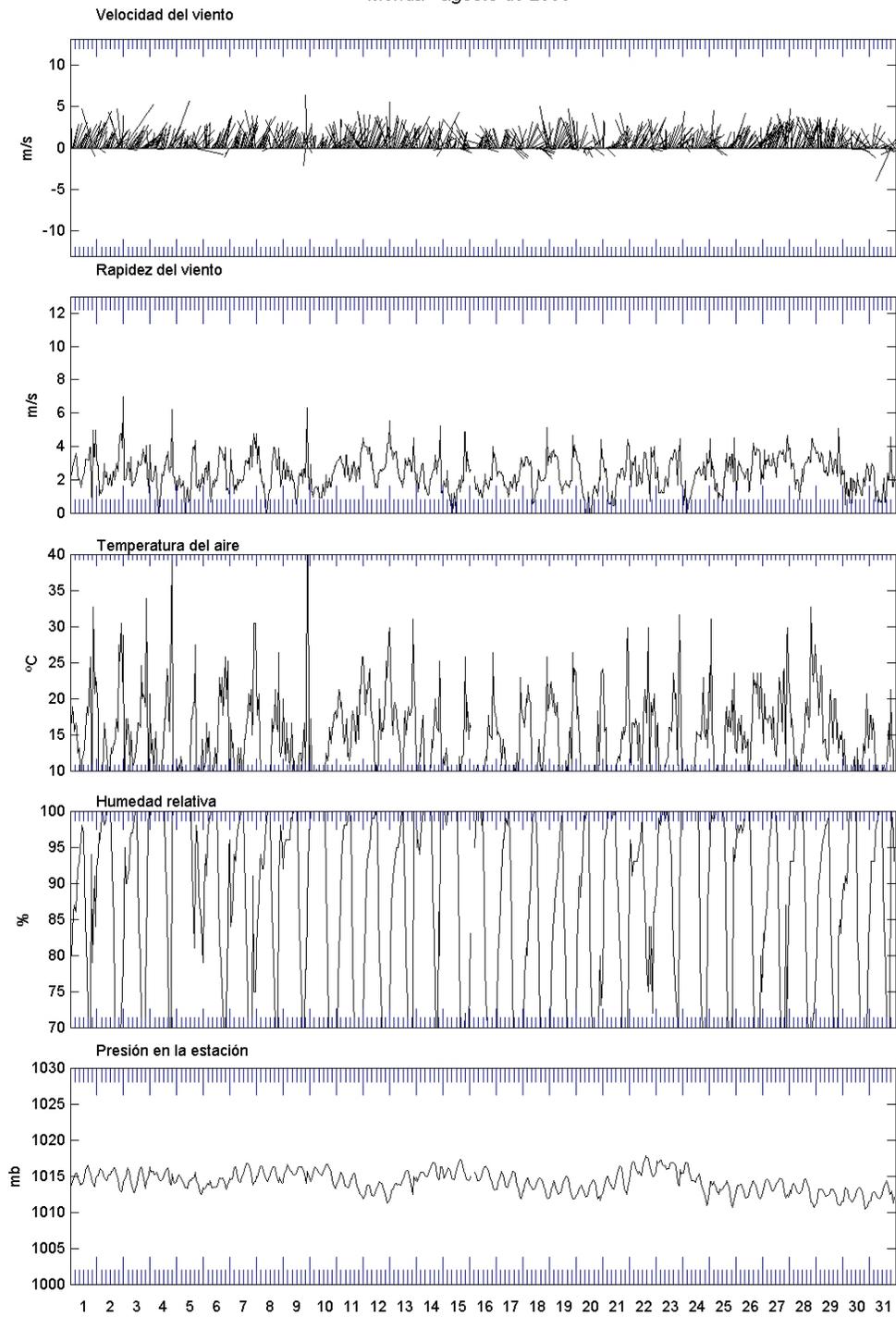
Mérida - junio de 2006



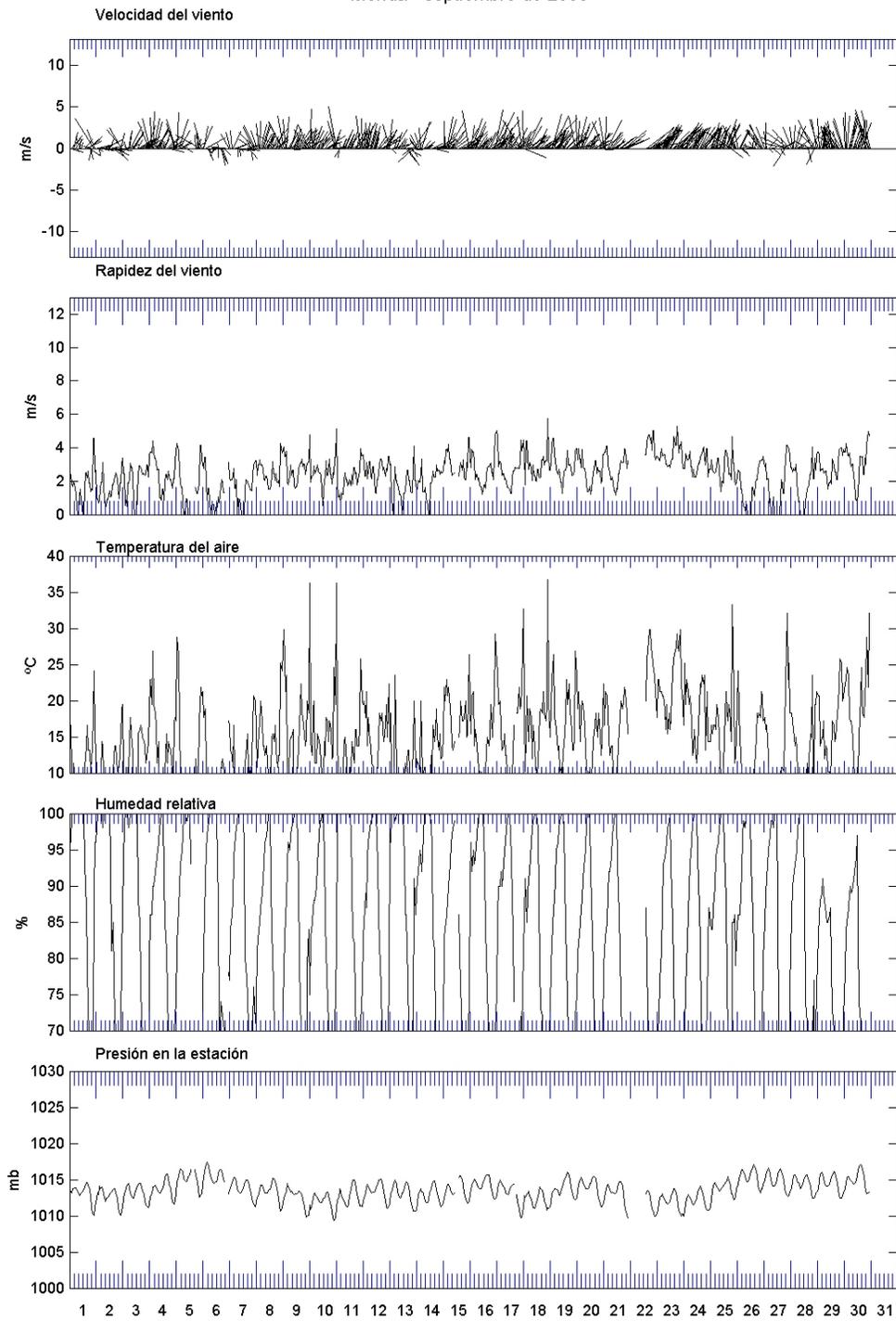
Mérida - julio de 2006



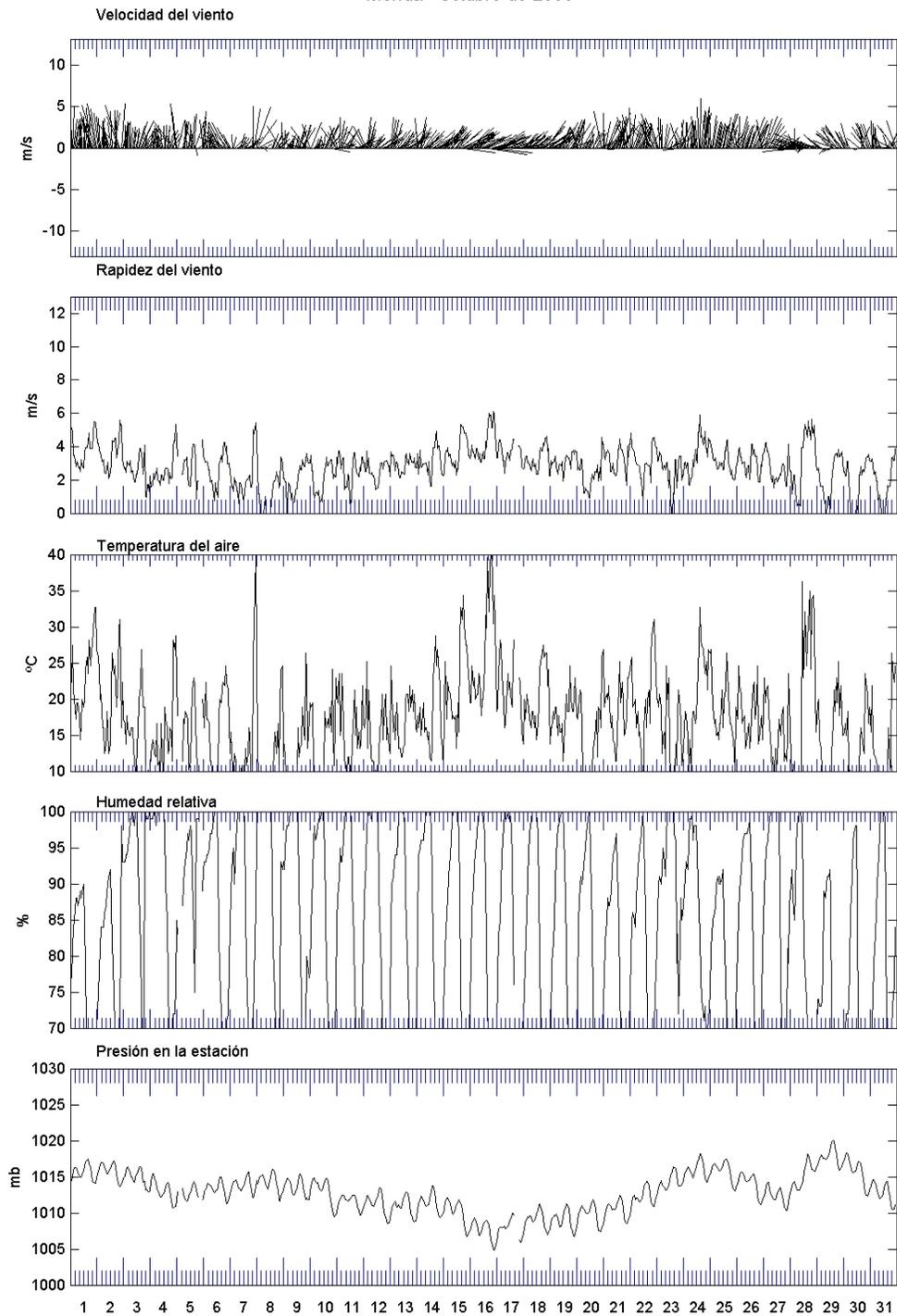
Mérida - agosto de 2006



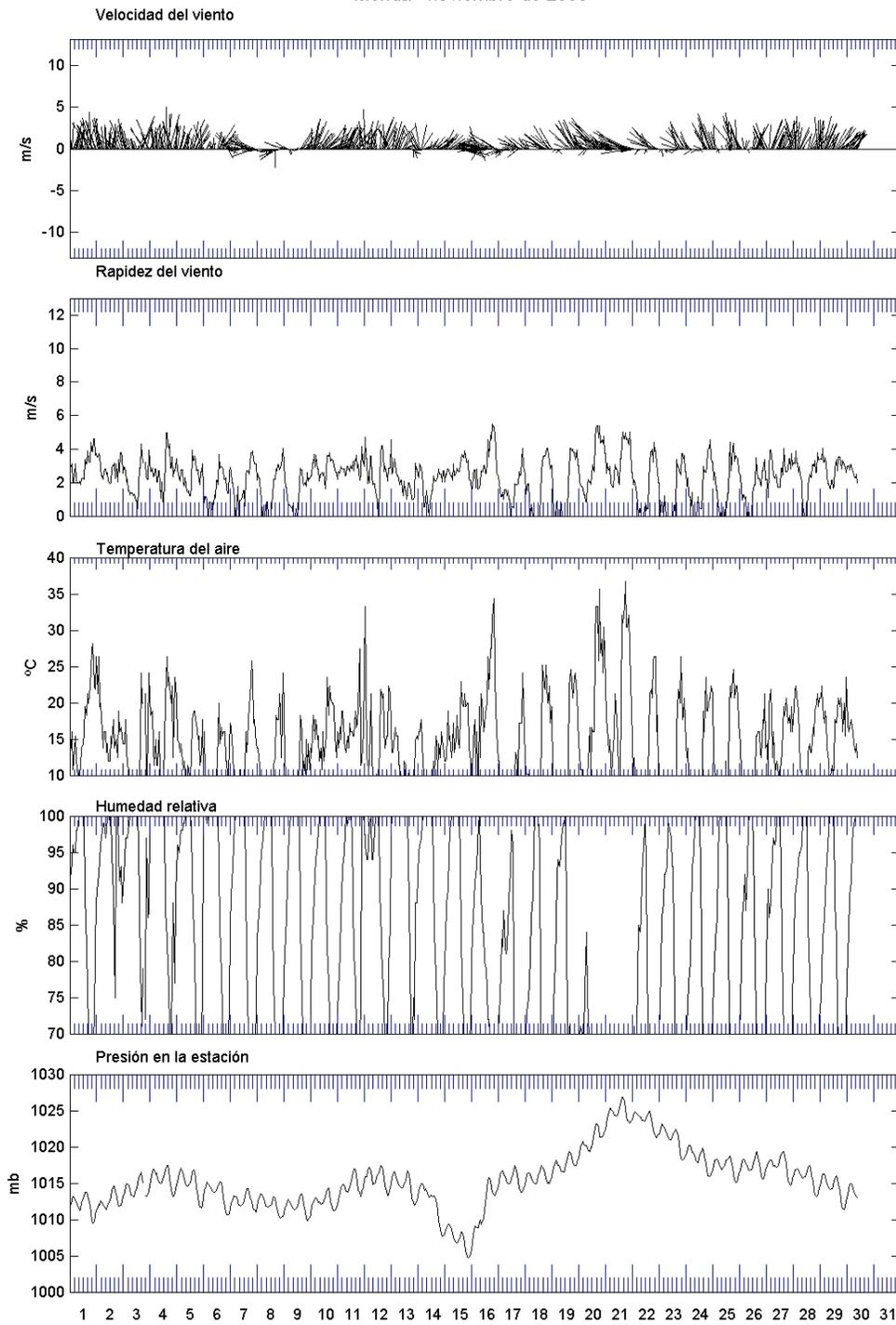
Mérida - septiembre de 2006



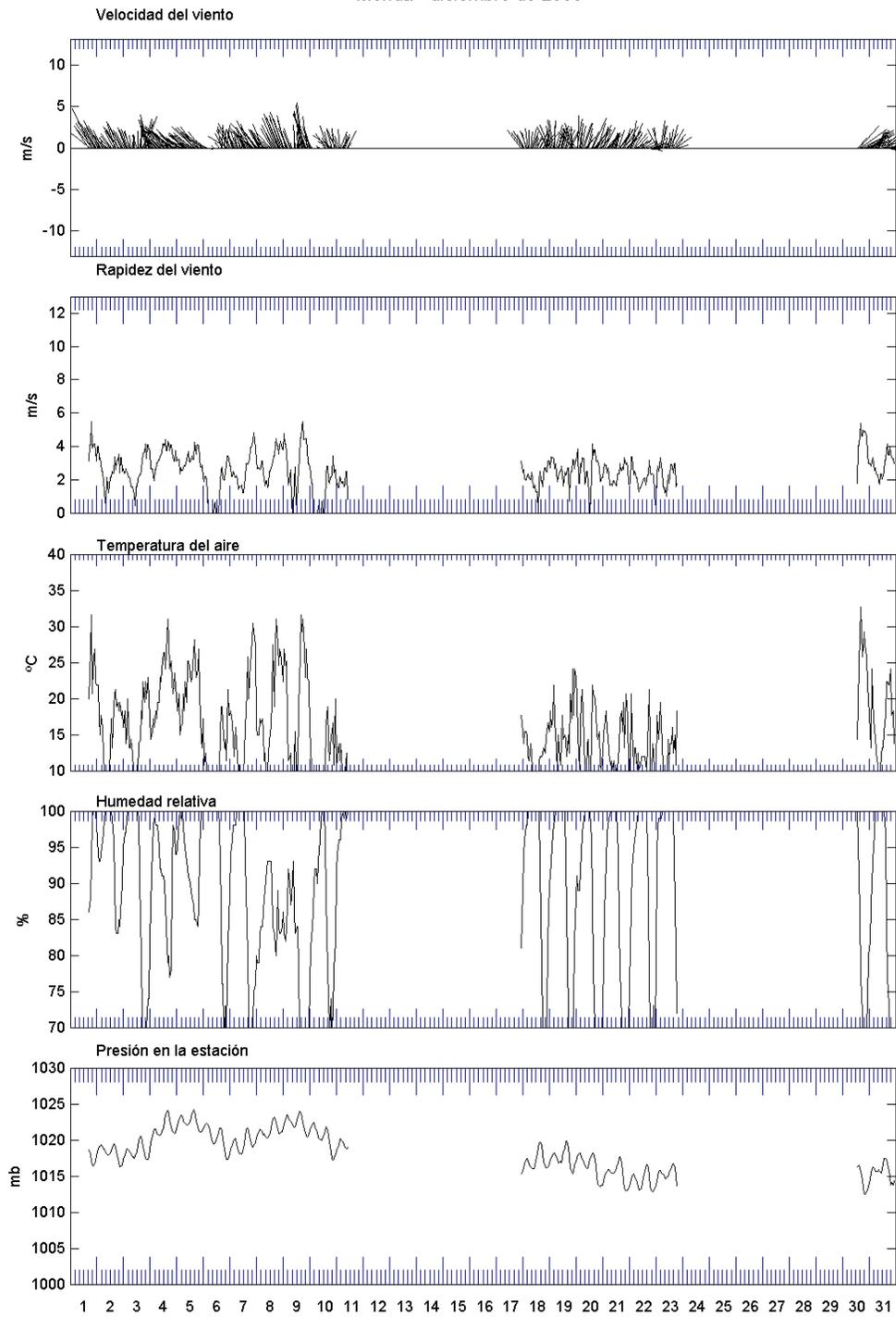
Mérida - octubre de 2006

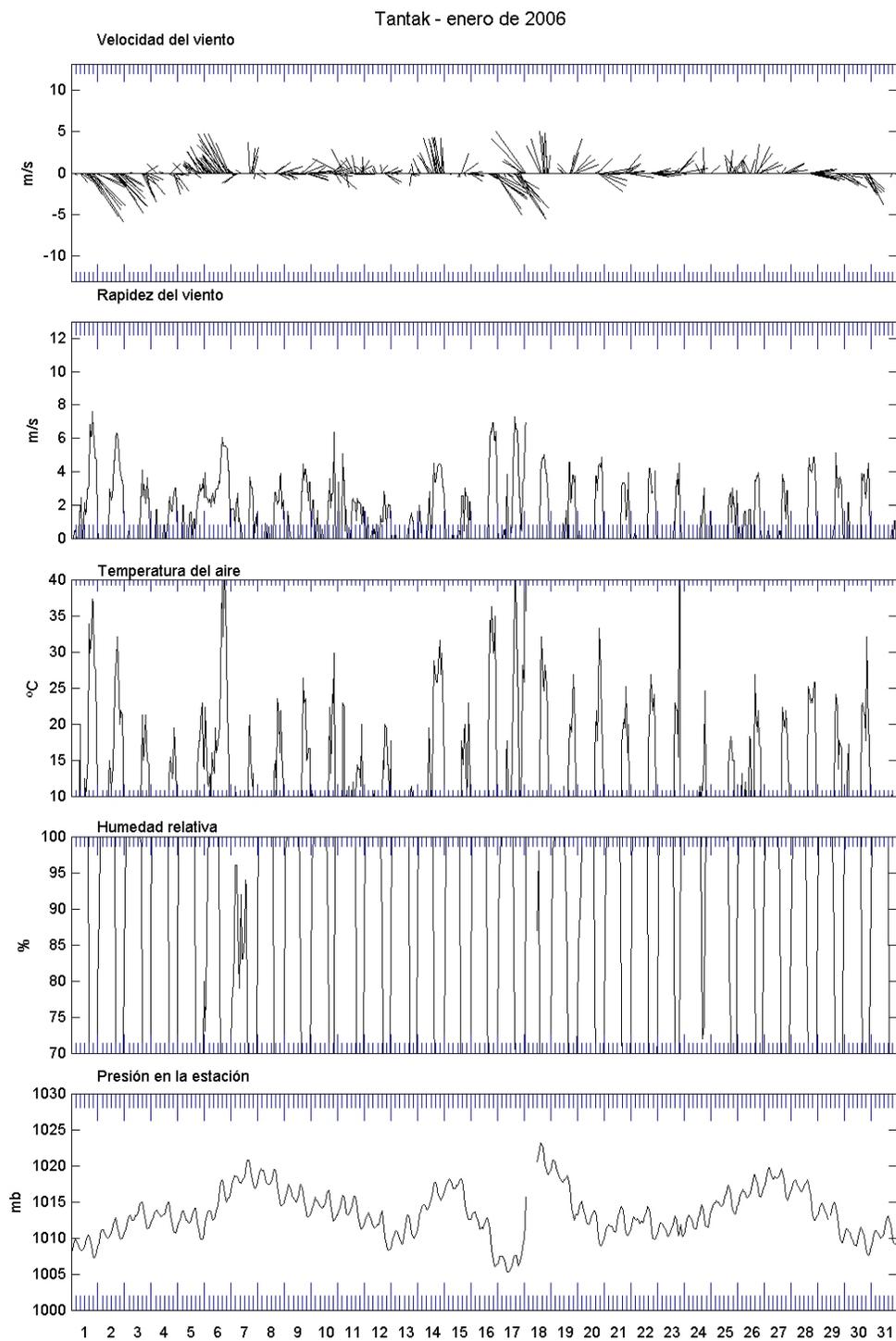


Mérida - noviembre de 2006

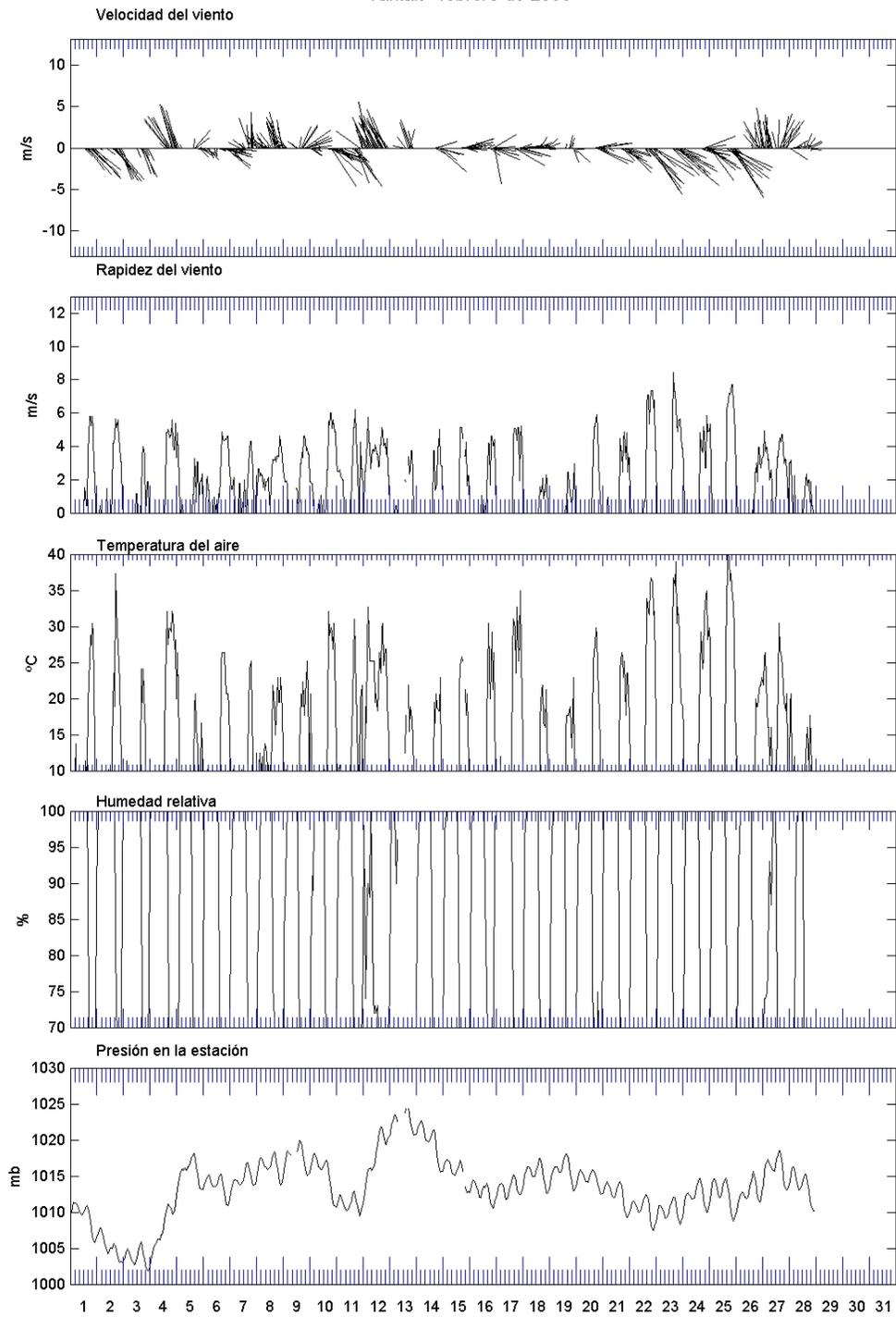


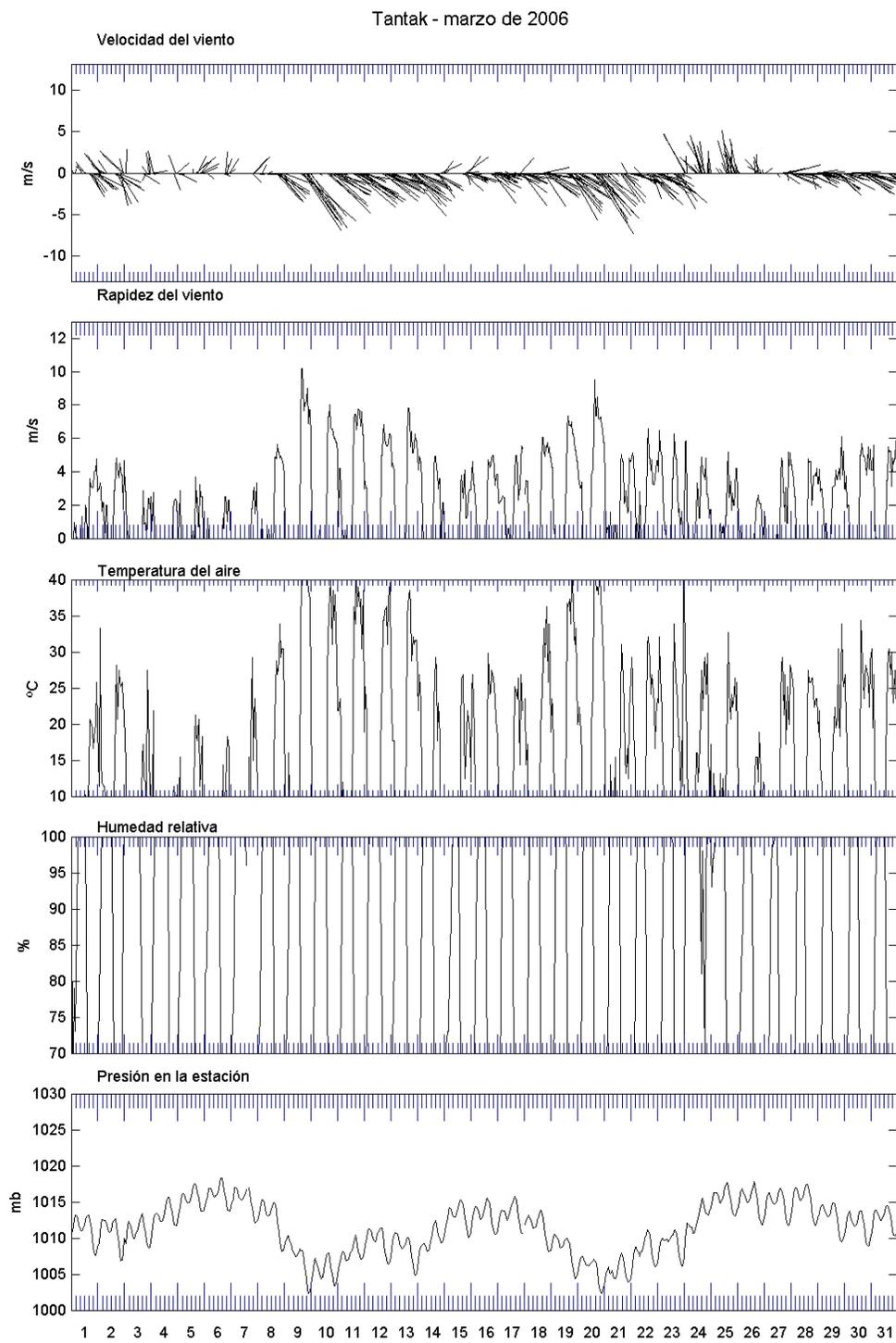
Mérida - diciembre de 2006



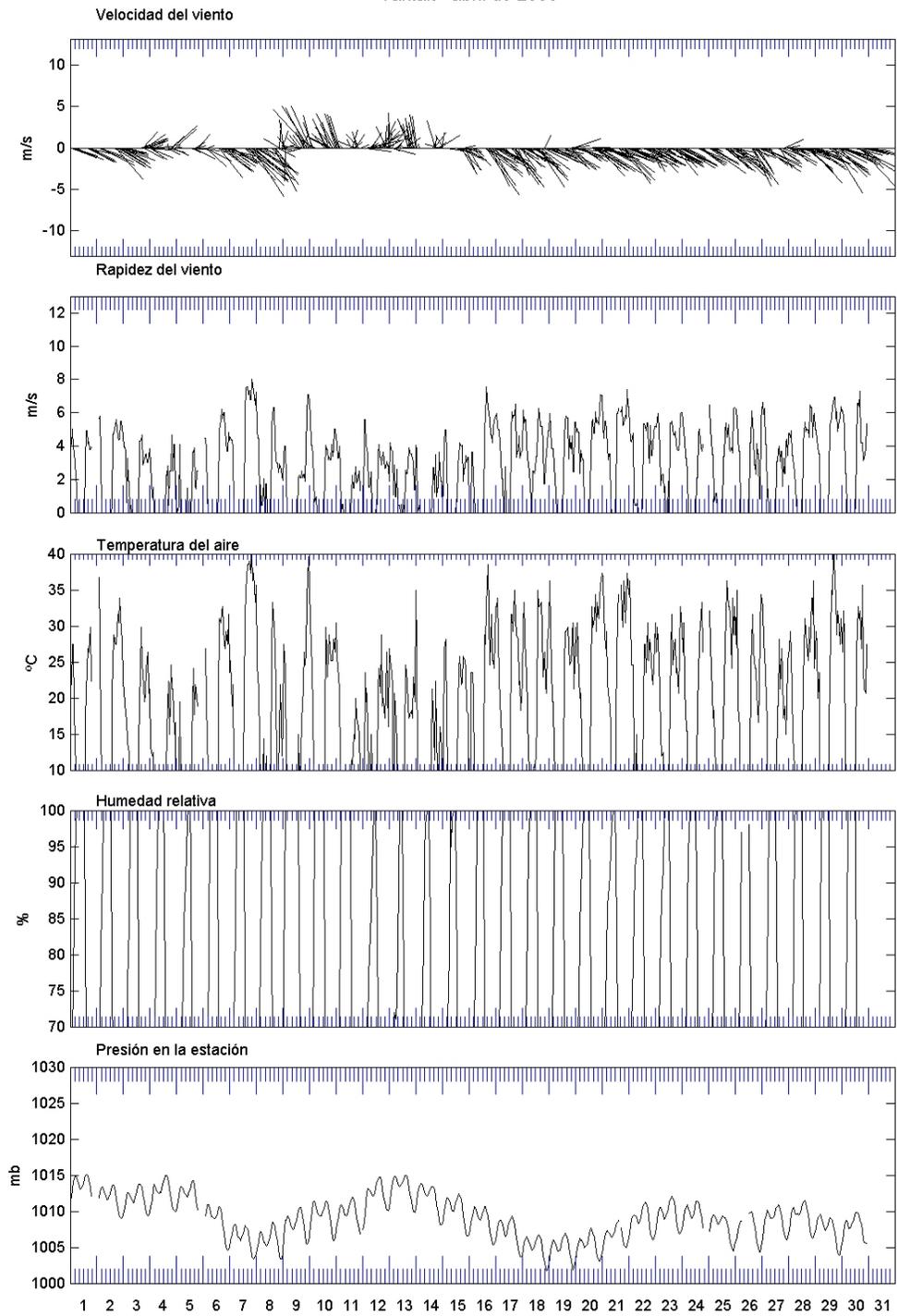


Tantak - febrero de 2006

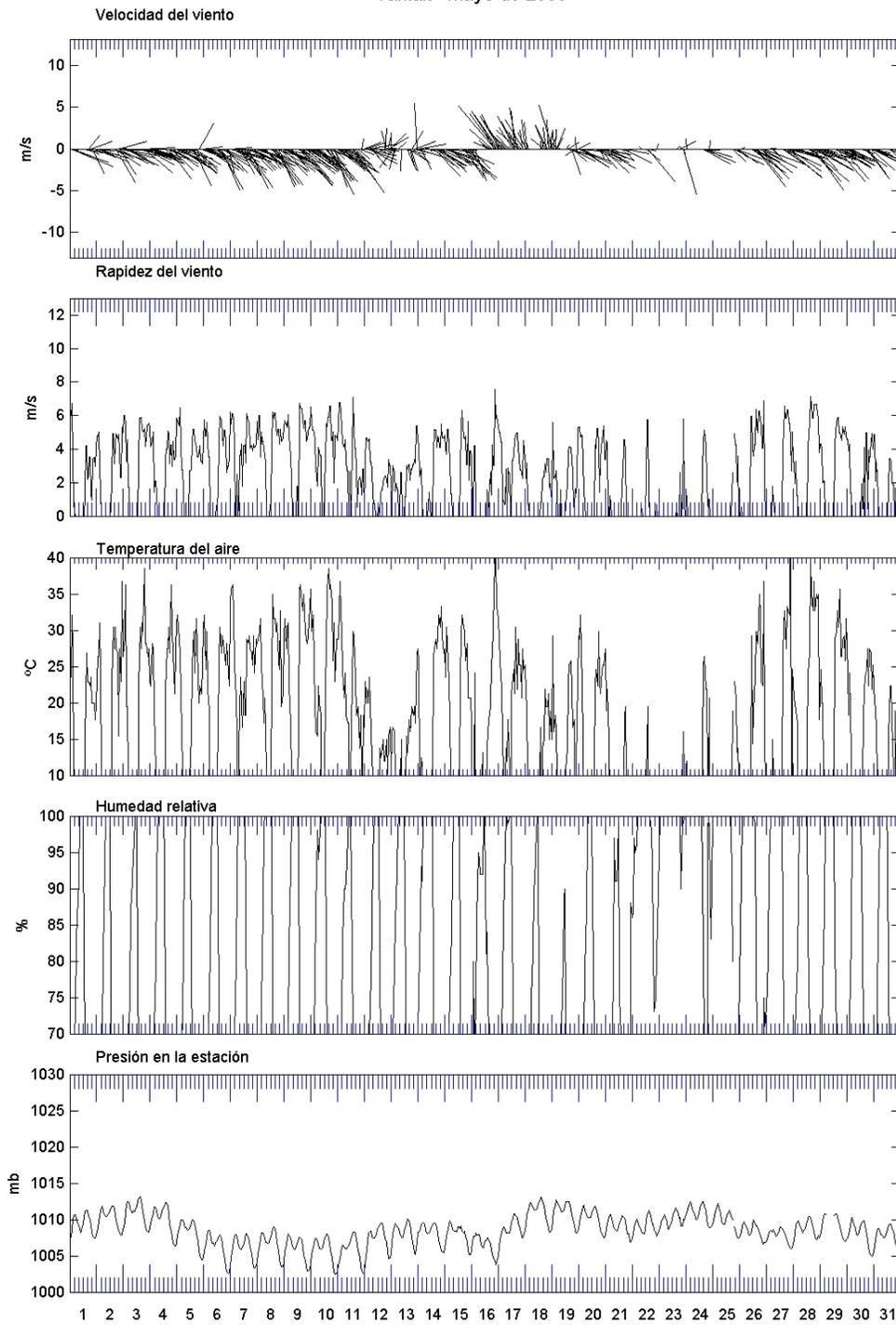




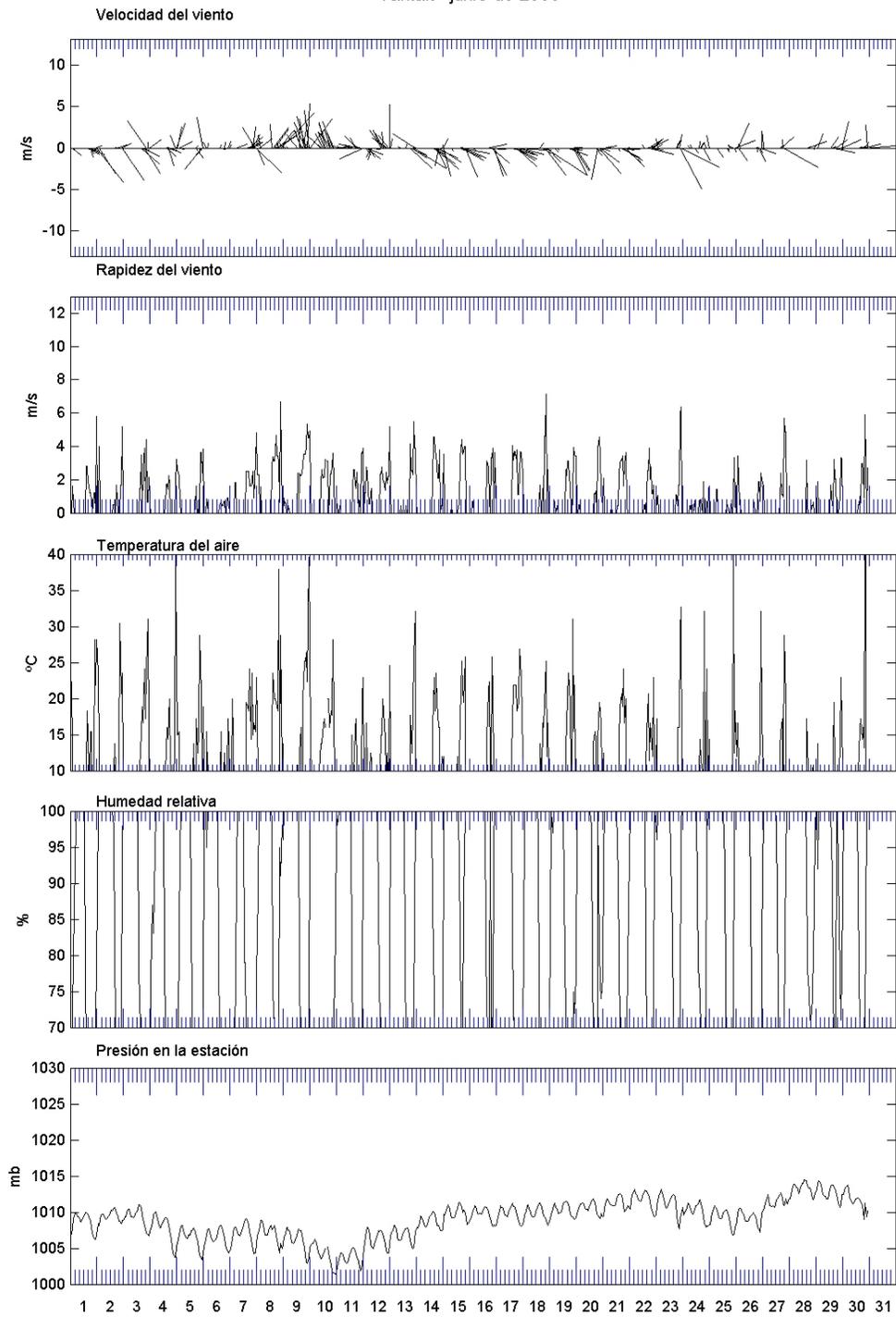
Tantak - abril de 2006

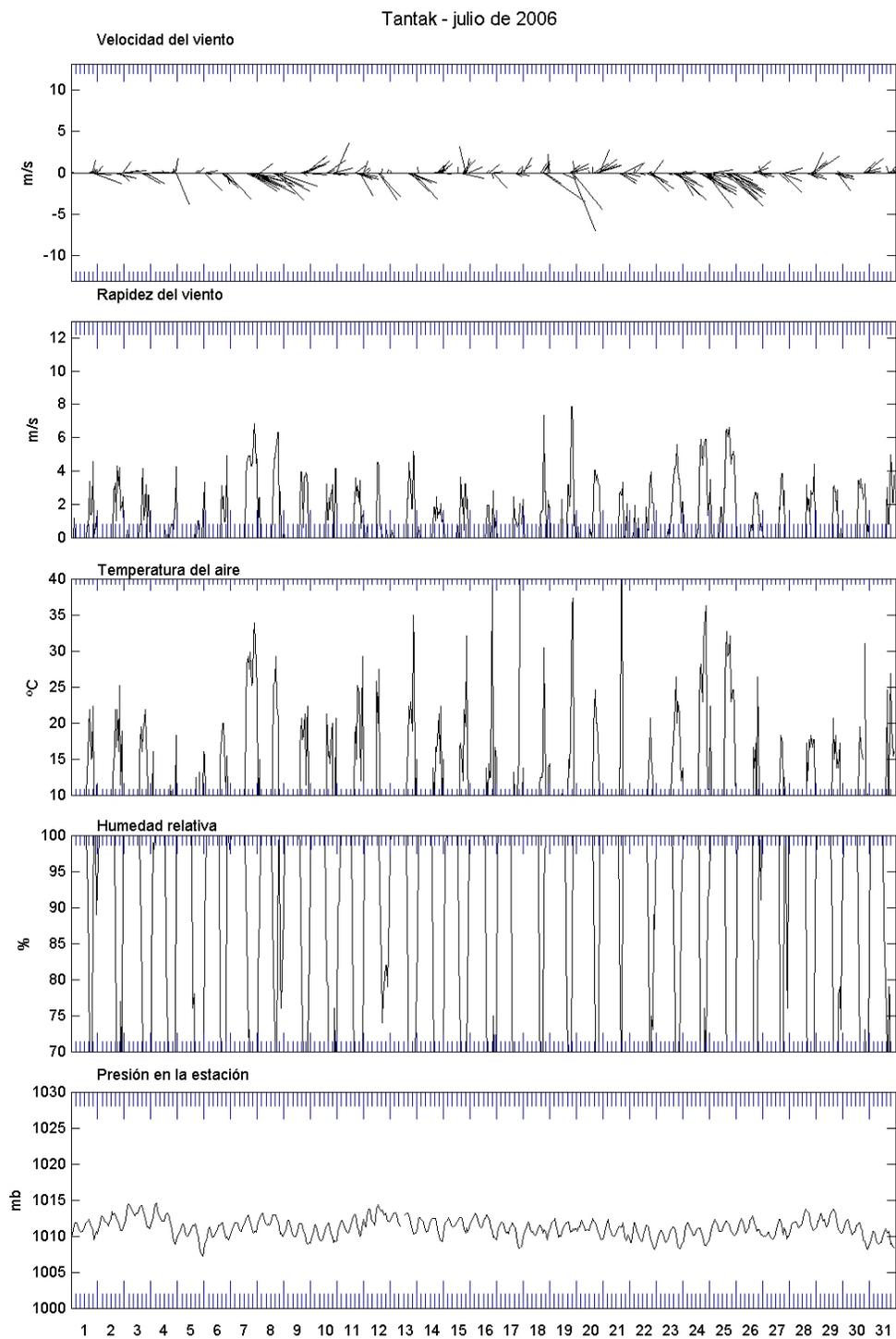


Tantak - mayo de 2006

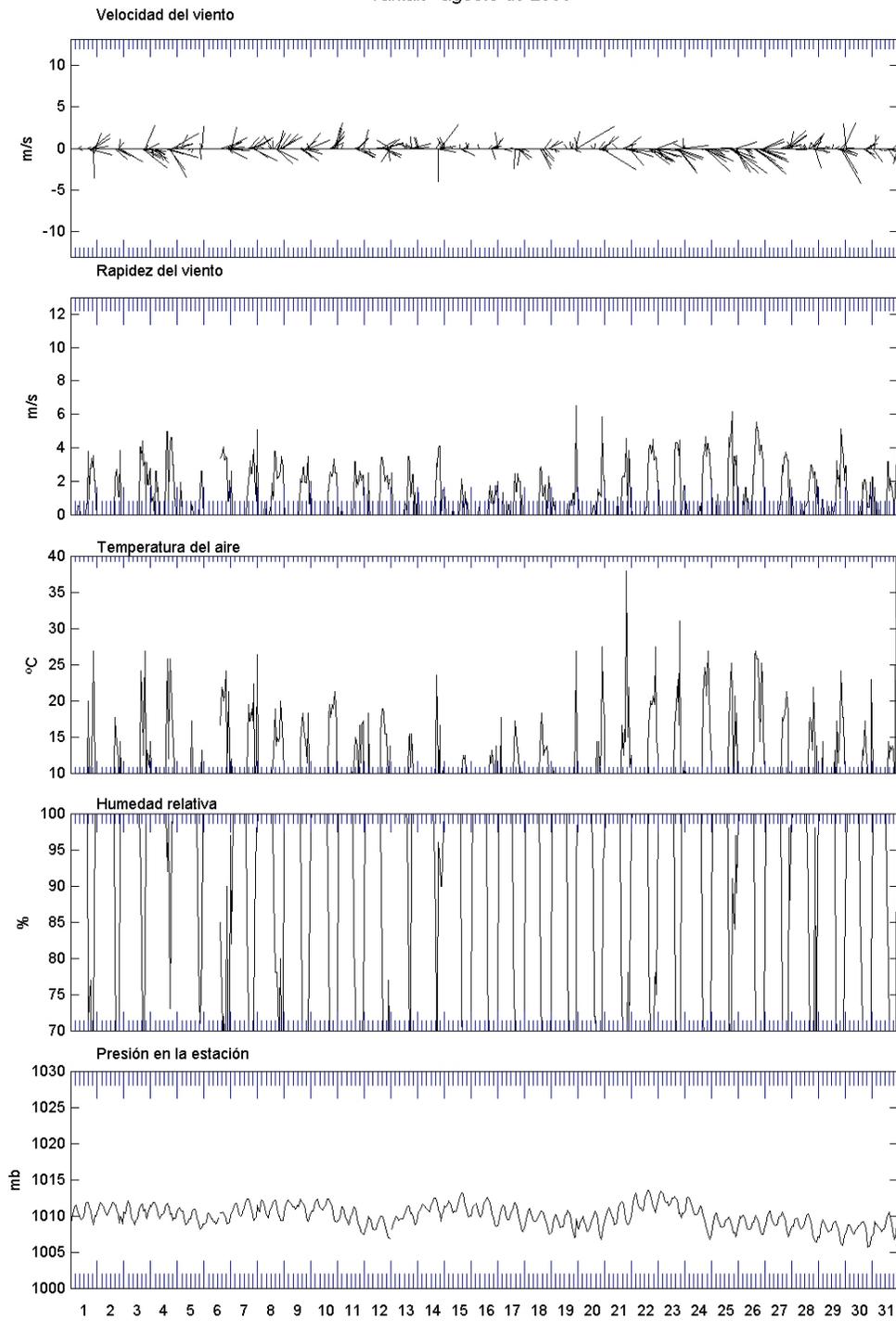


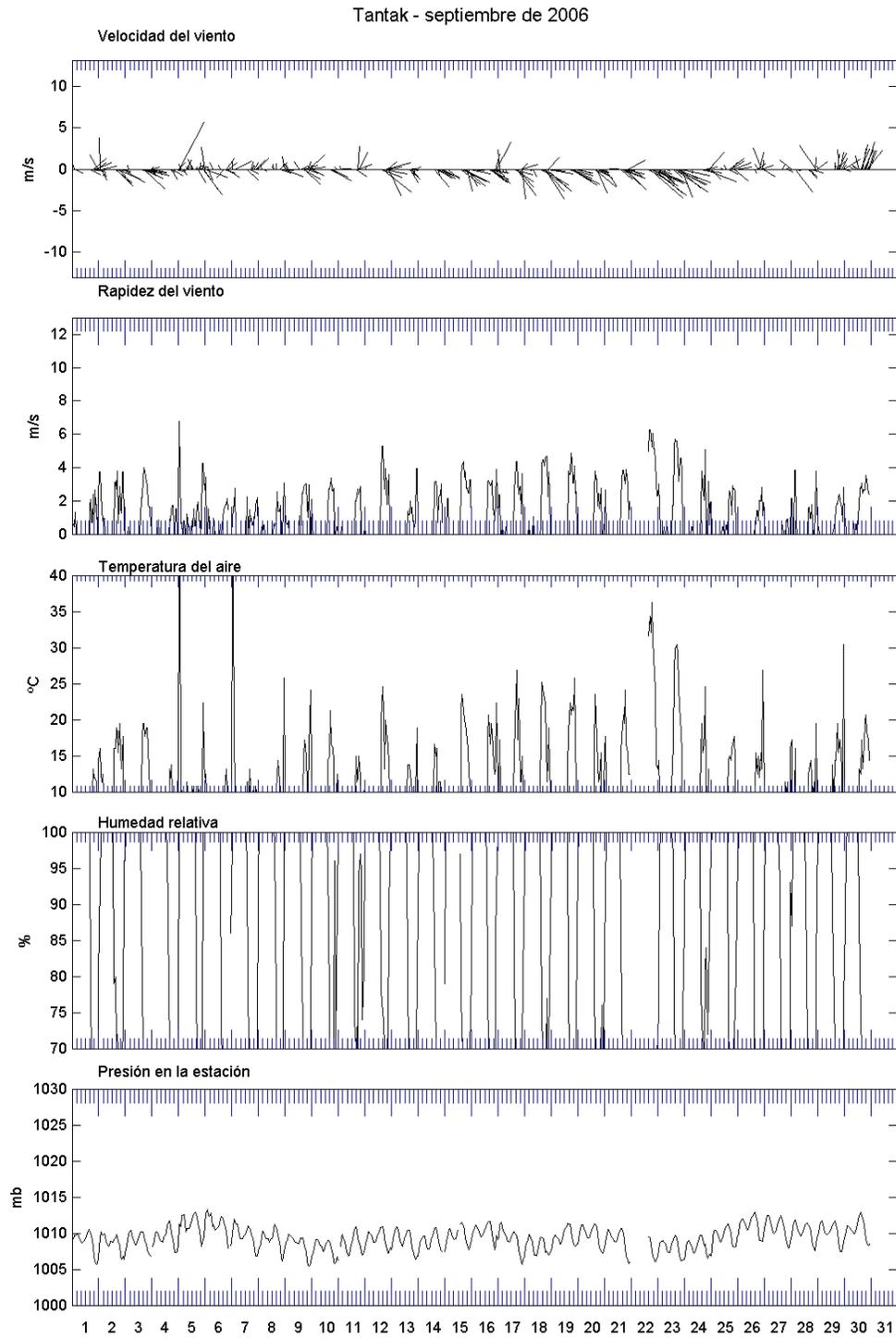
Tantak - junio de 2006



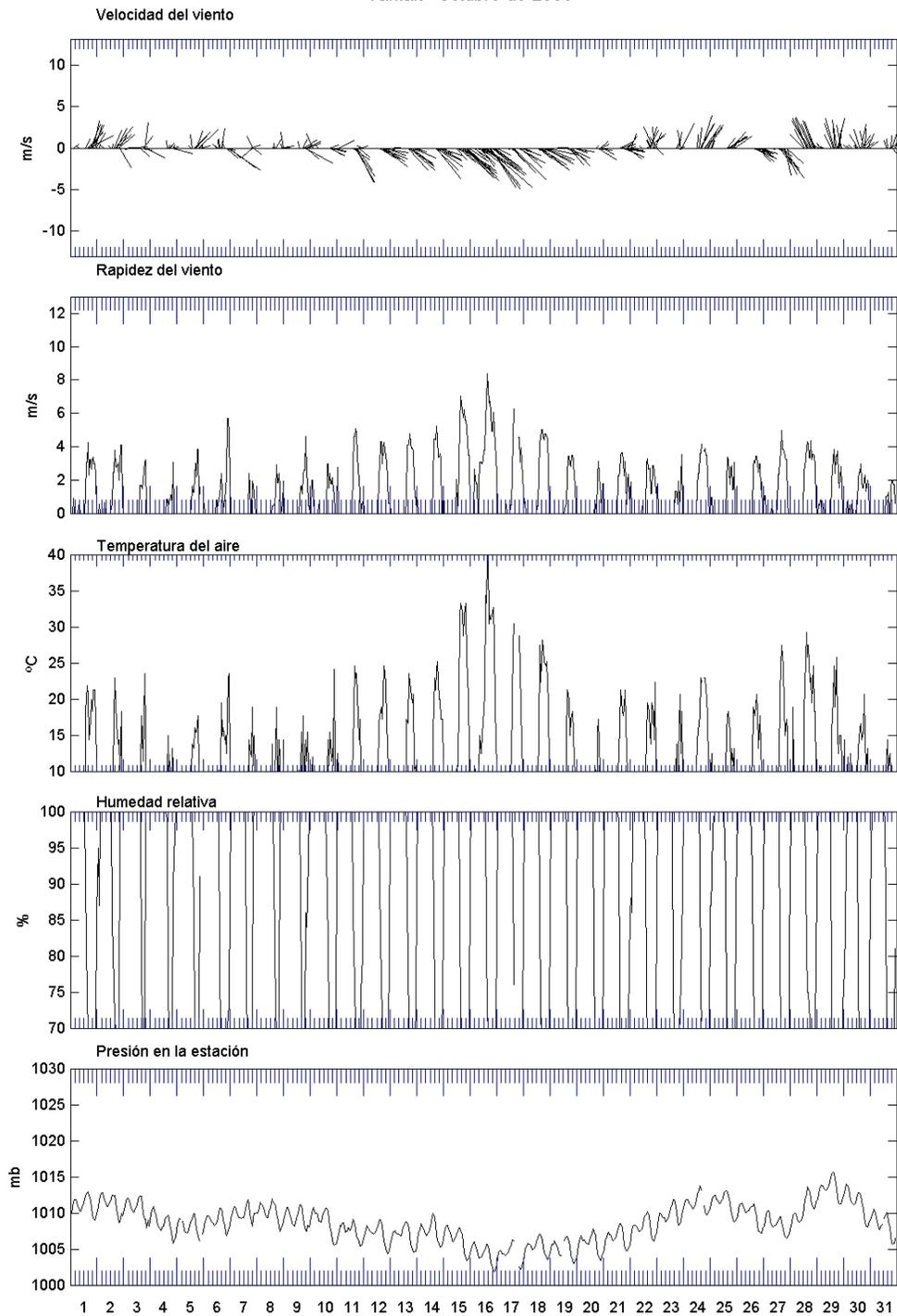


Tantak - agosto de 2006

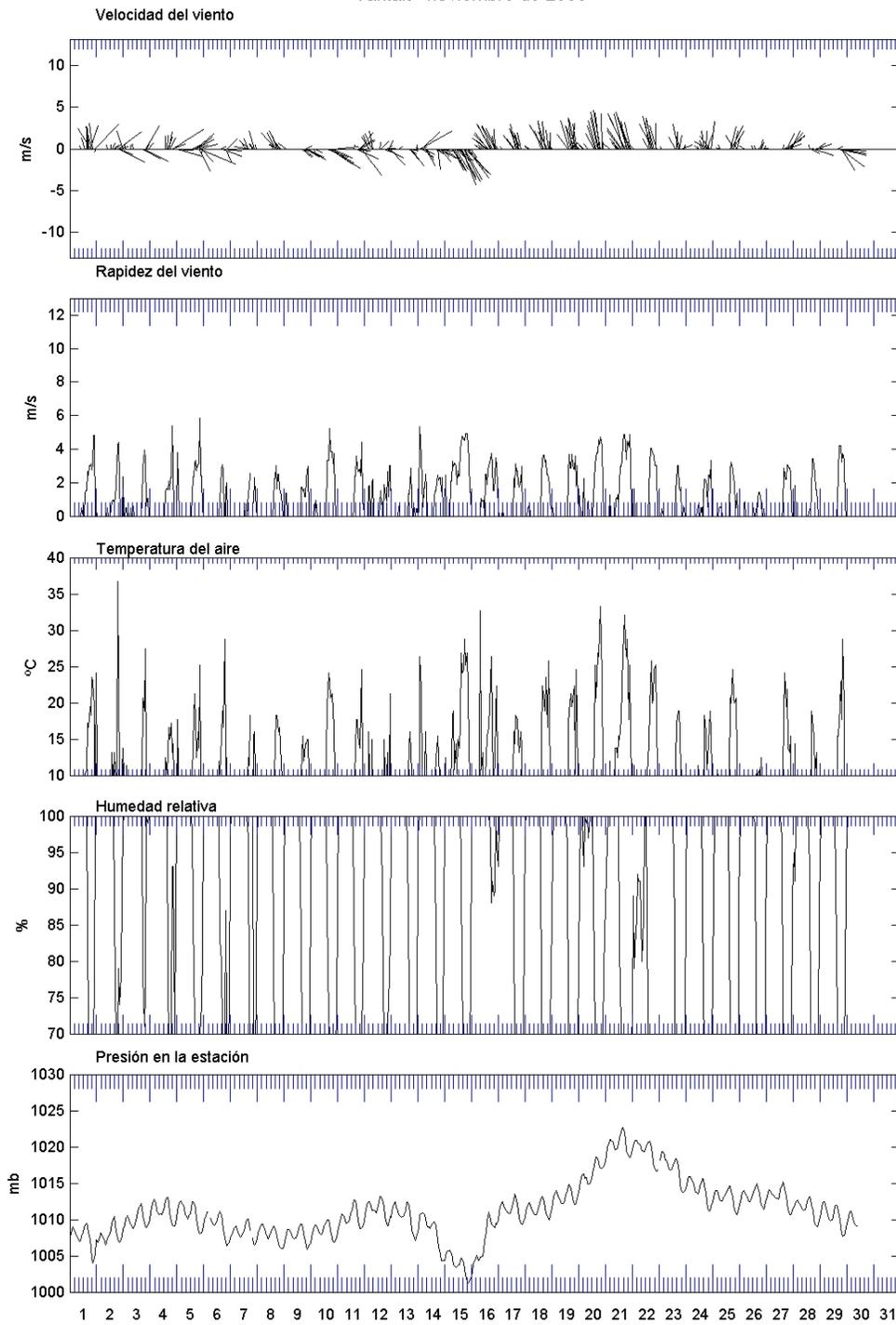




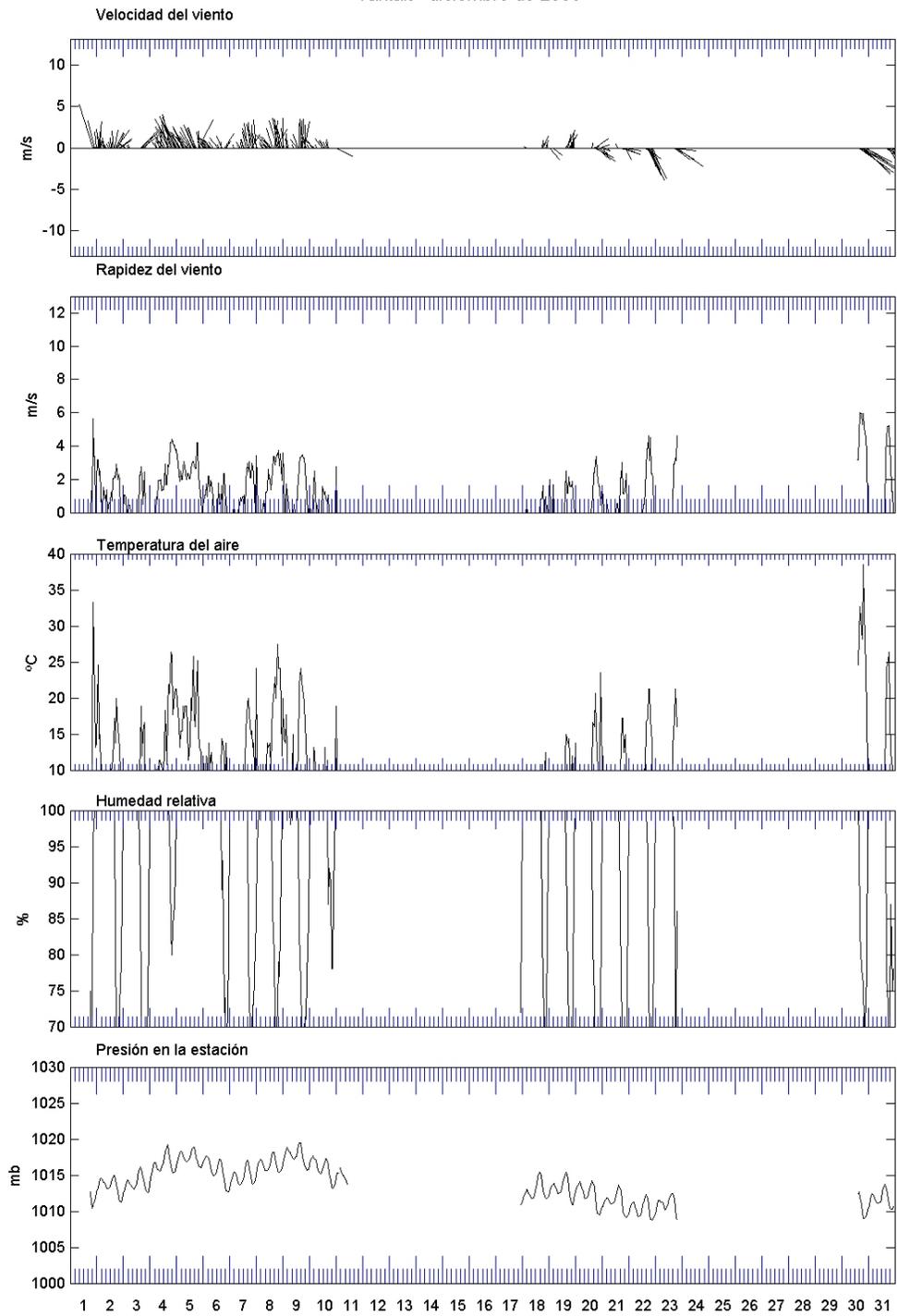
Tantak - octubre de 2006

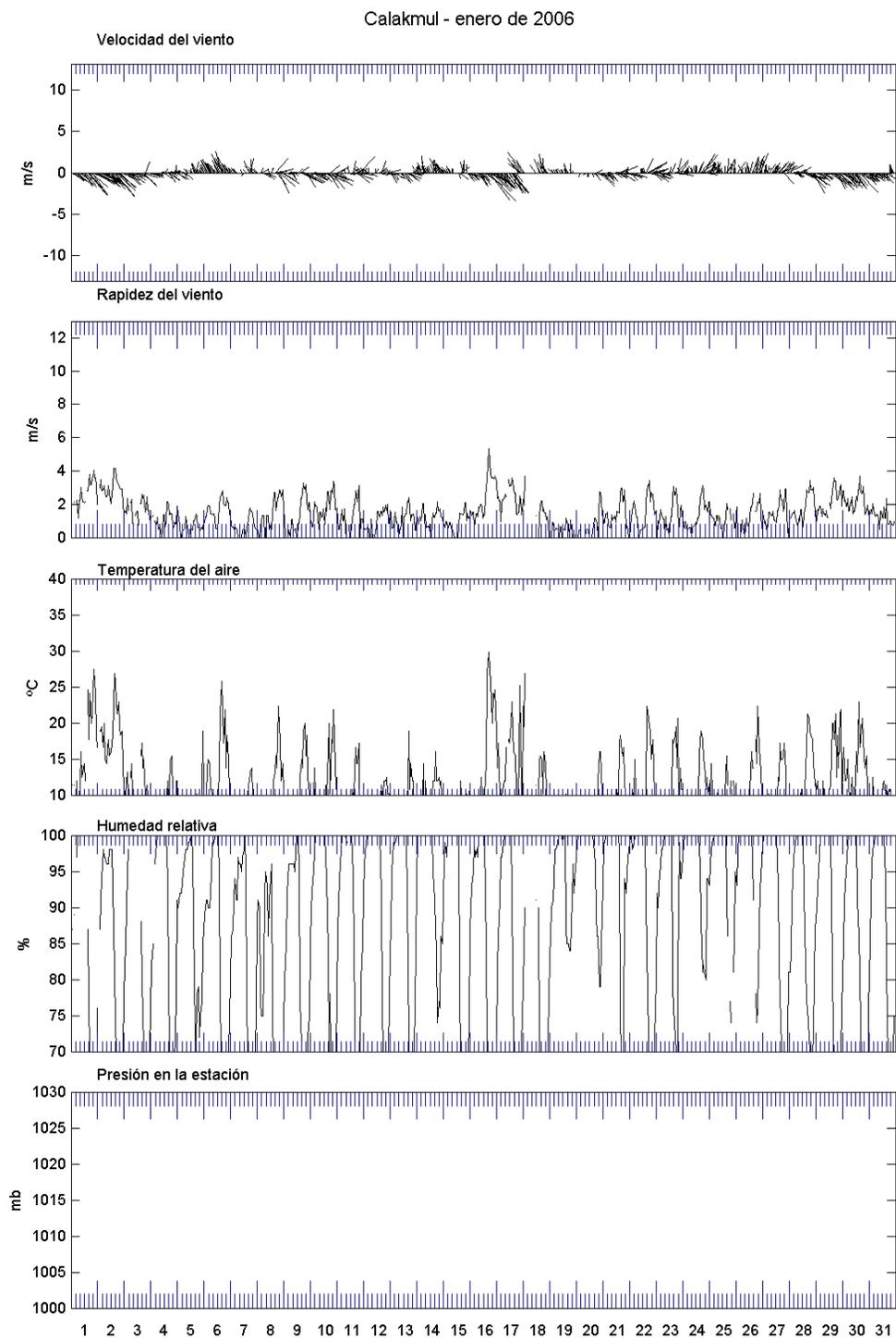


Tantak - noviembre de 2006

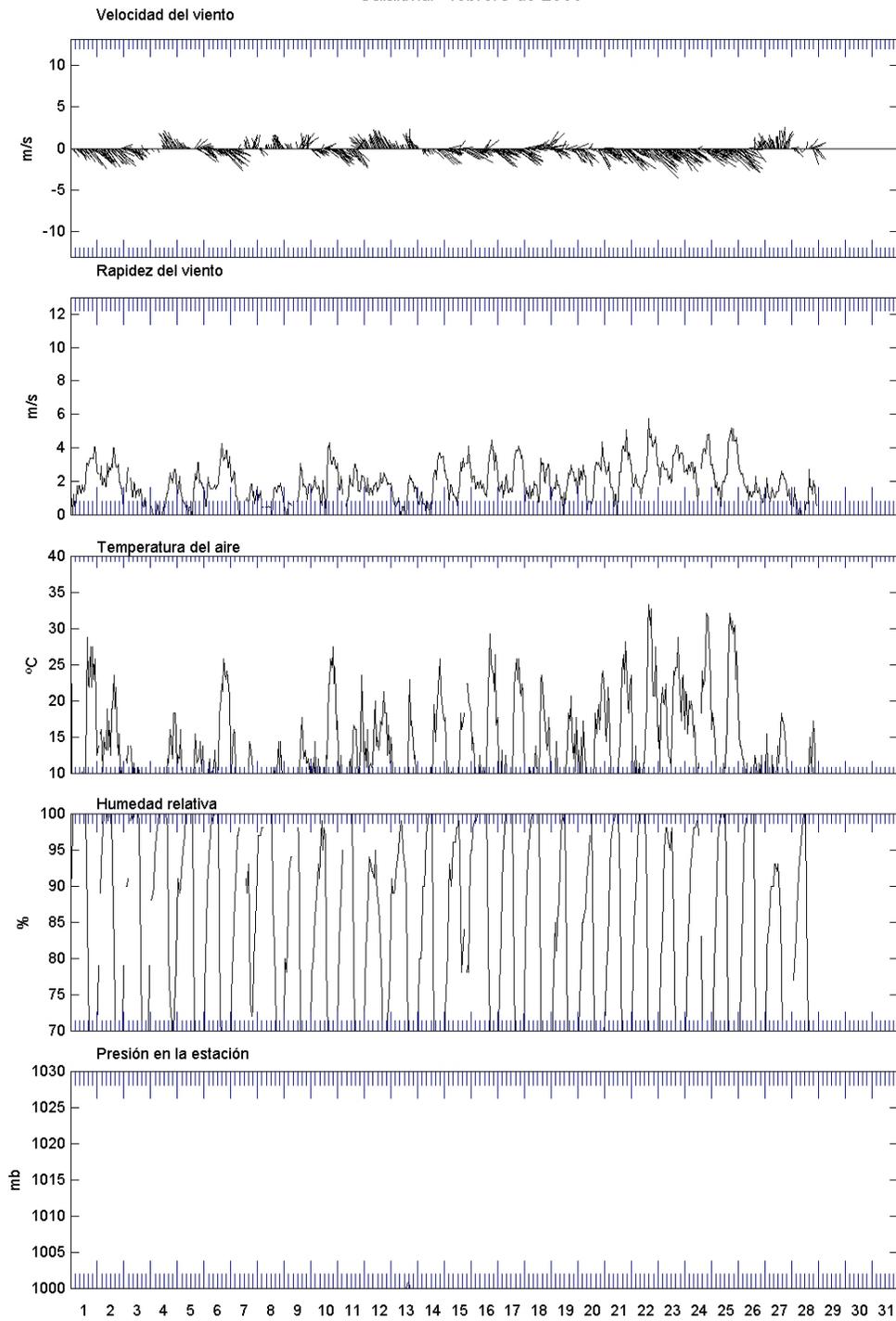


Tantak - diciembre de 2006

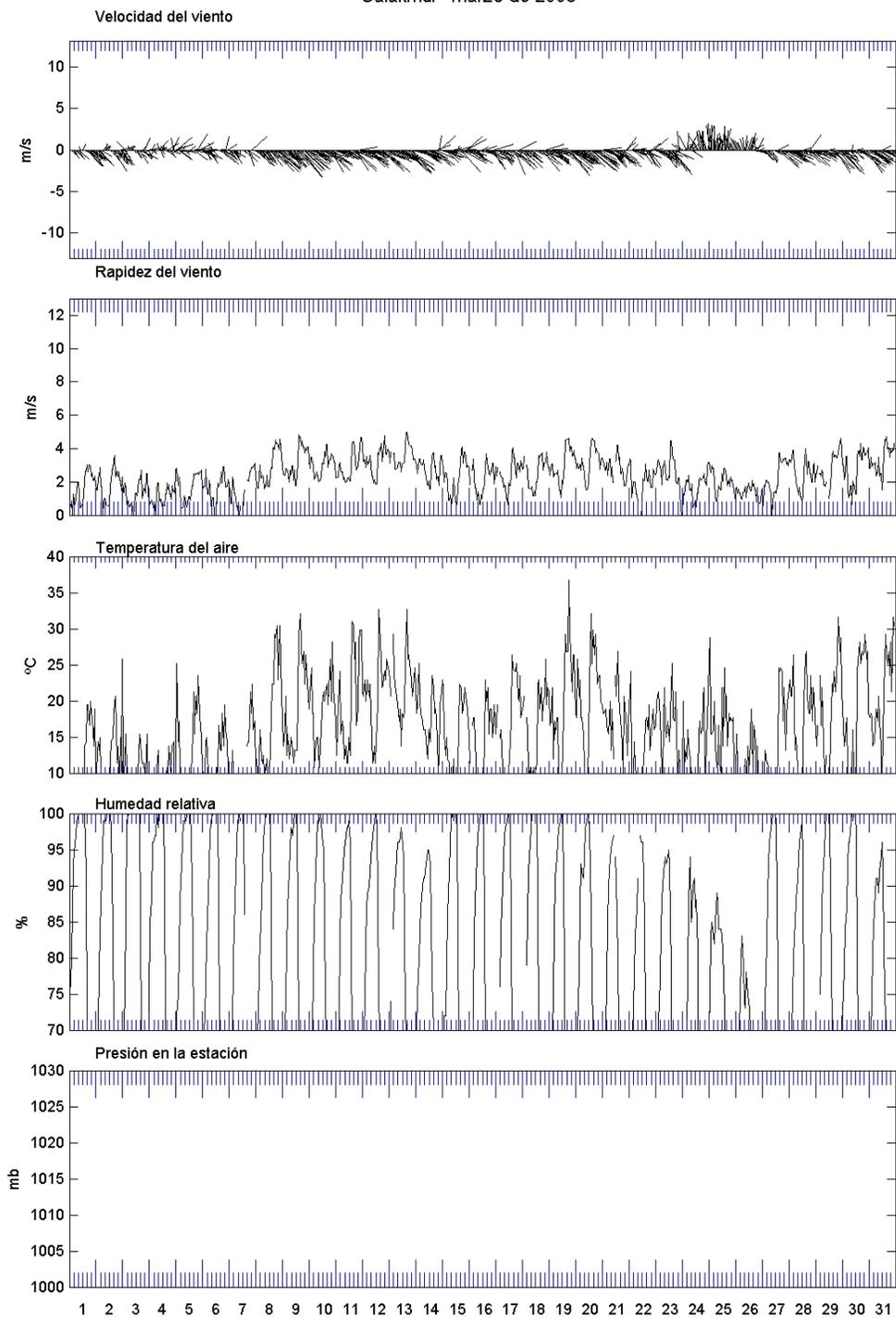




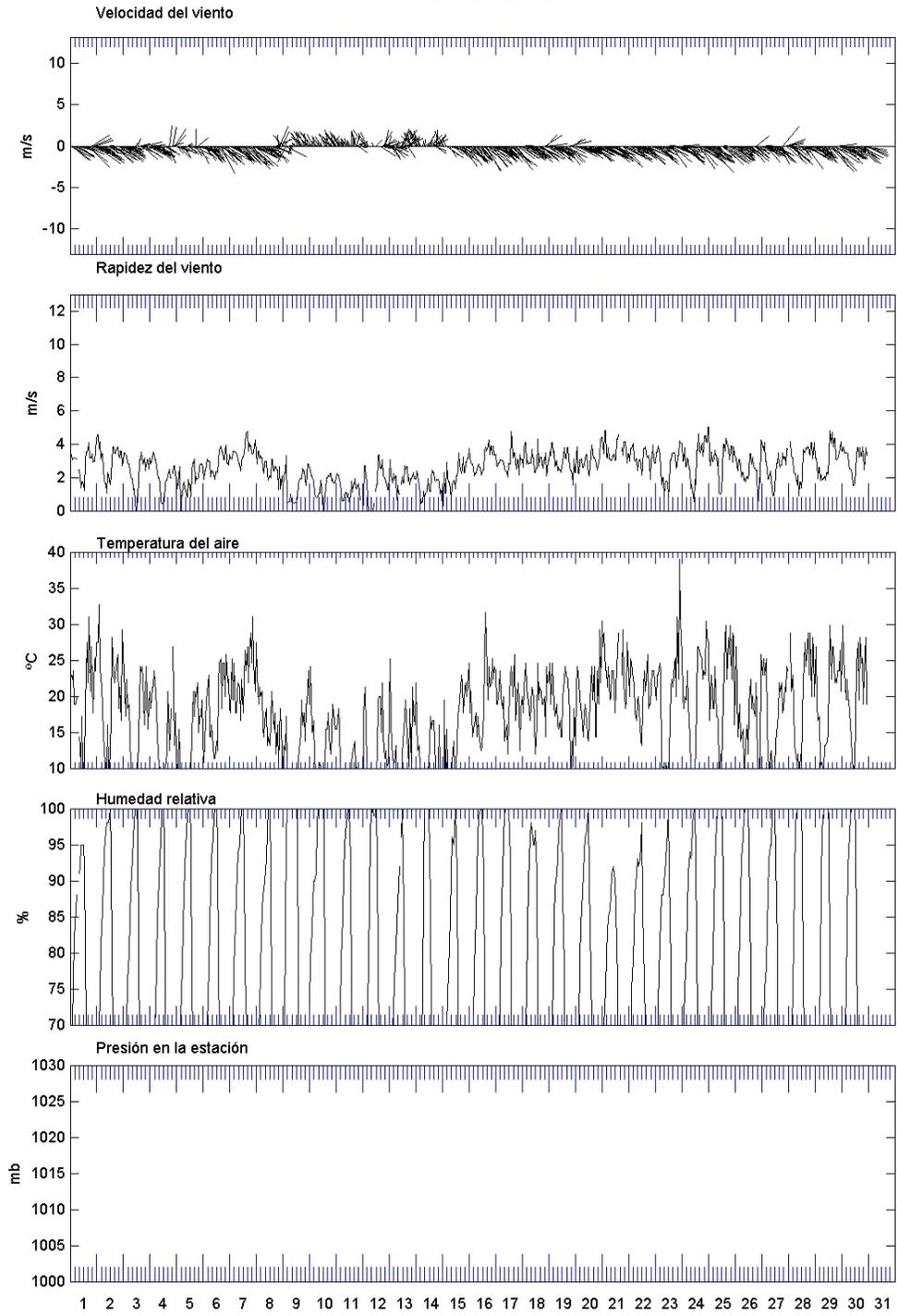
Calakmul - febrero de 2006

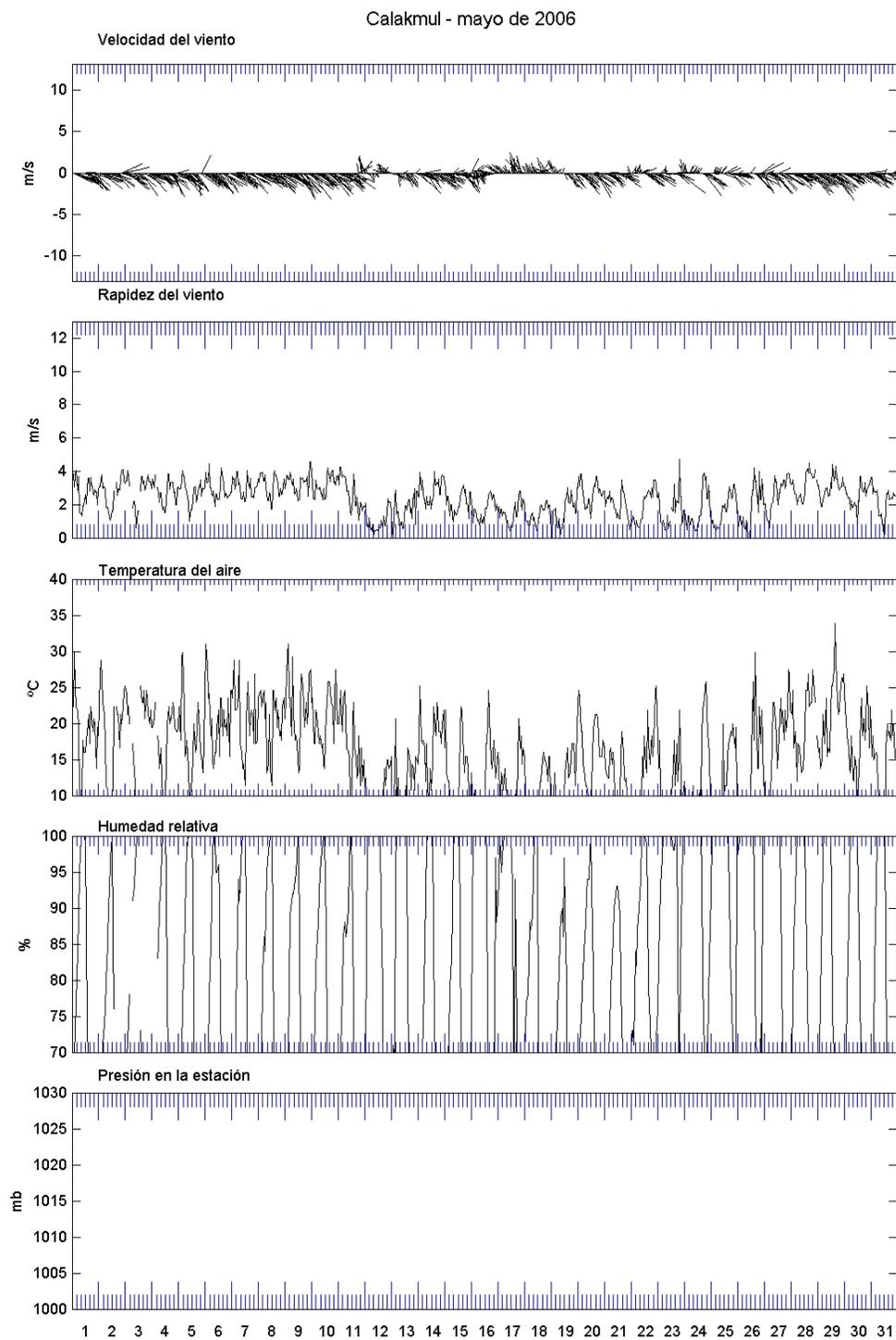


Calakmul - marzo de 2006

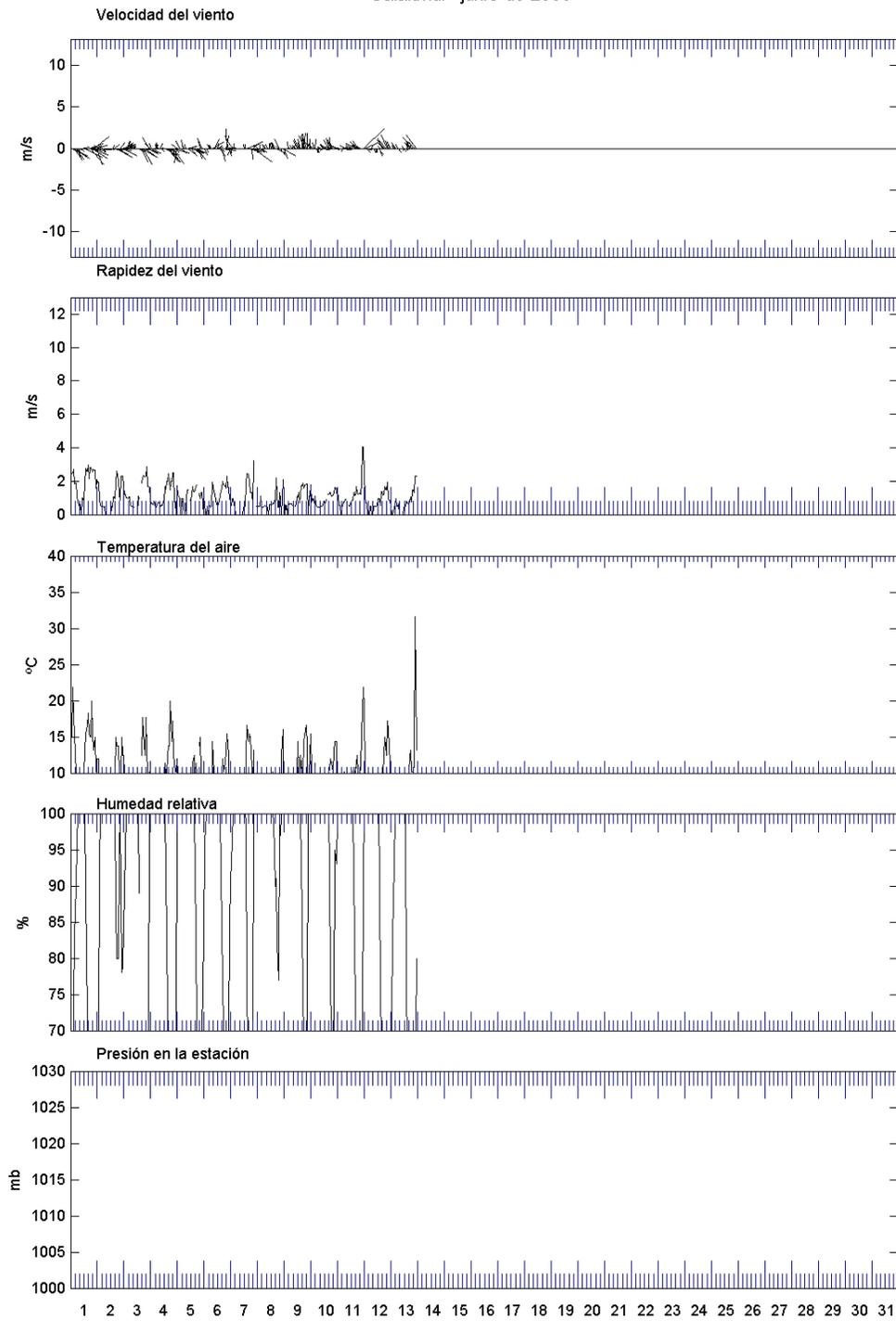


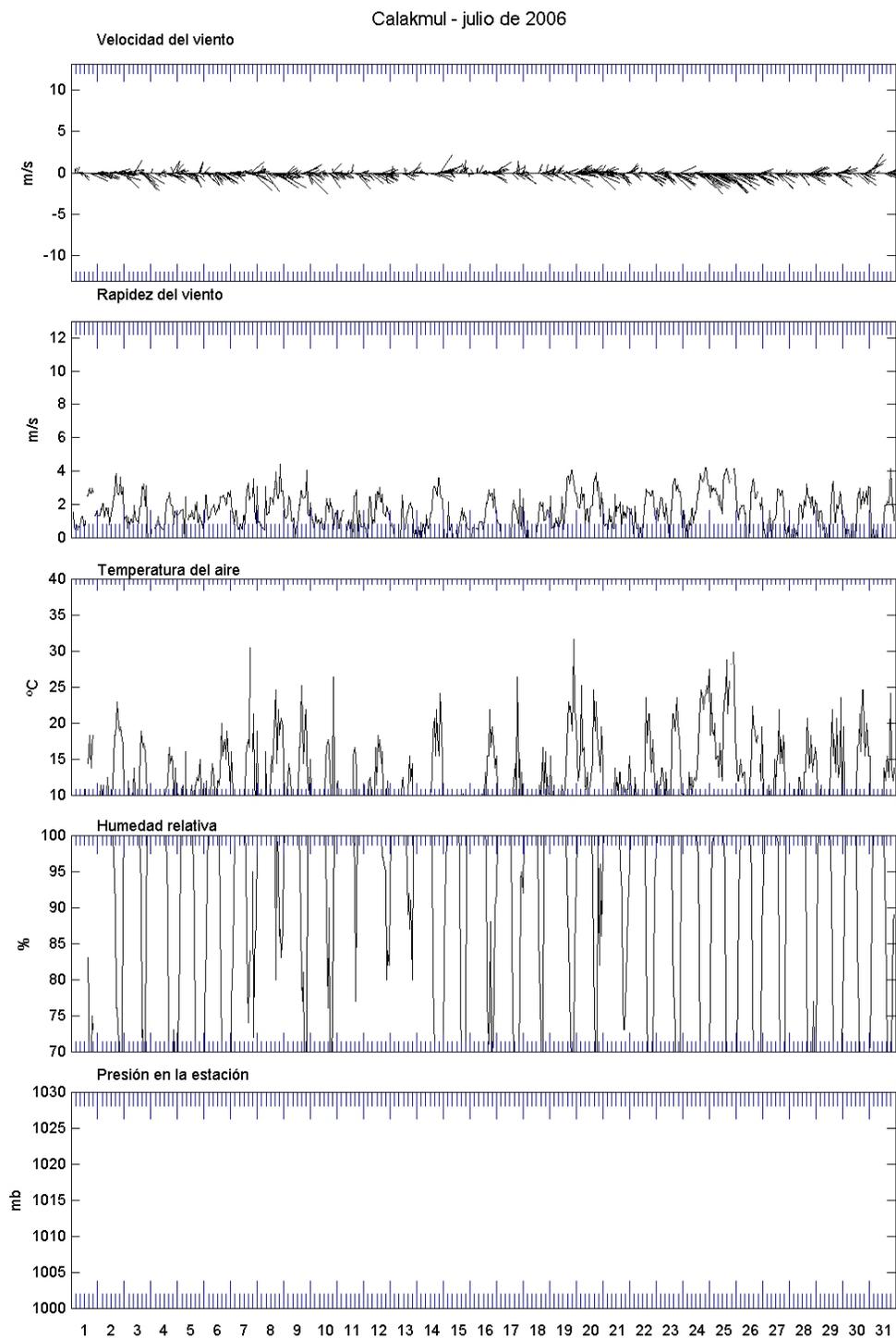
Calakmul - abril de 2006



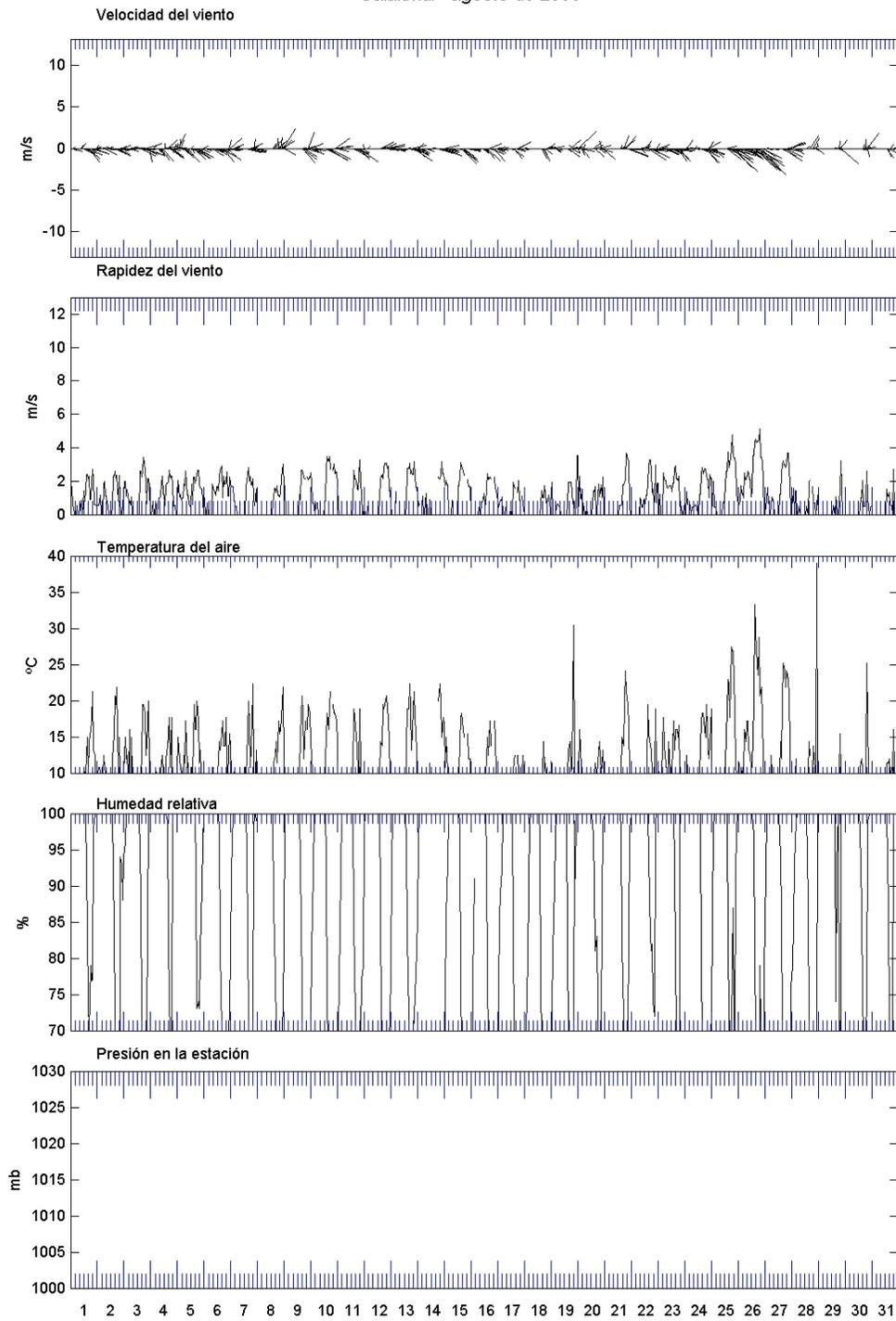


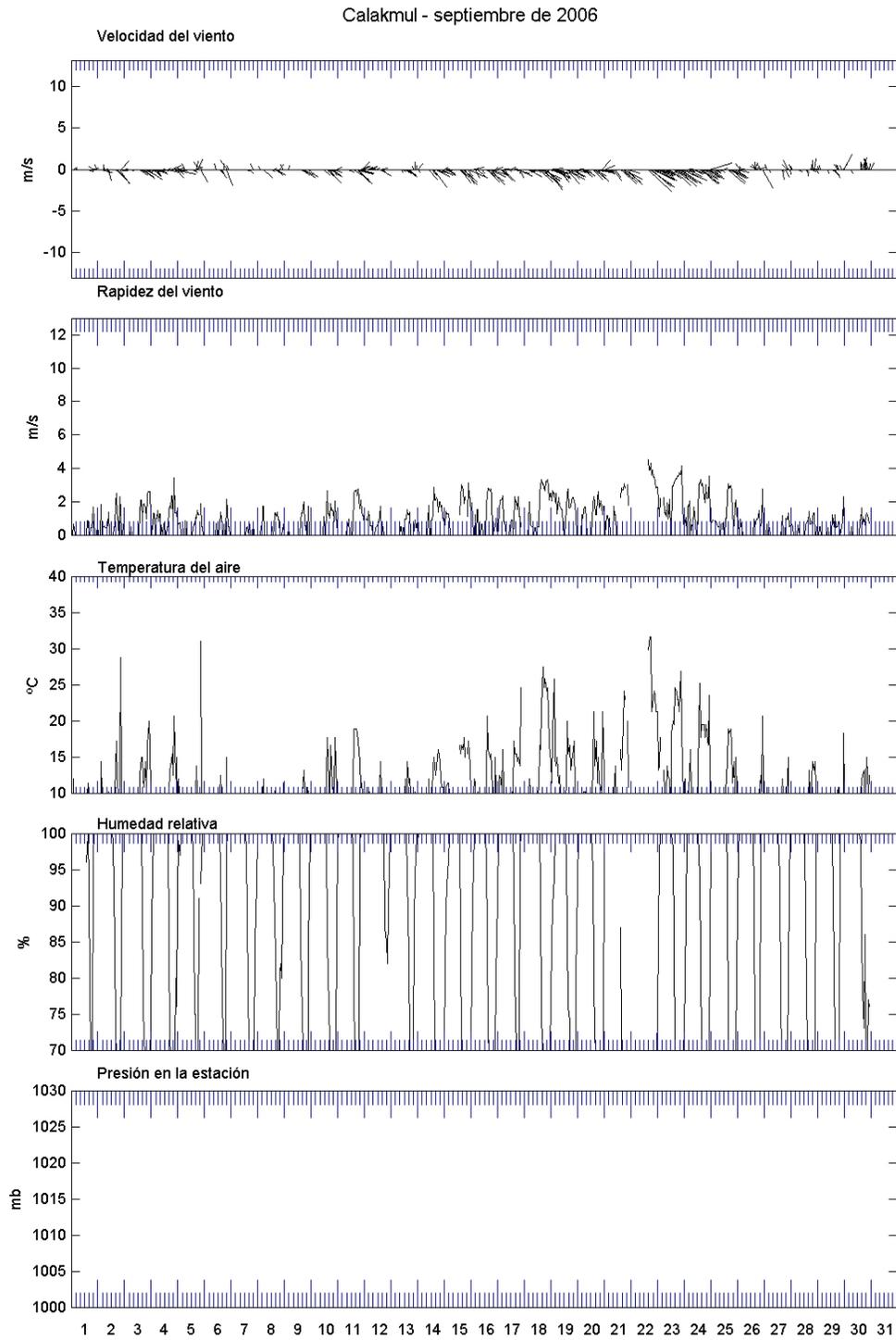
Calakmul - junio de 2006



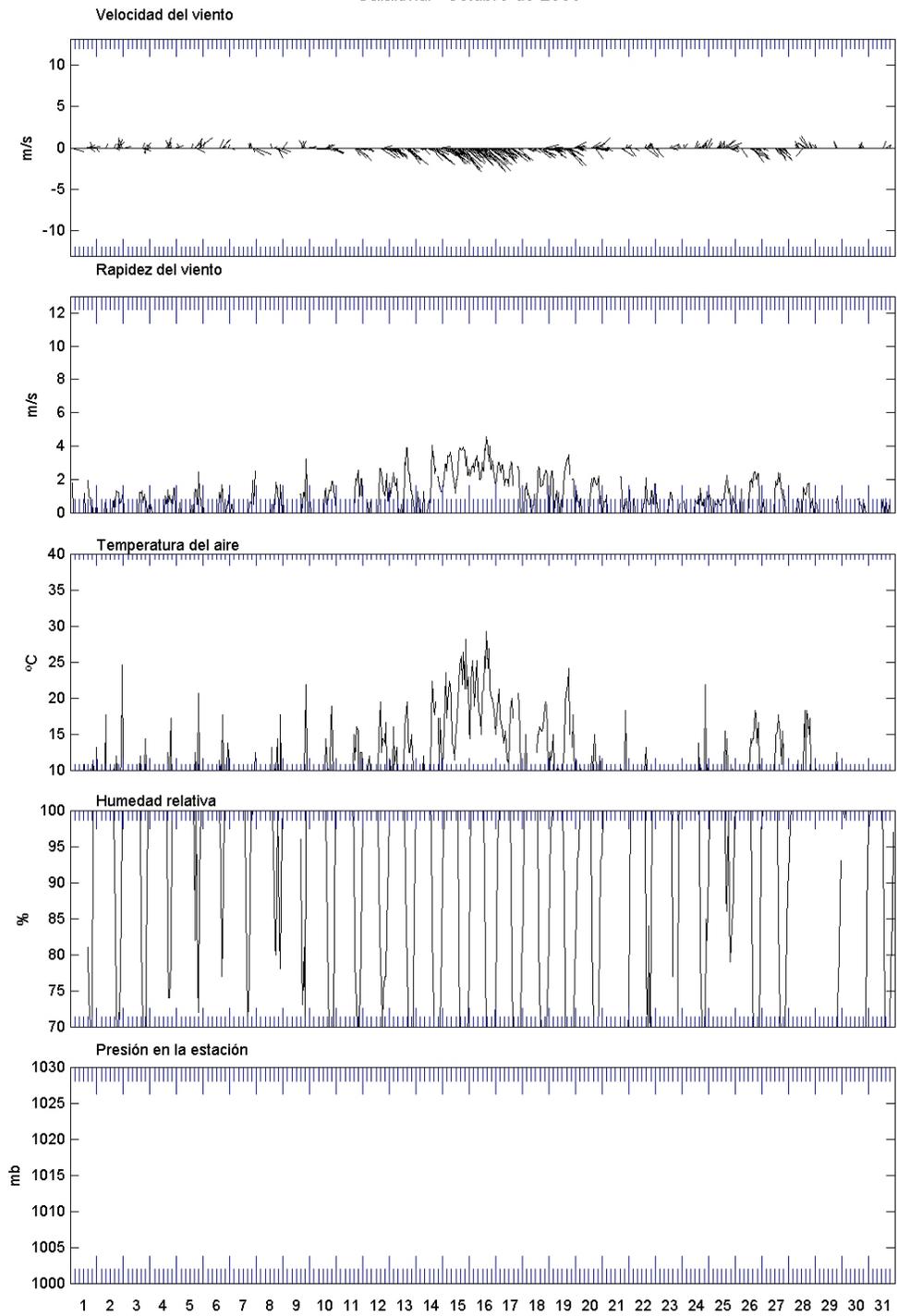


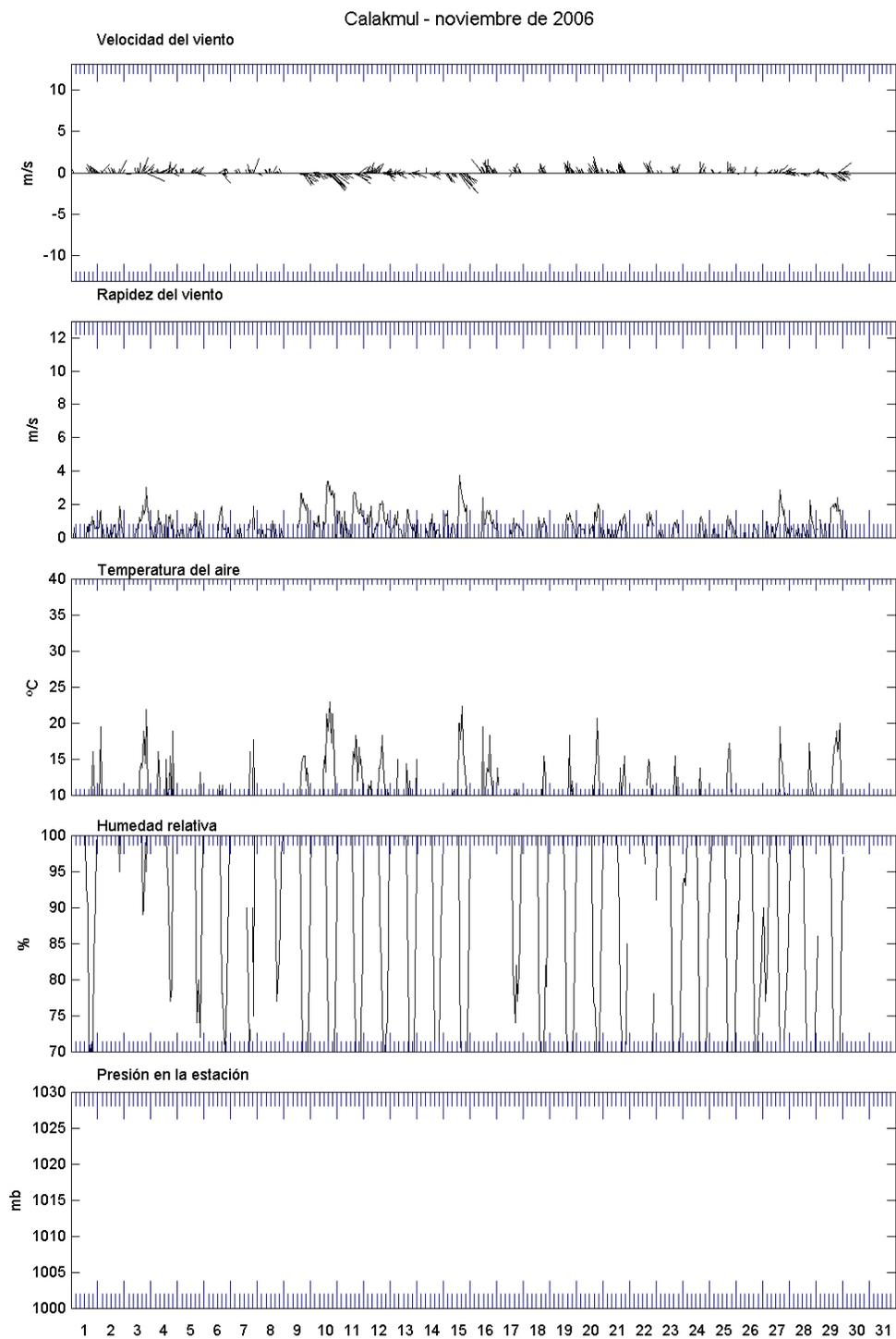
Calakmul - agosto de 2006



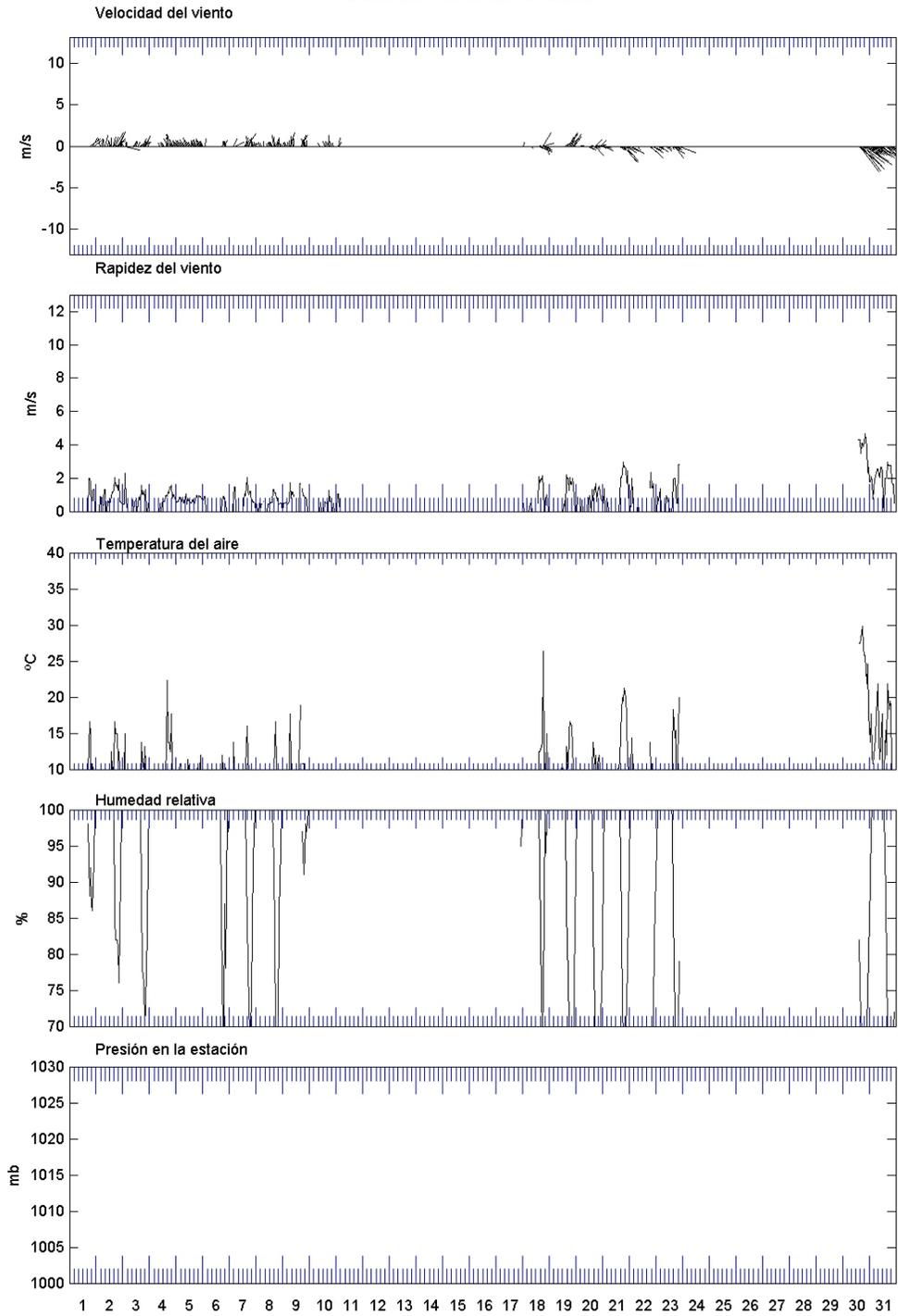


Calakmul - octubre de 2006

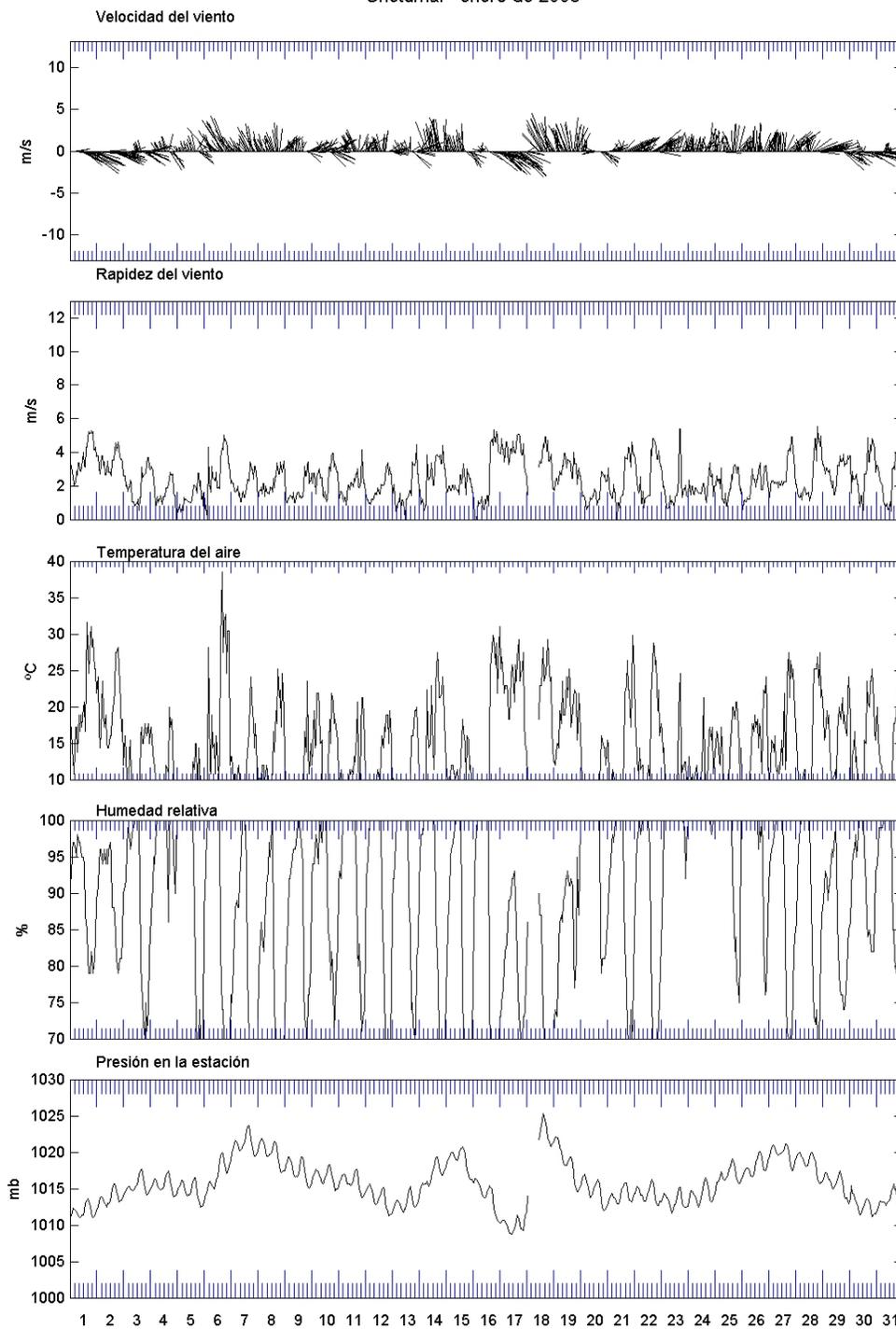




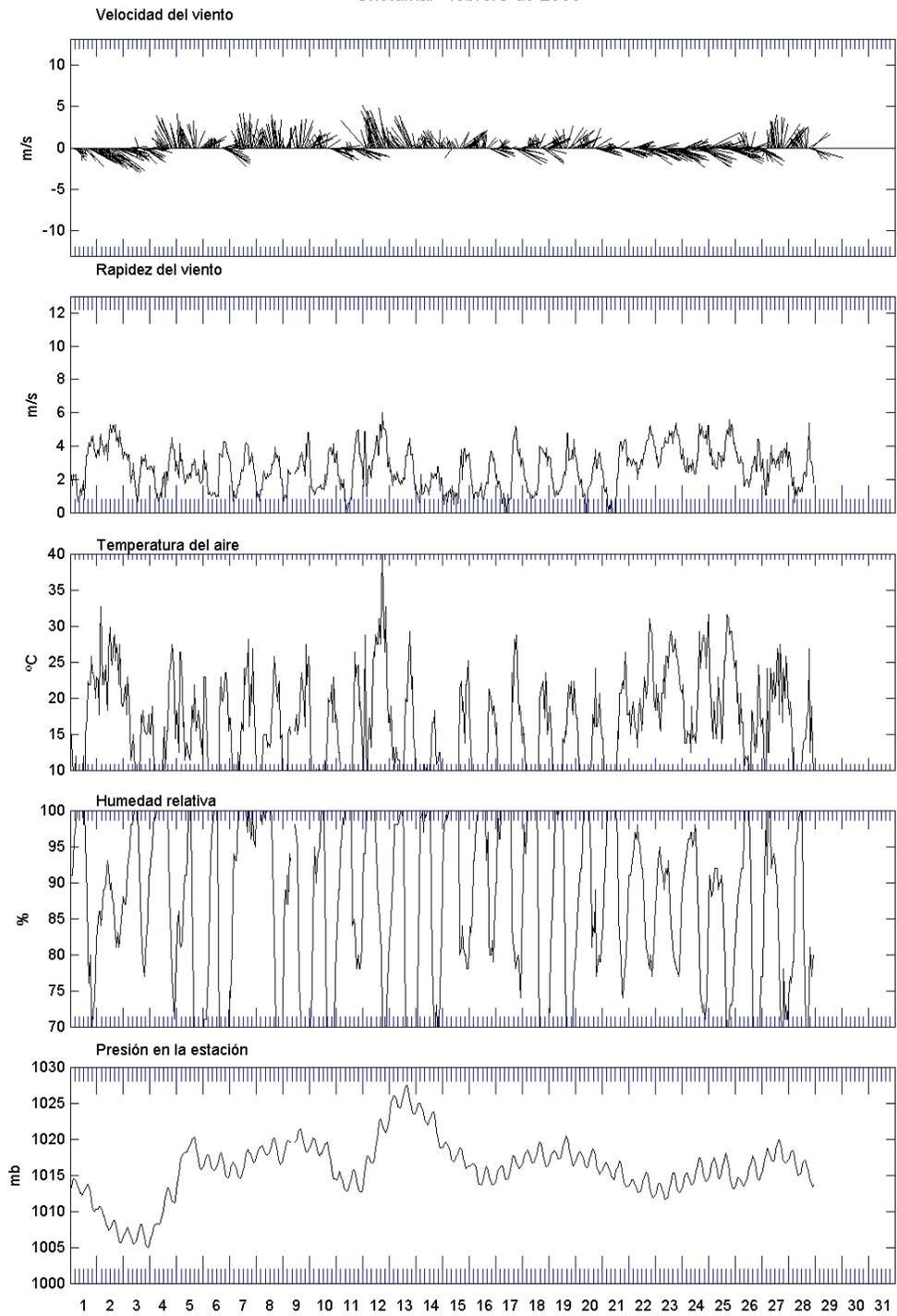
Calakmul - diciembre de 2006



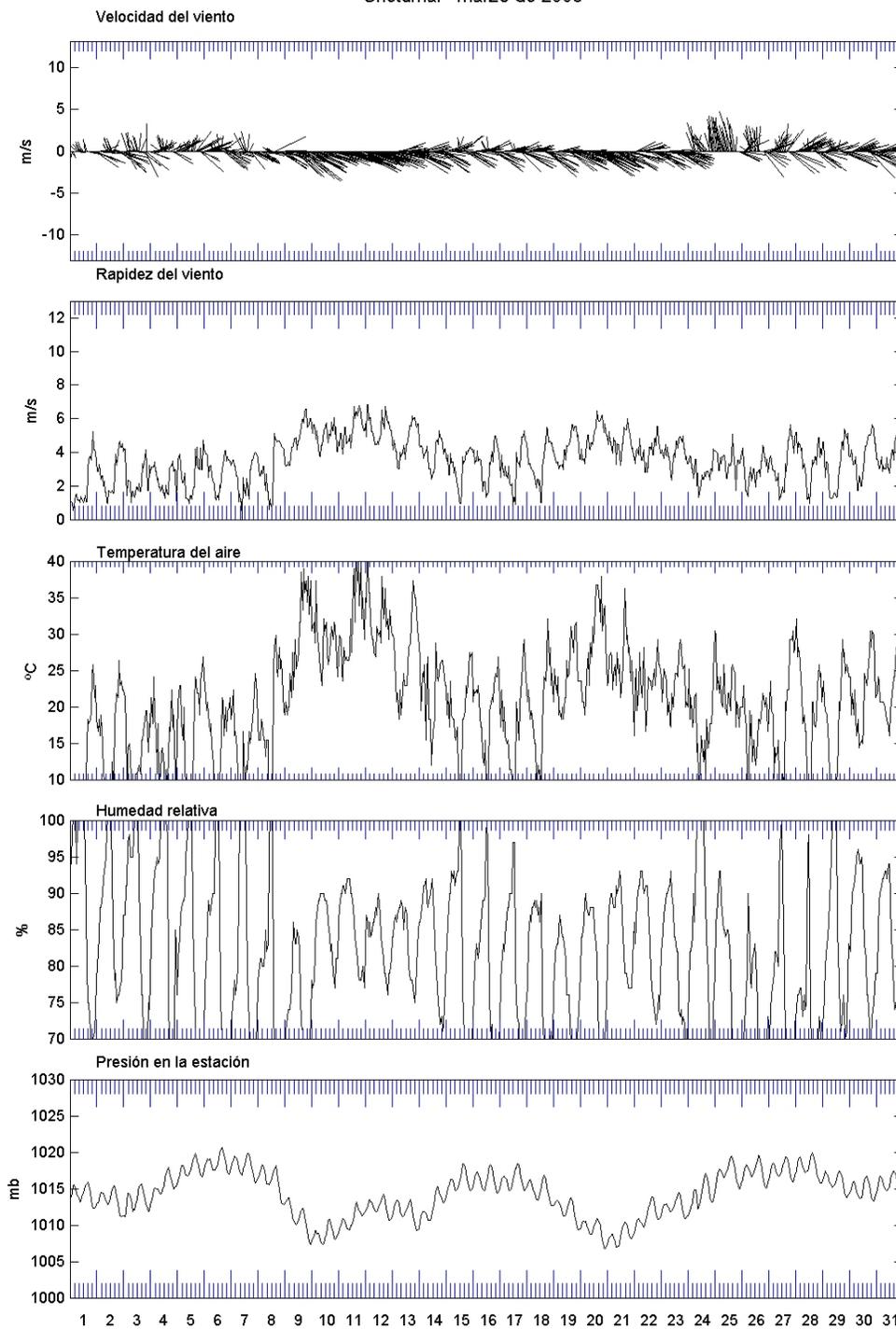
Chetumal - enero de 2006



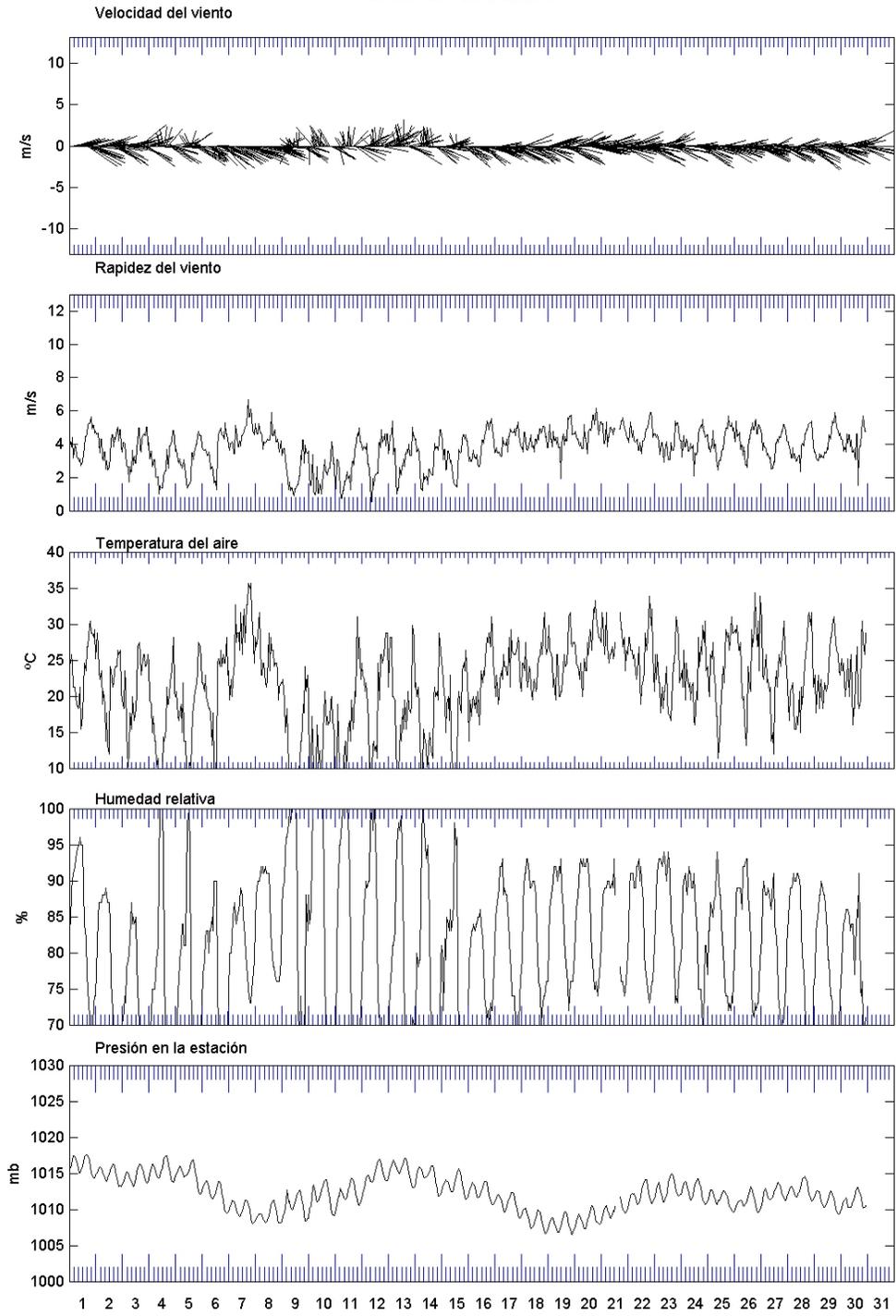
Chetumal - febrero de 2006



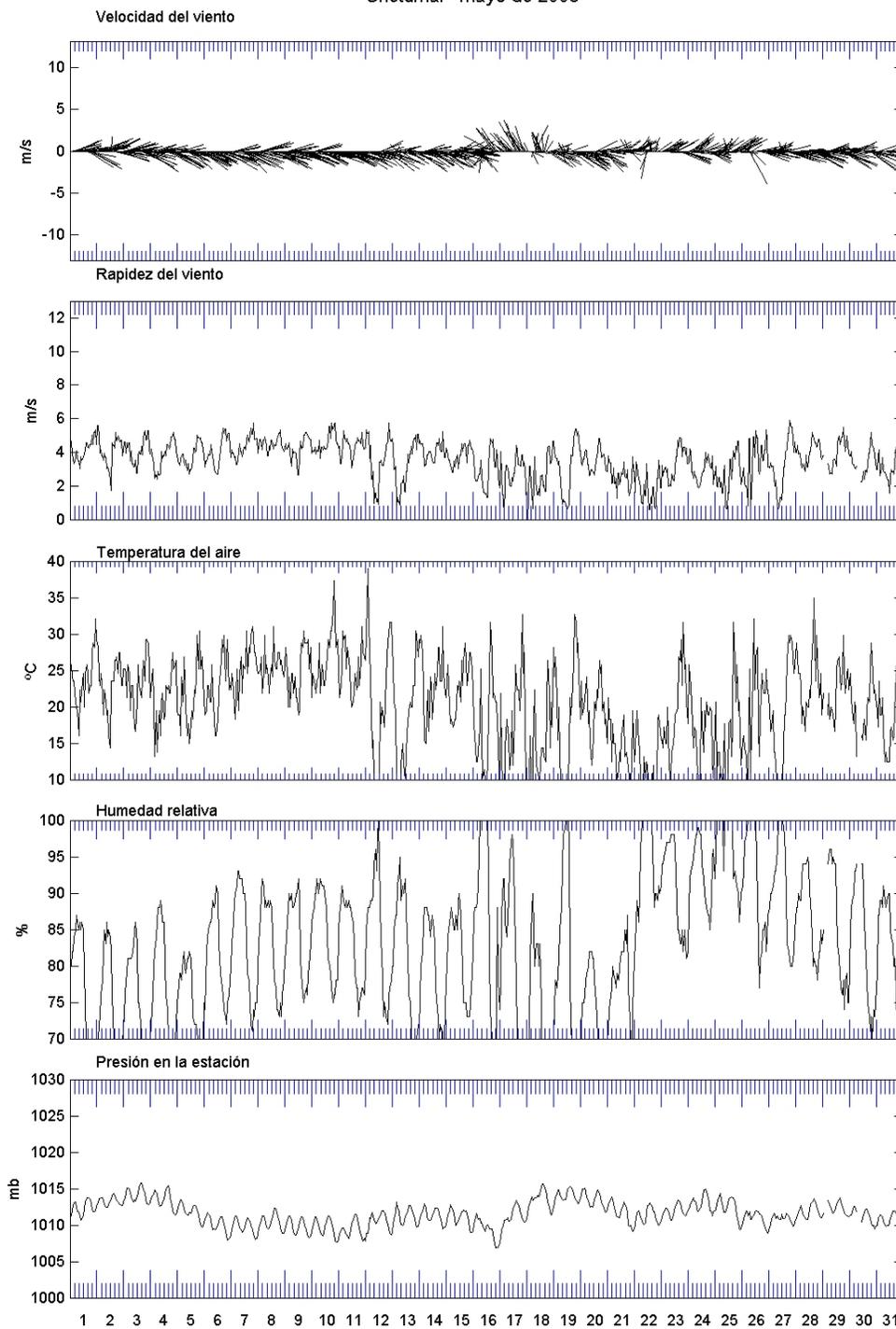
Chetumal - marzo de 2006



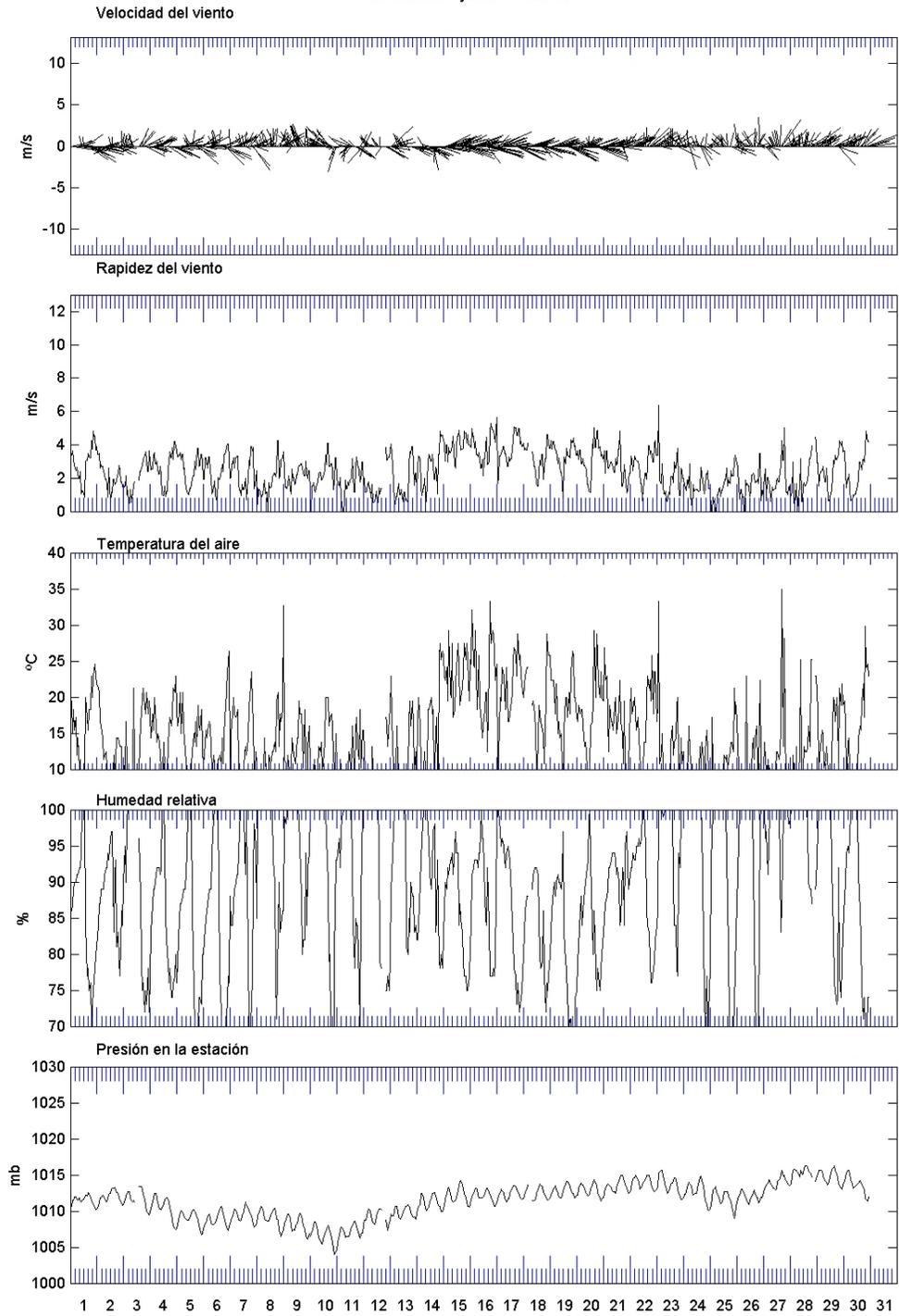
Chetumal - abril de 2006



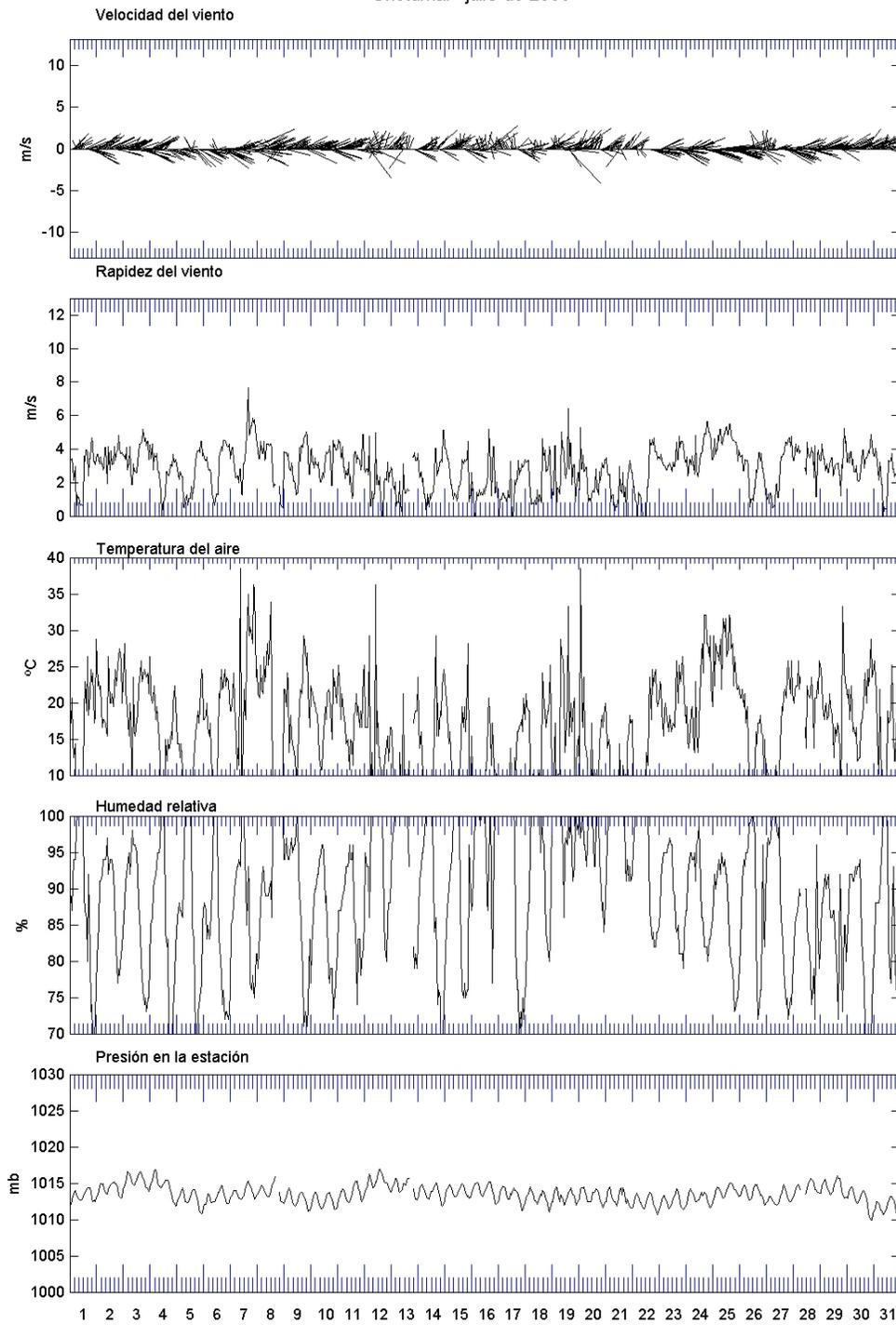
Chetumal - mayo de 2006



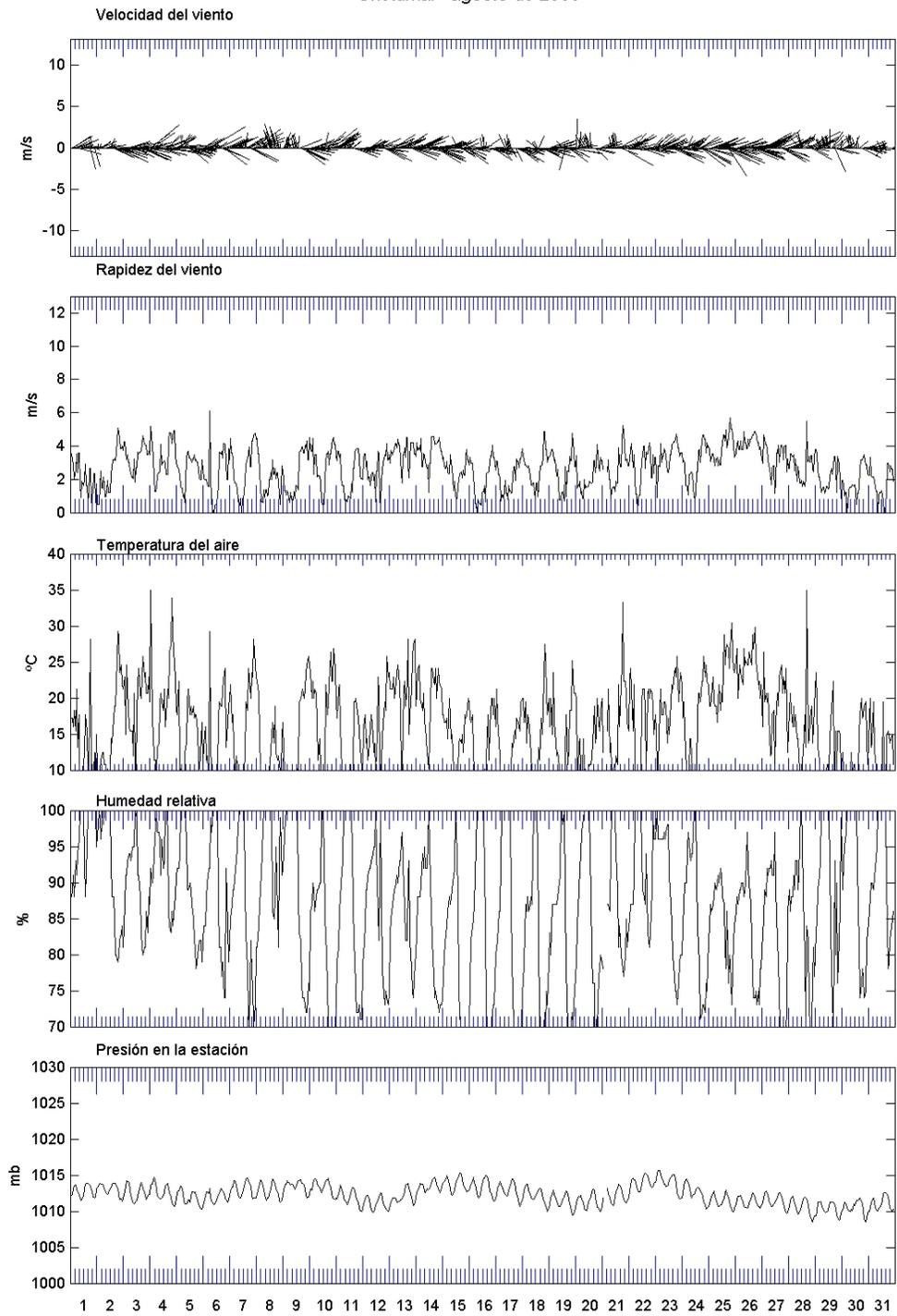
Chetumal - junio de 2006



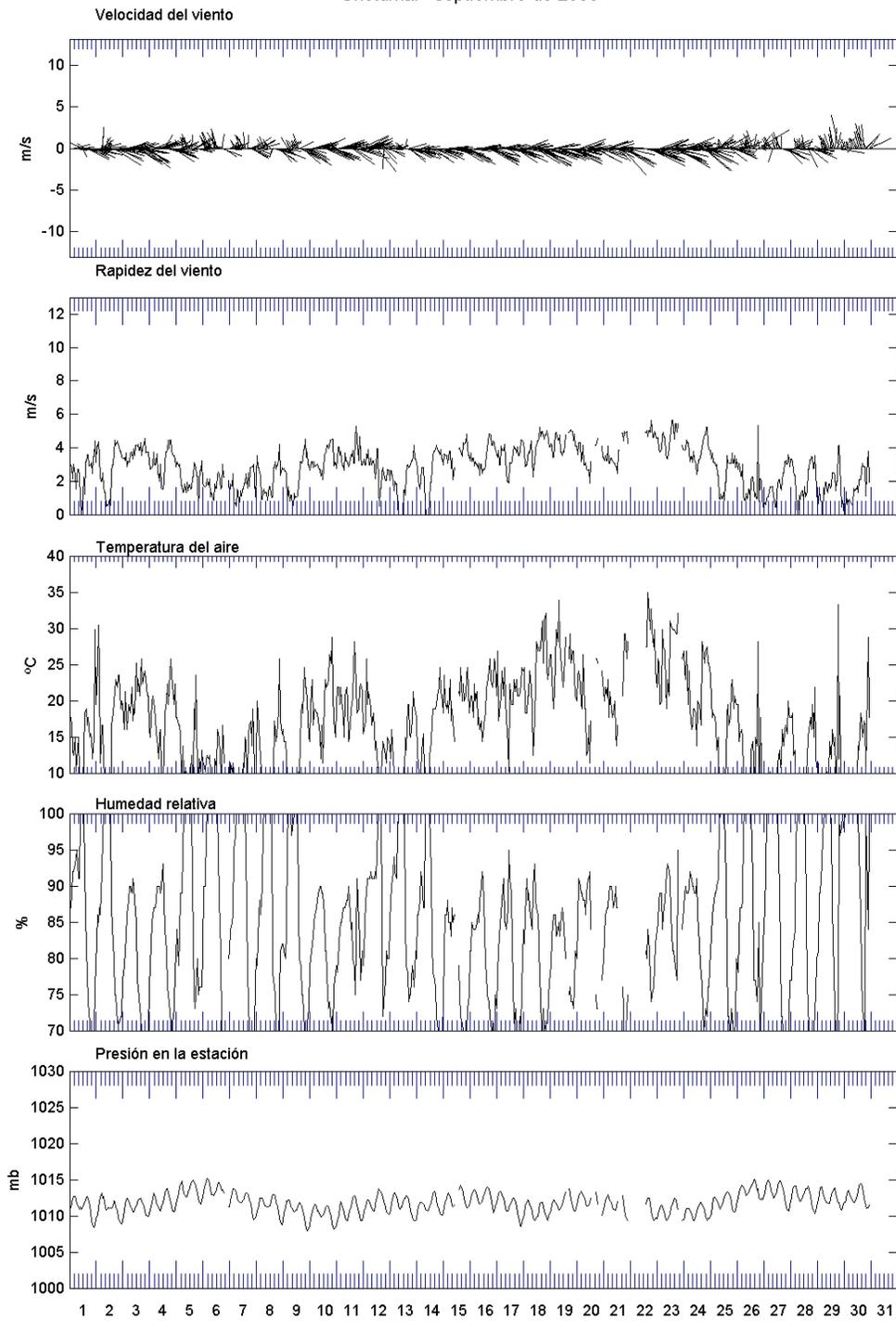
Chetumal - julio de 2006



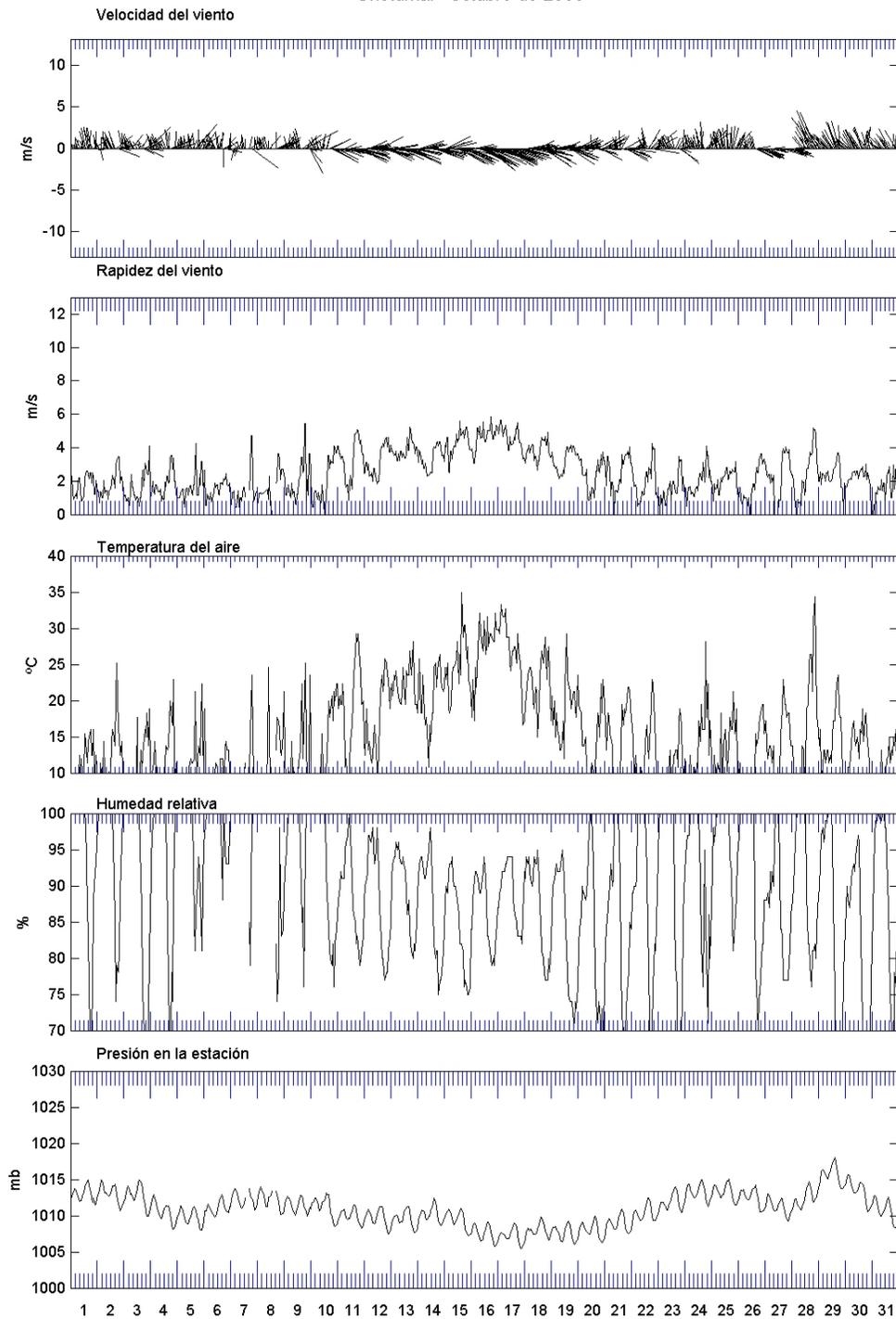
Chetumal - agosto de 2006



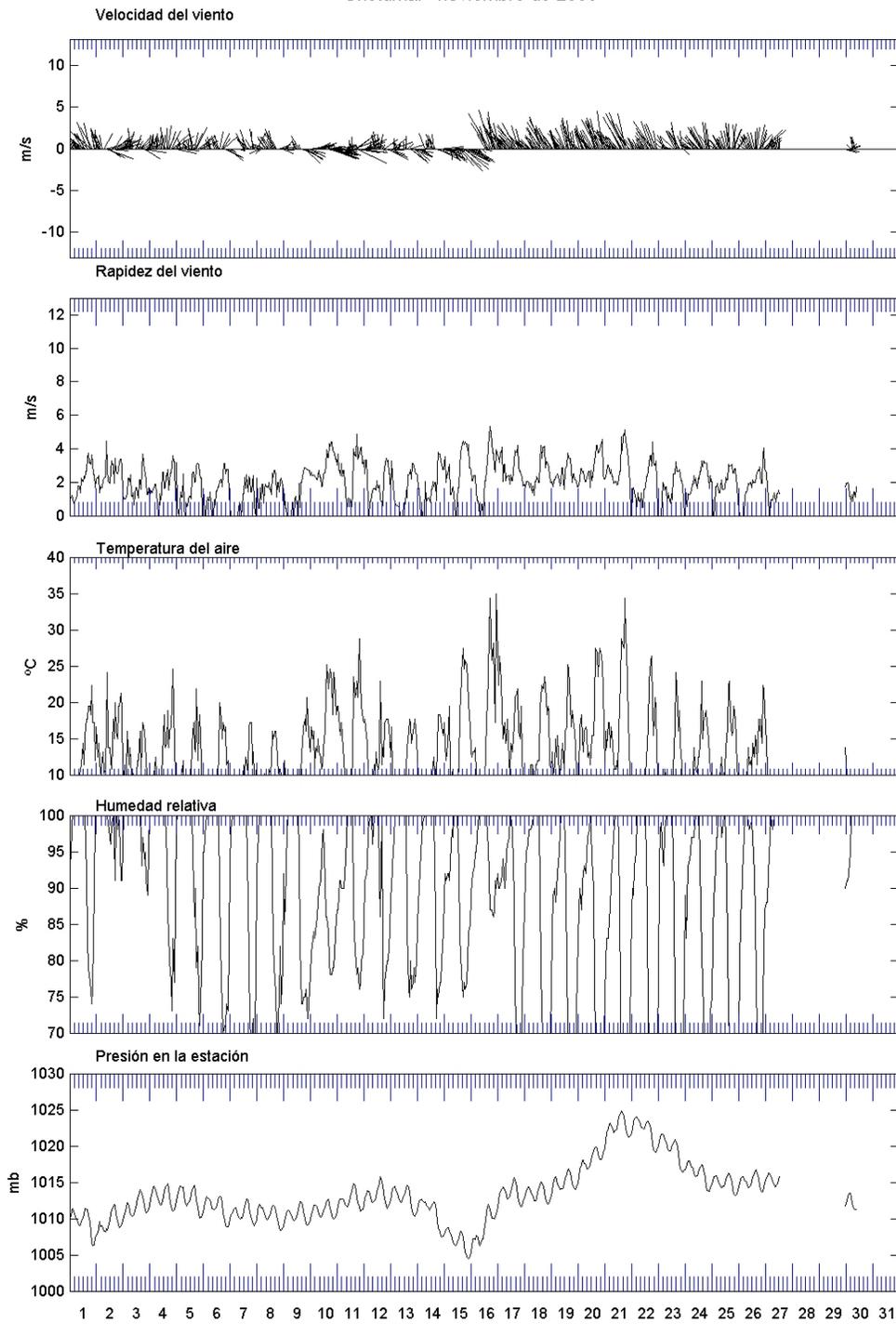
Chetumal - septiembre de 2006



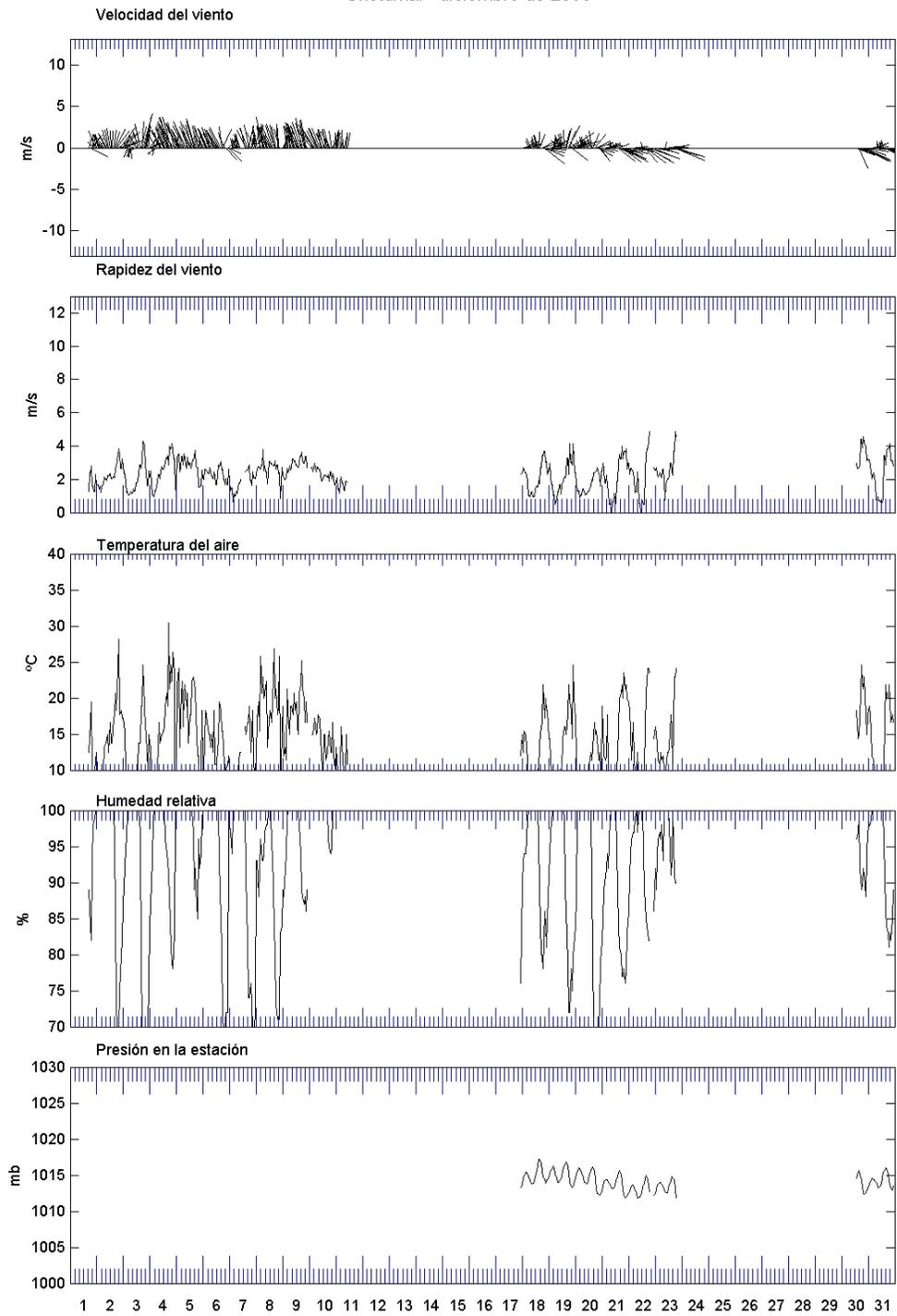
Chetumal - octubre de 2006

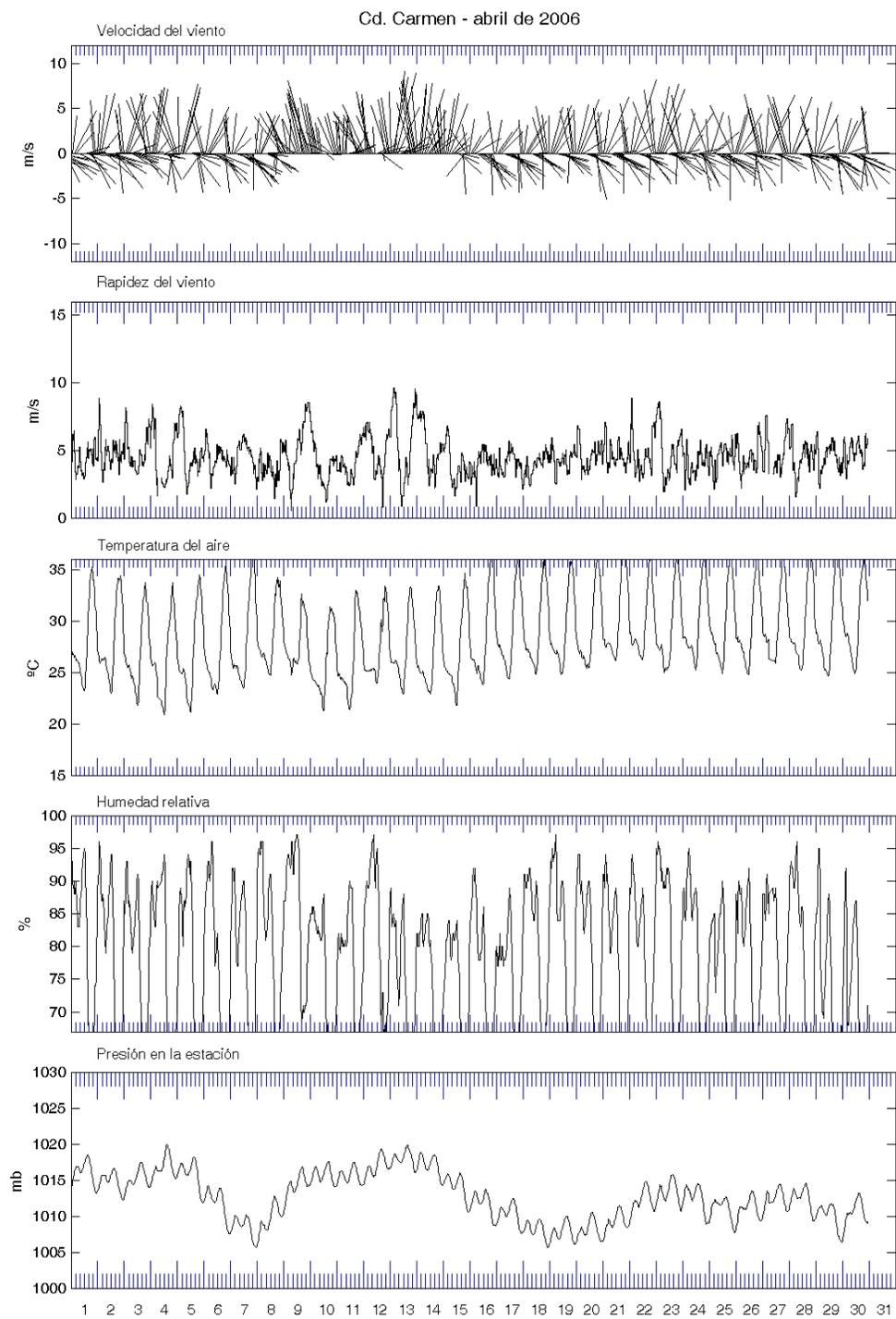


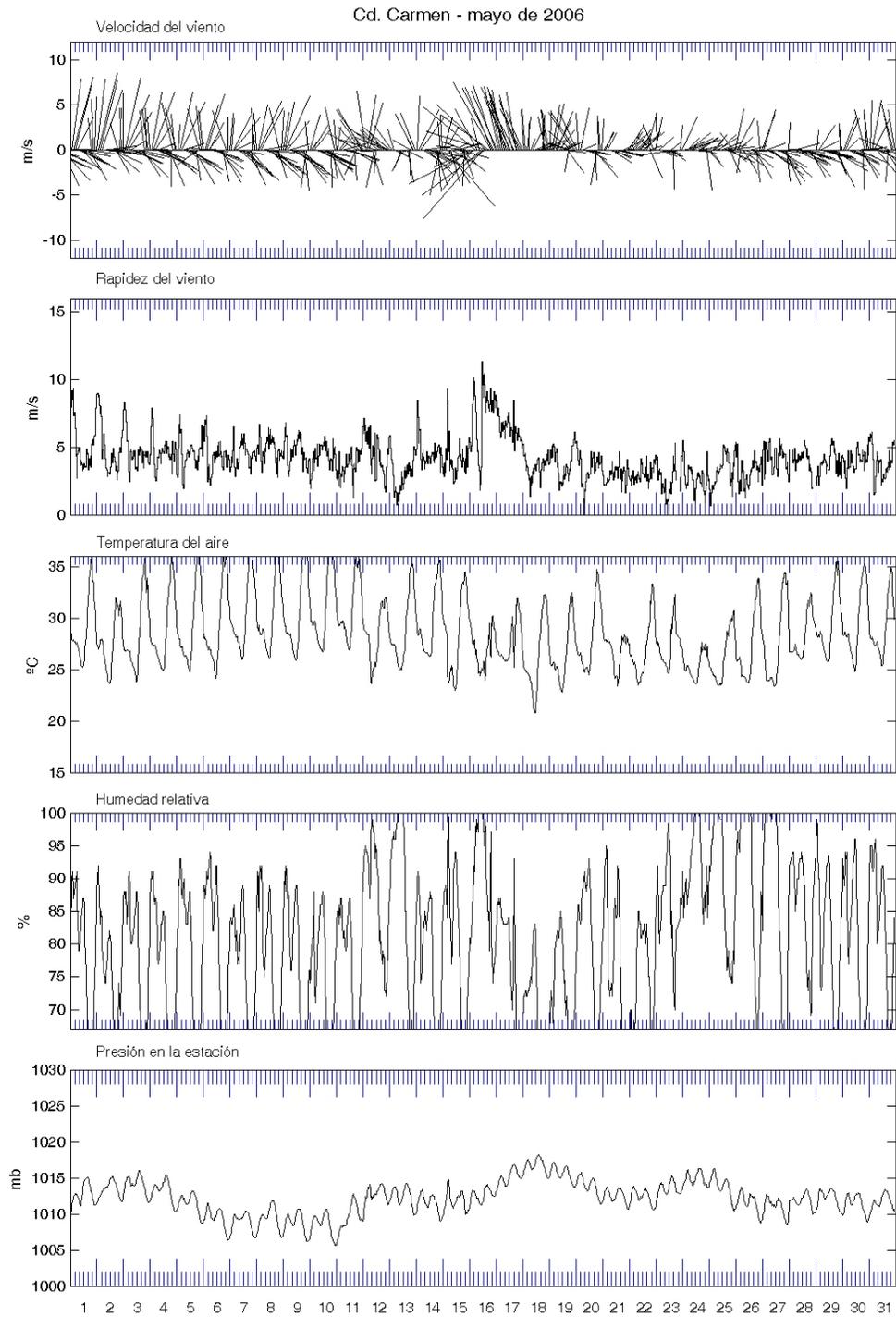
Chetumal - noviembre de 2006

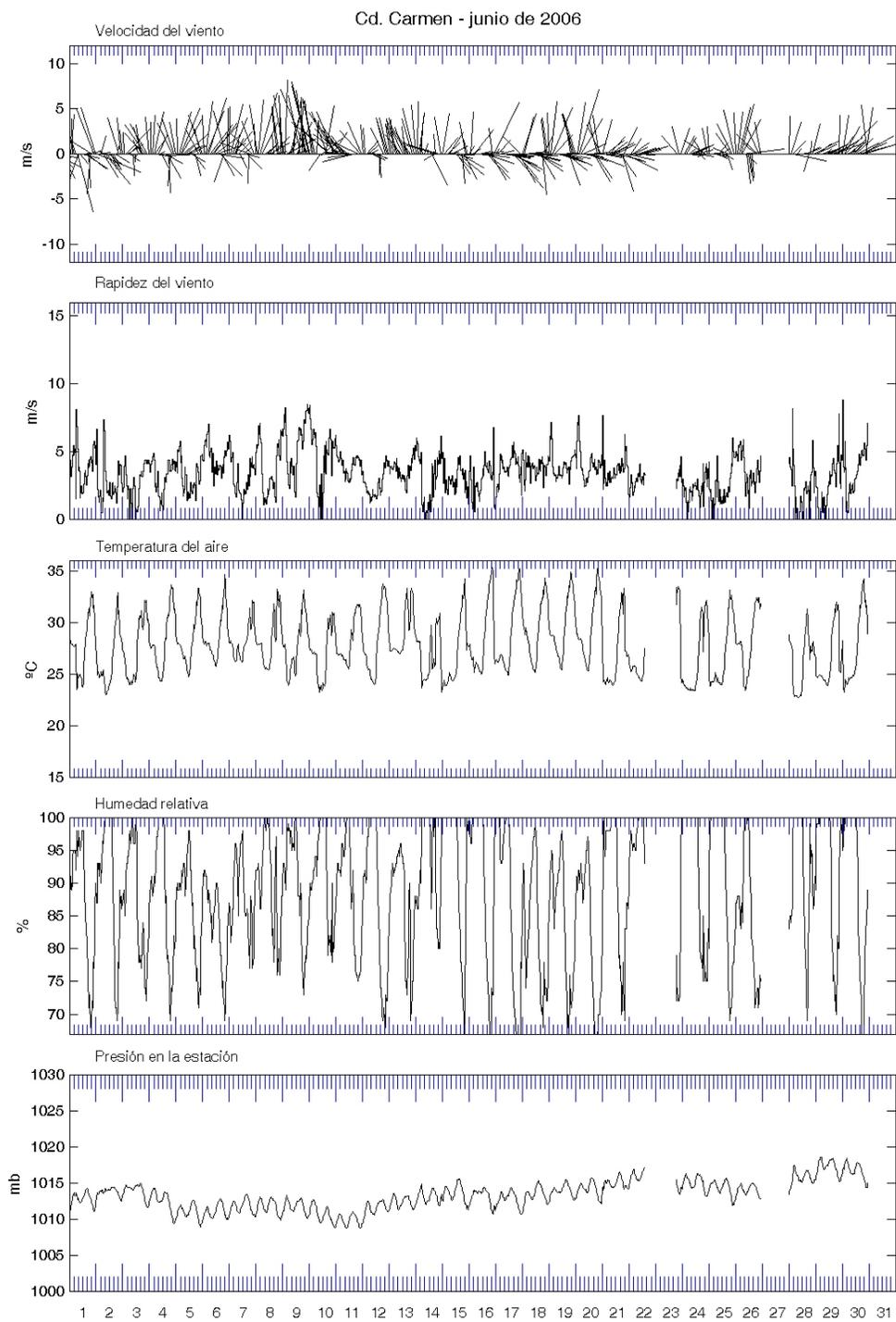


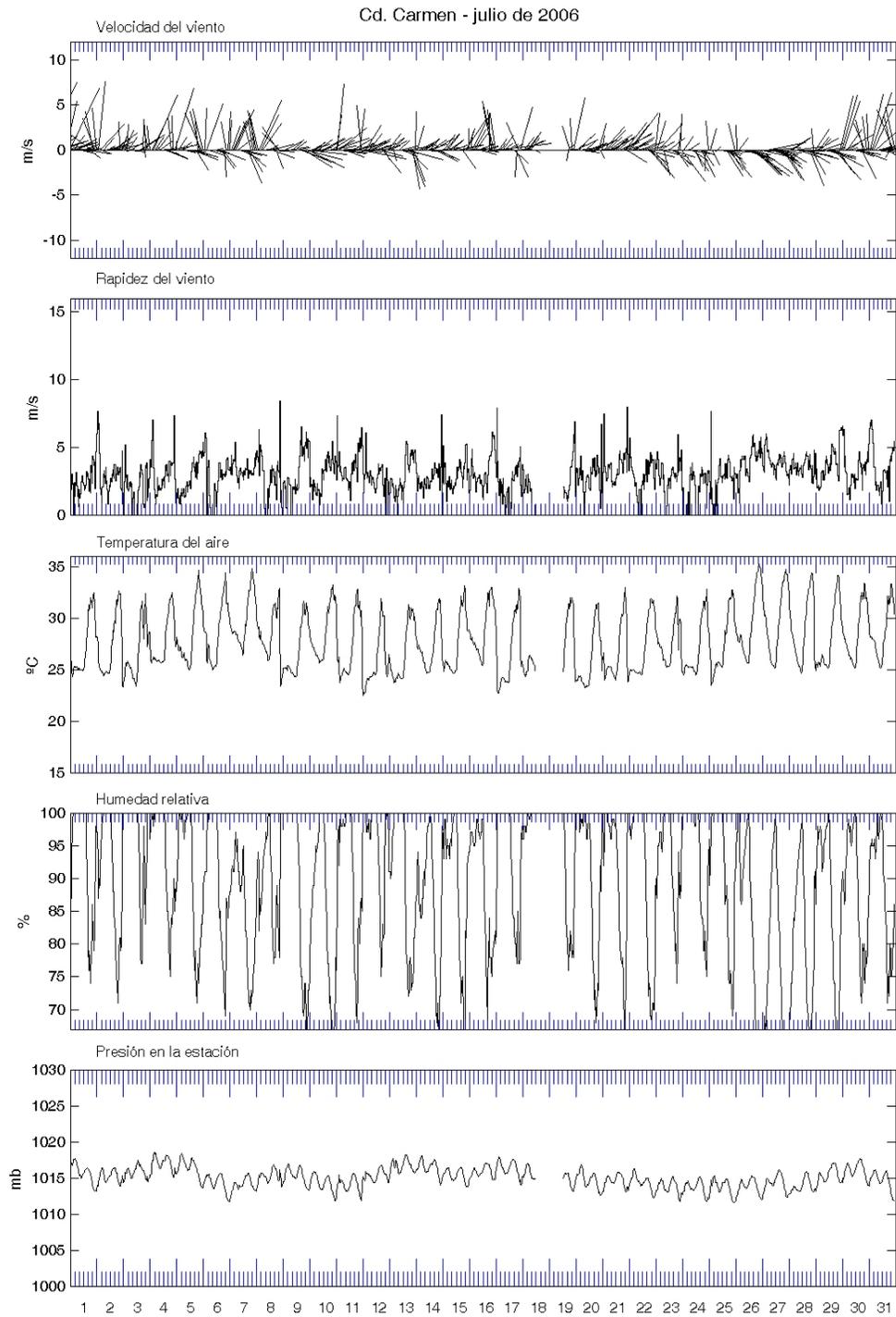
Chetumal - diciembre de 2006

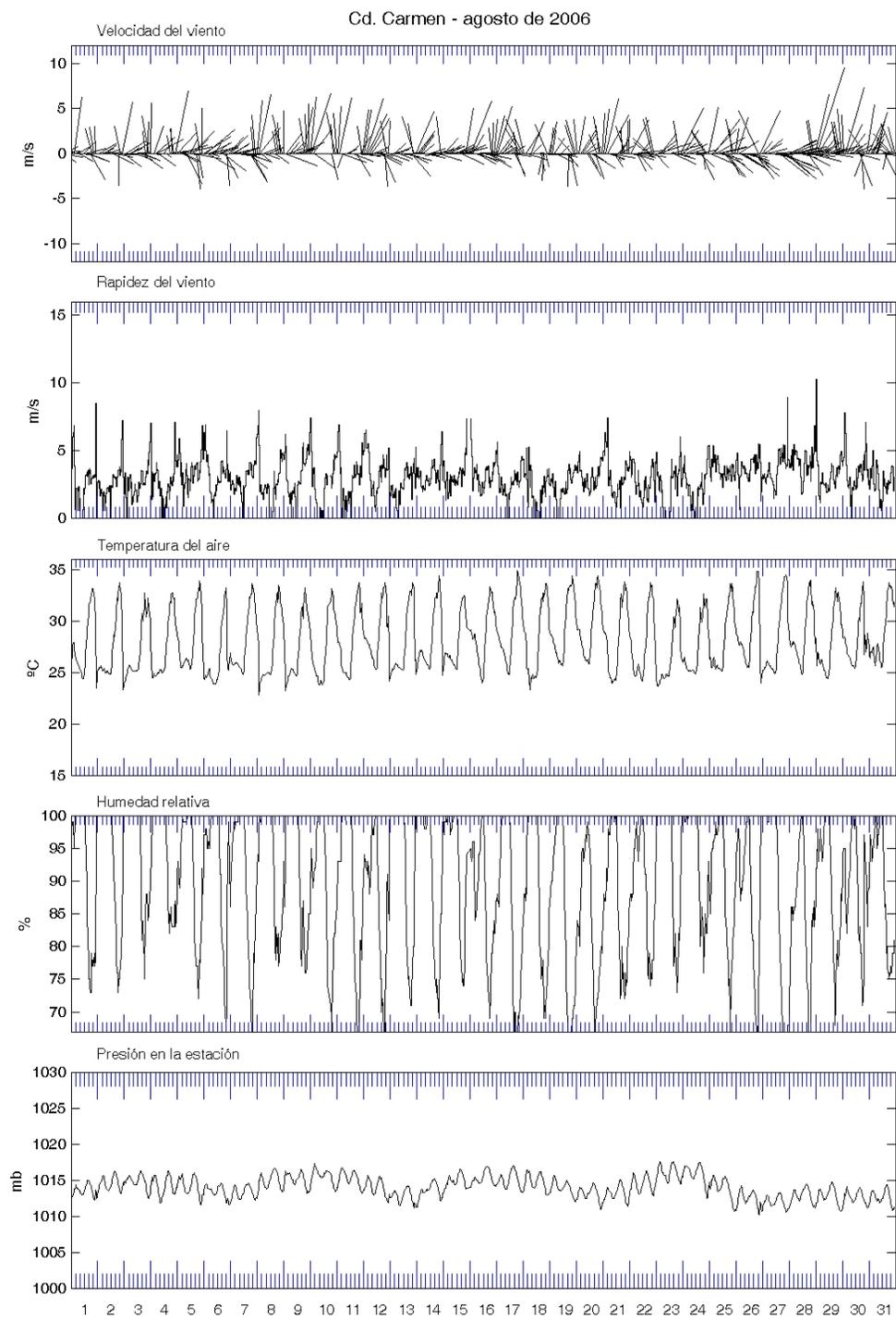


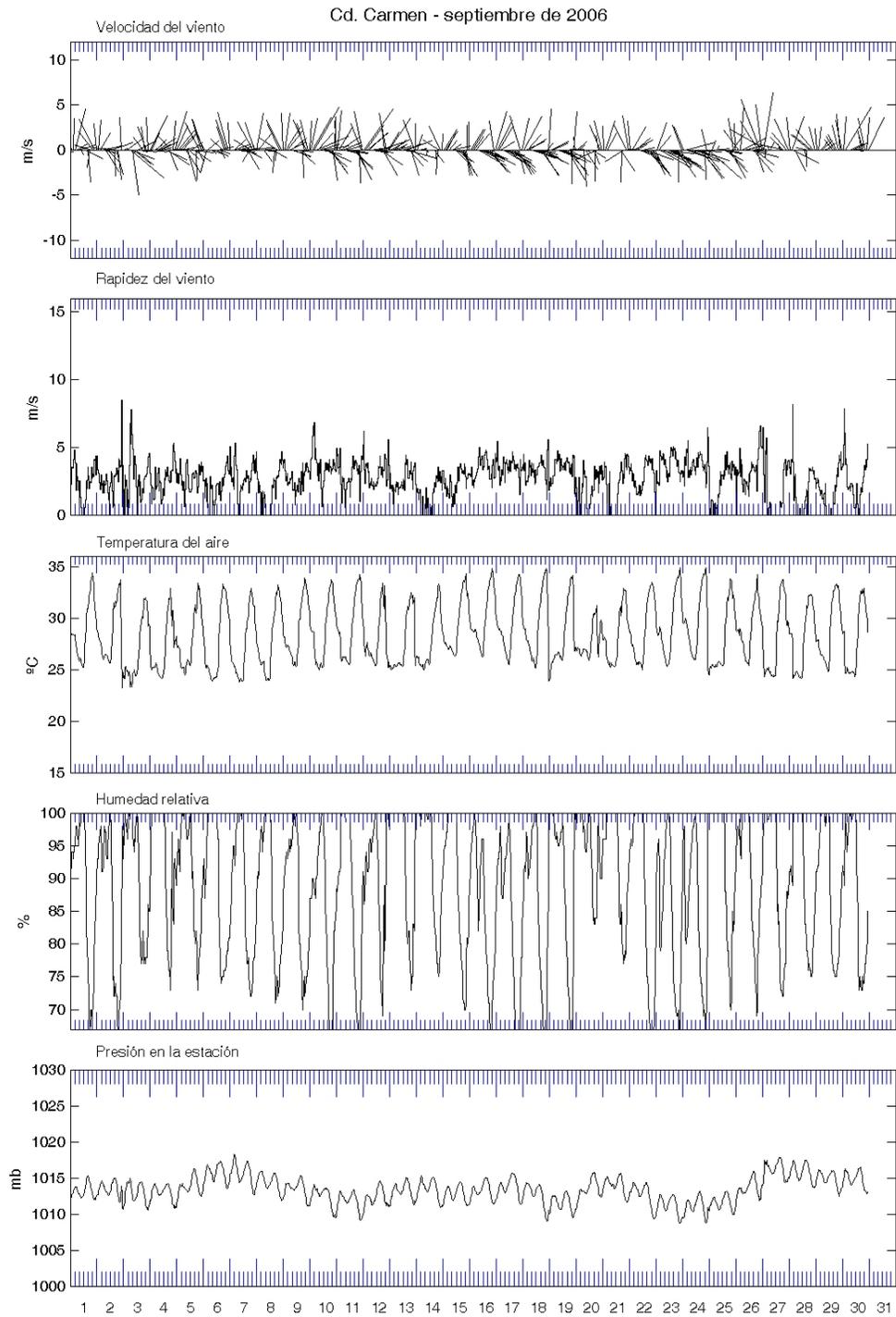


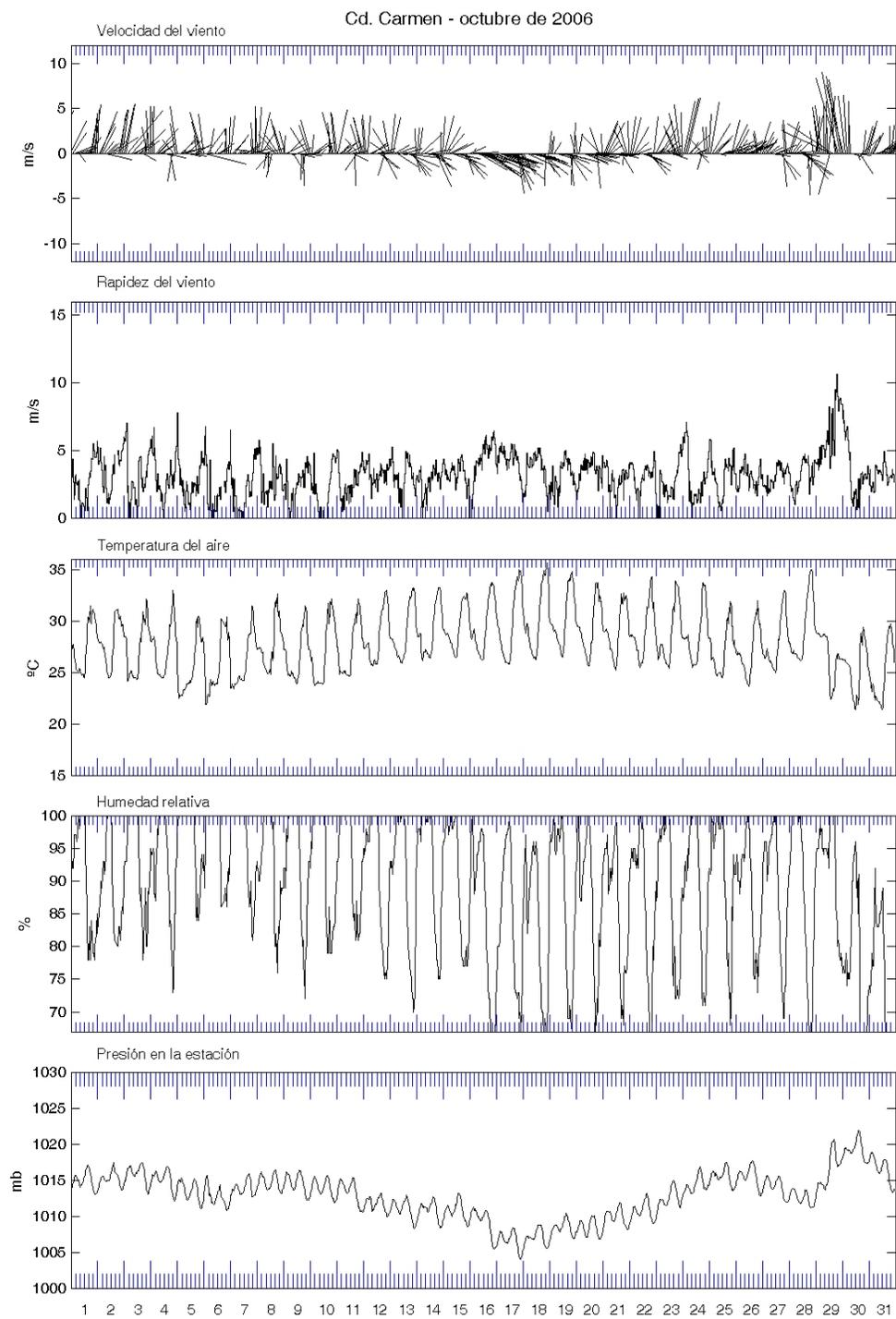


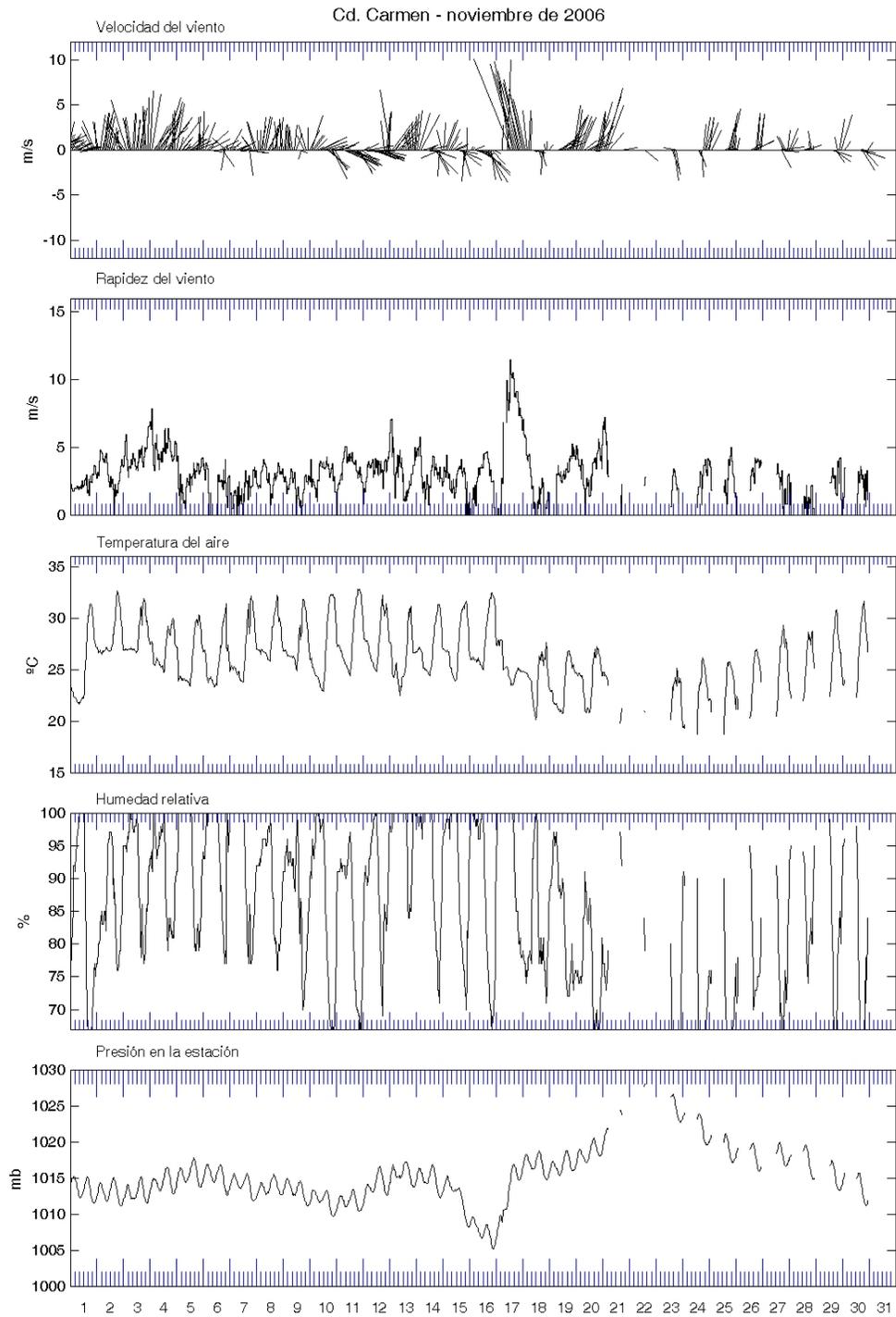


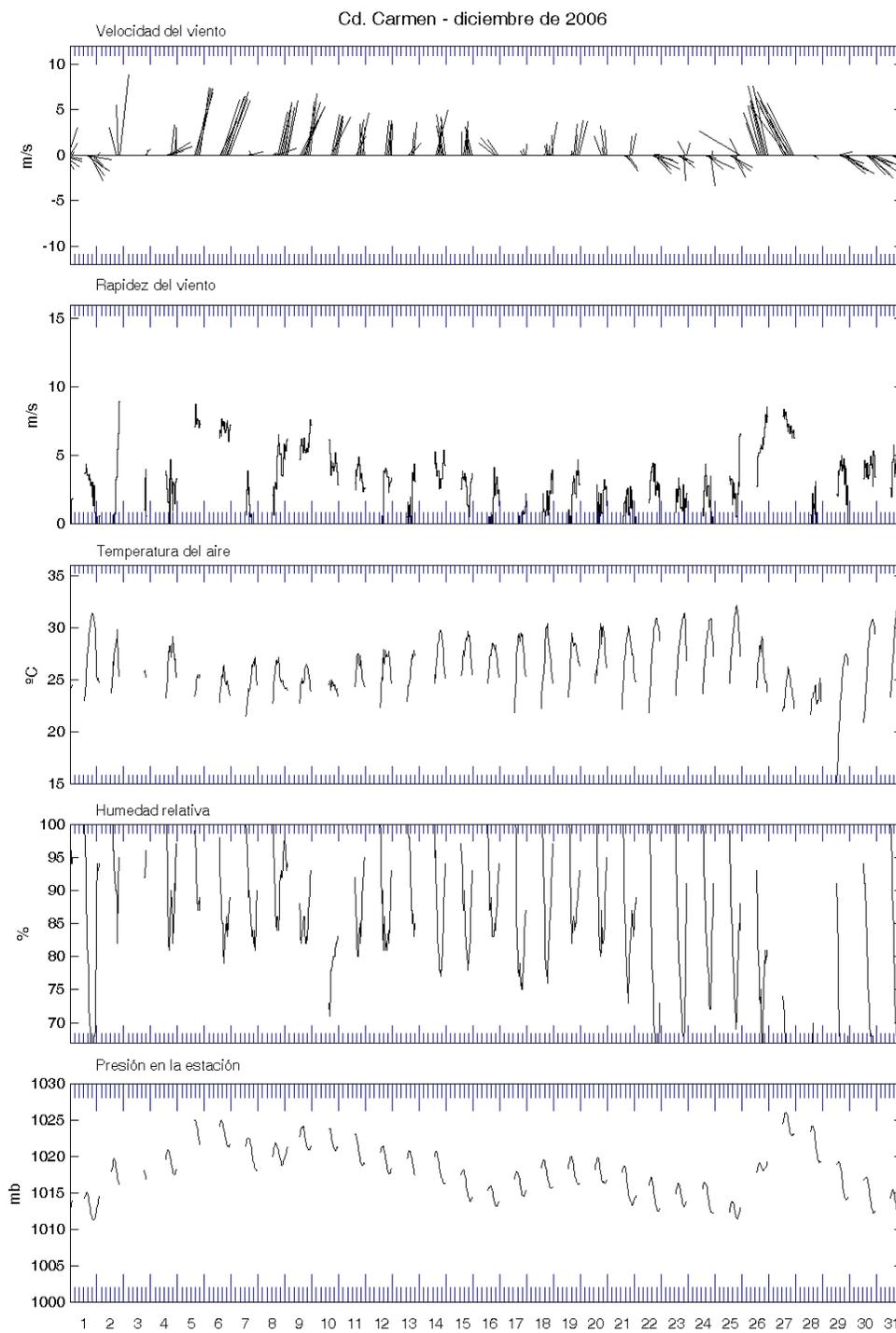




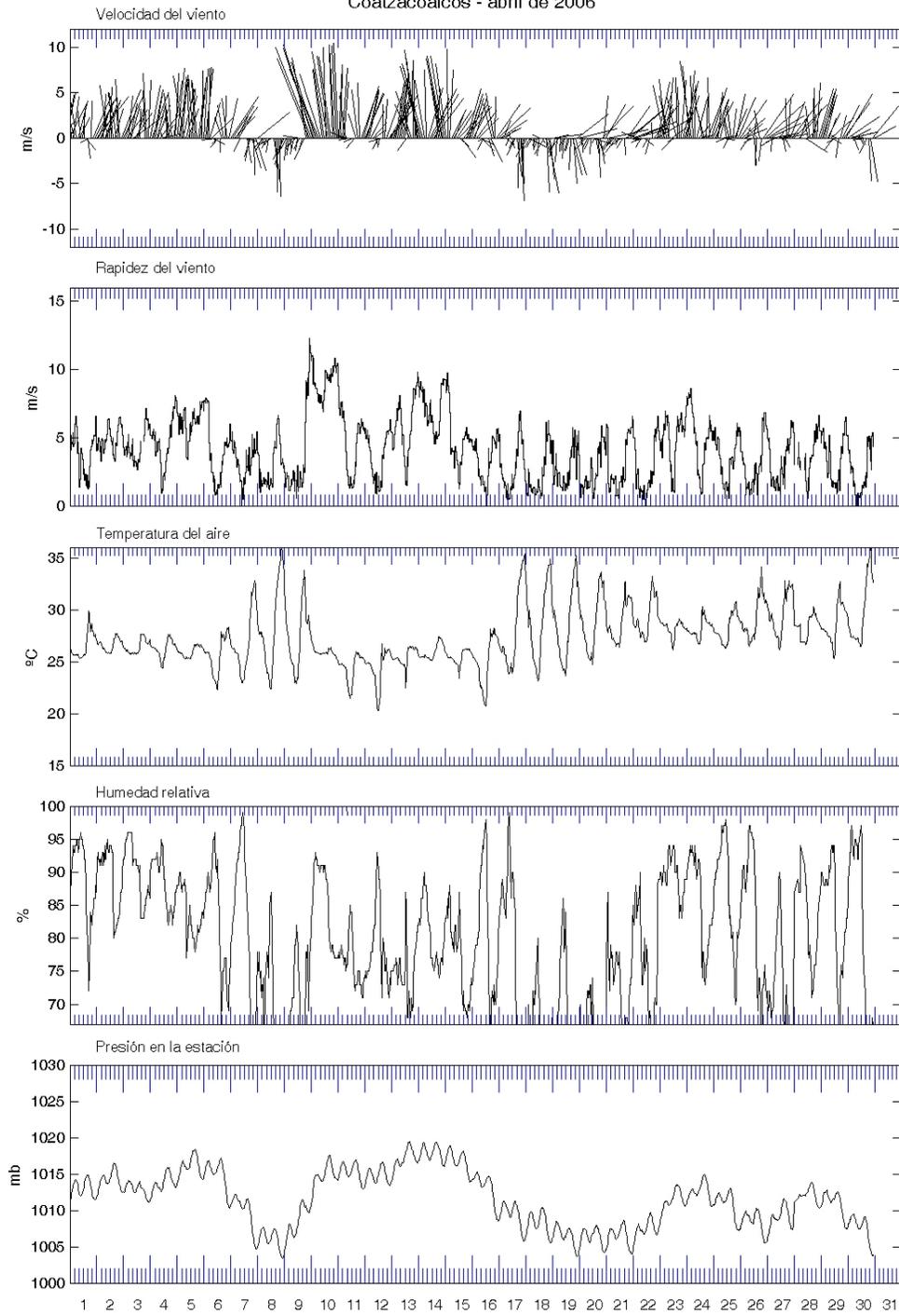


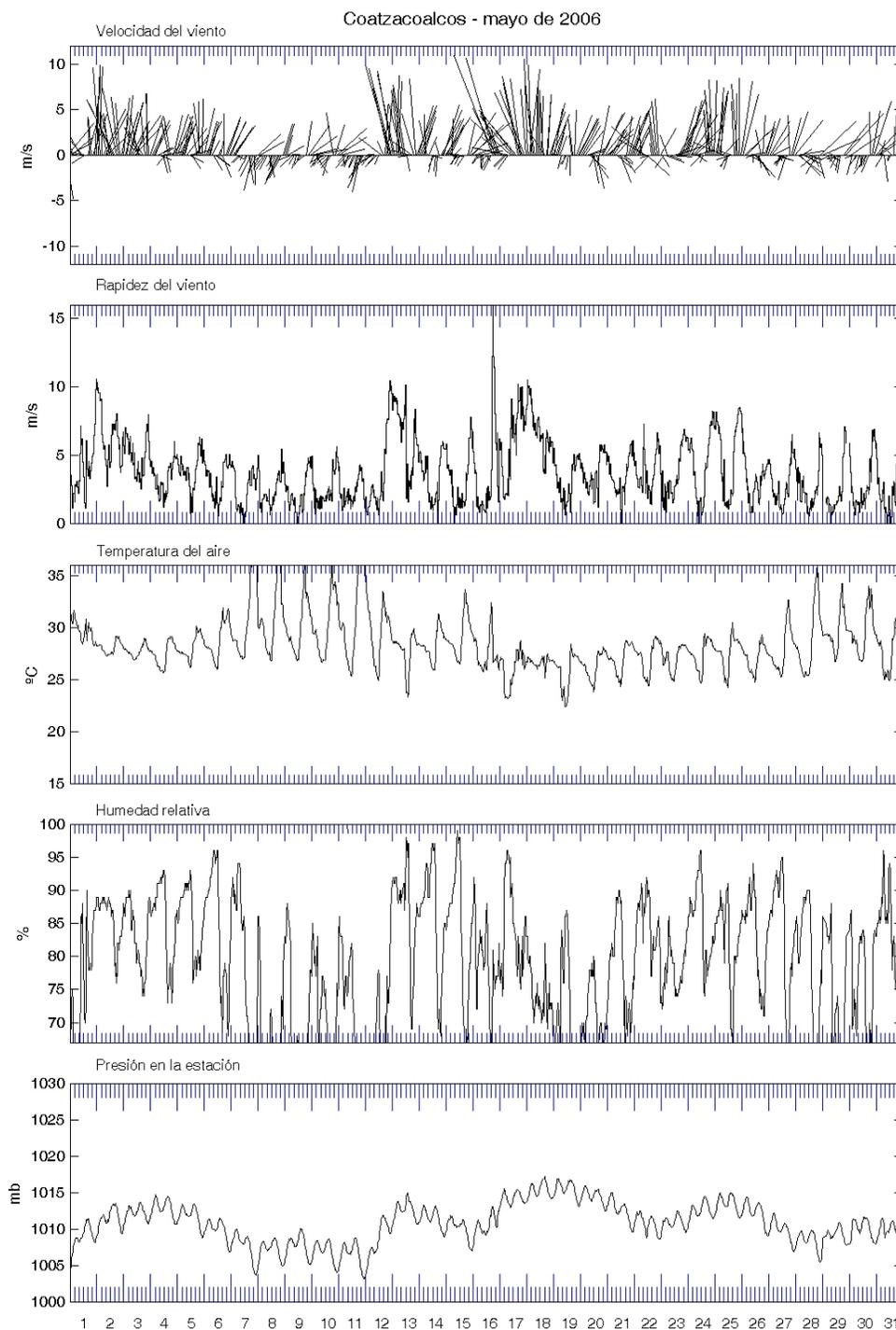


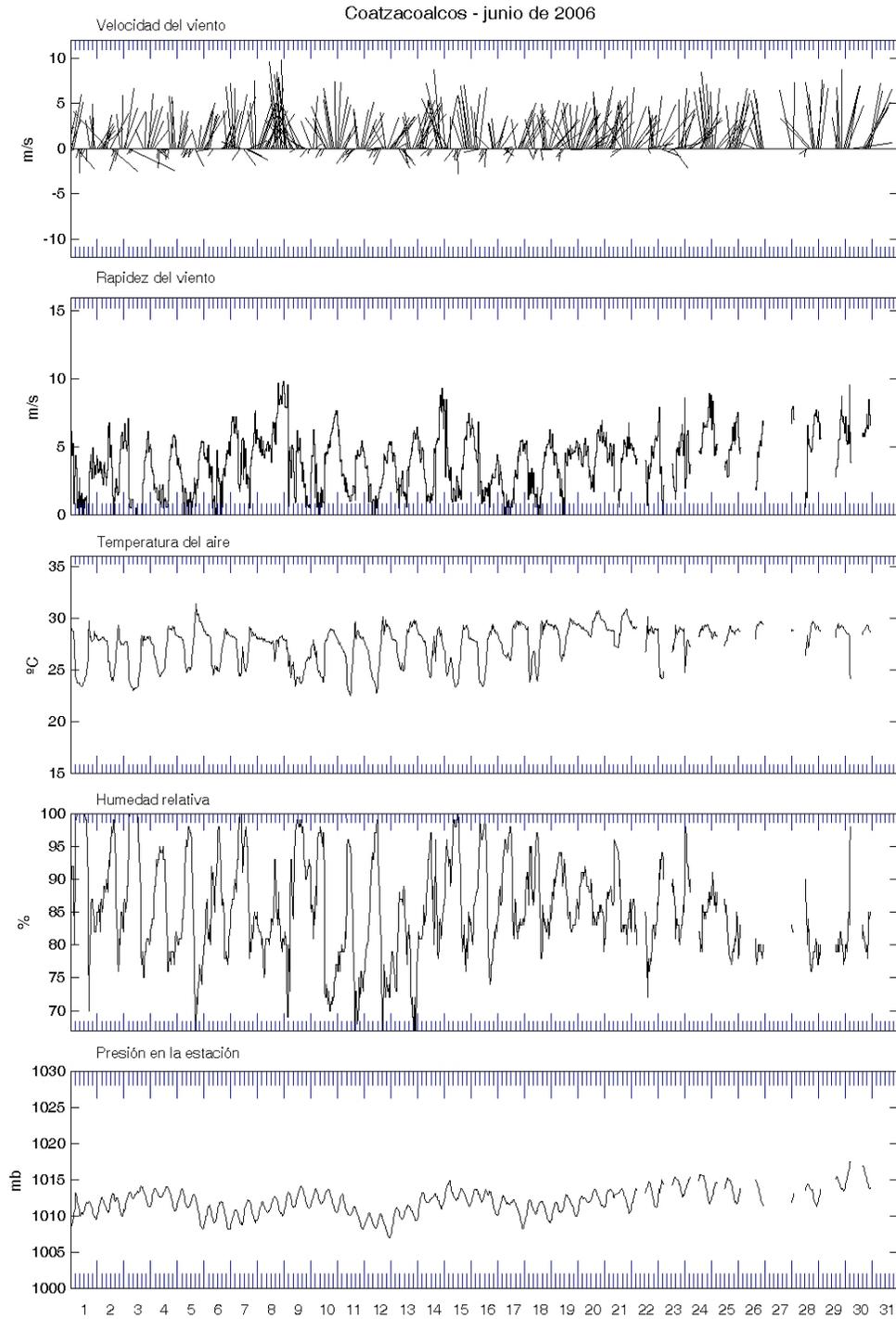


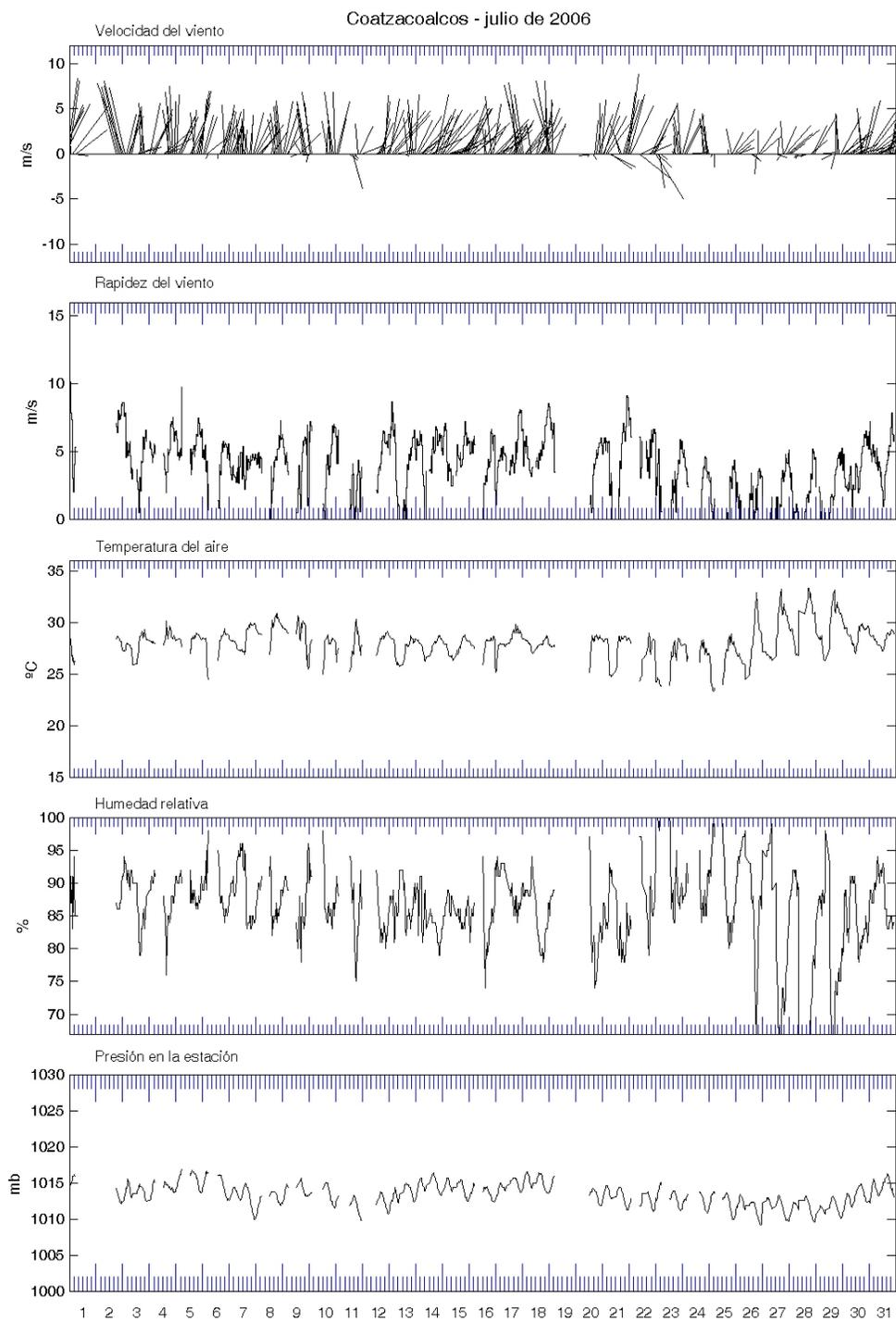


Coatzacoalcos - abril de 2006

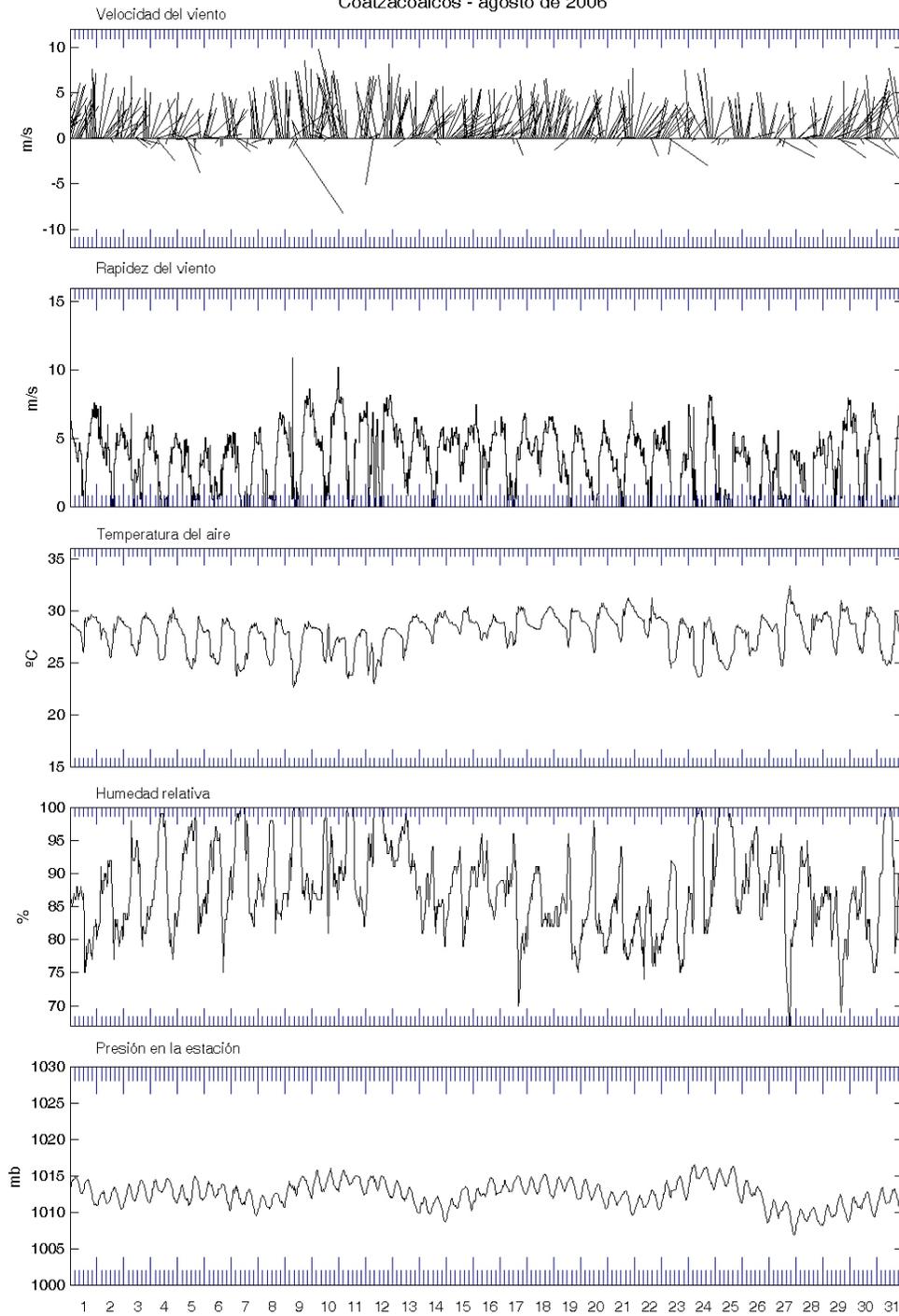


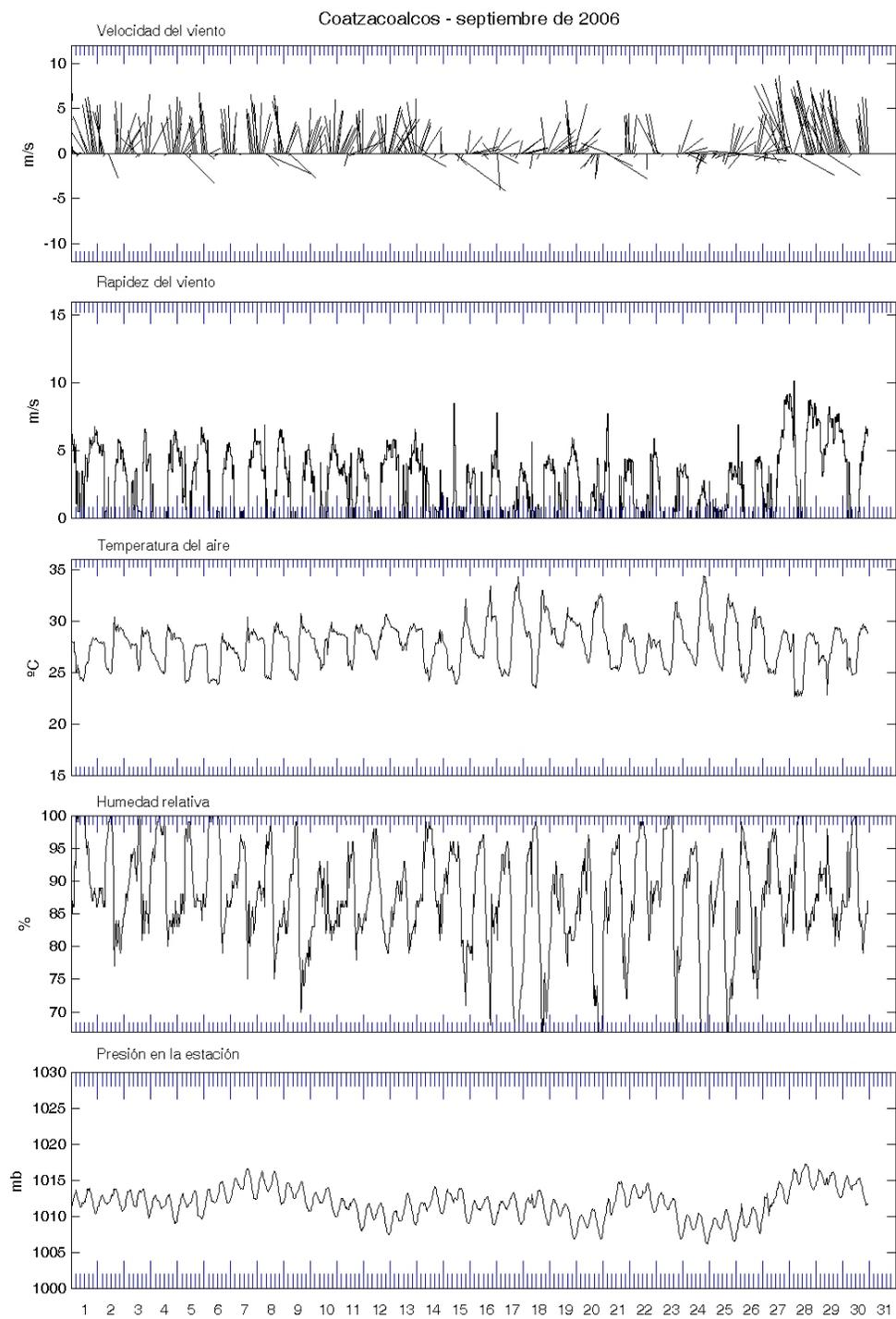


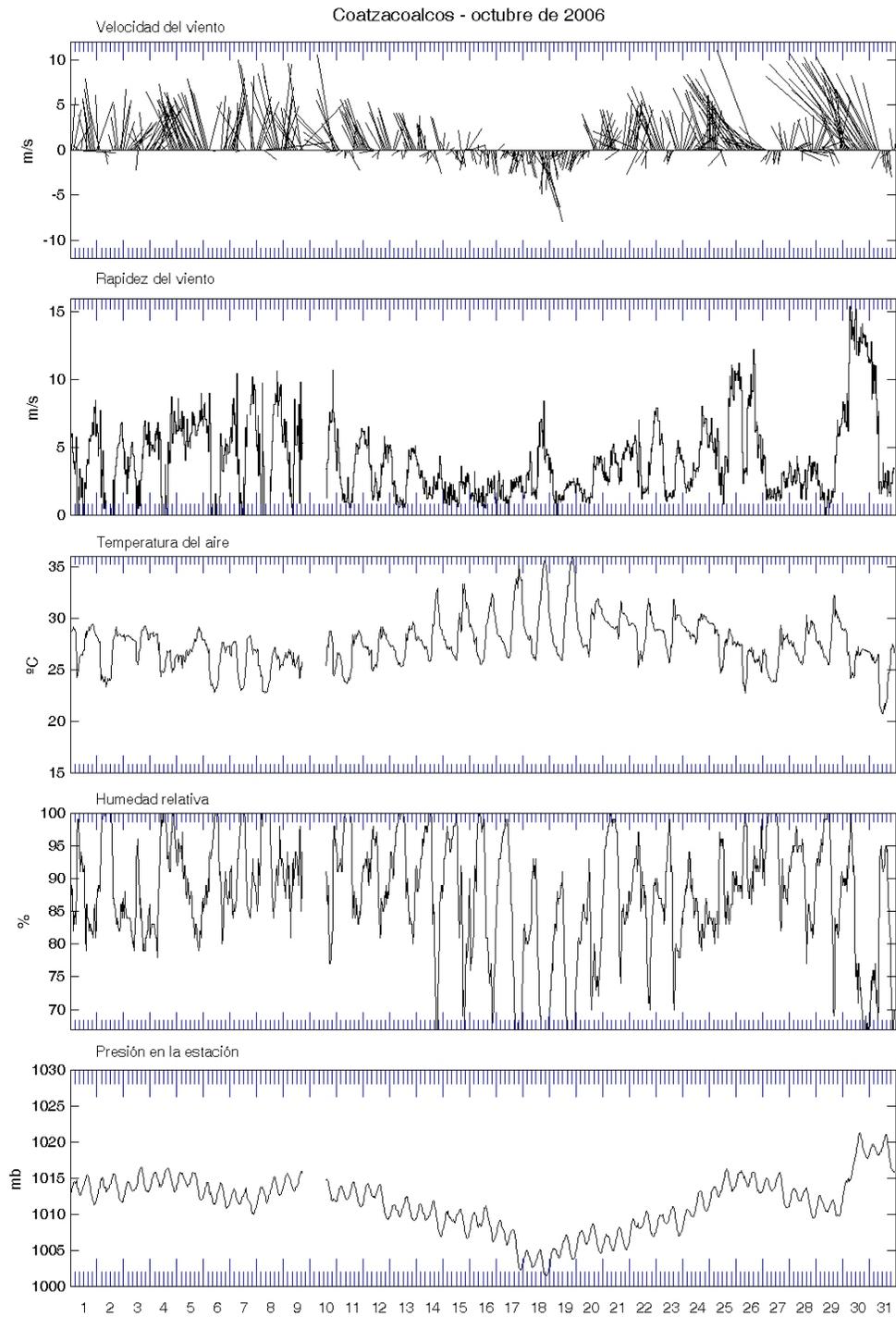


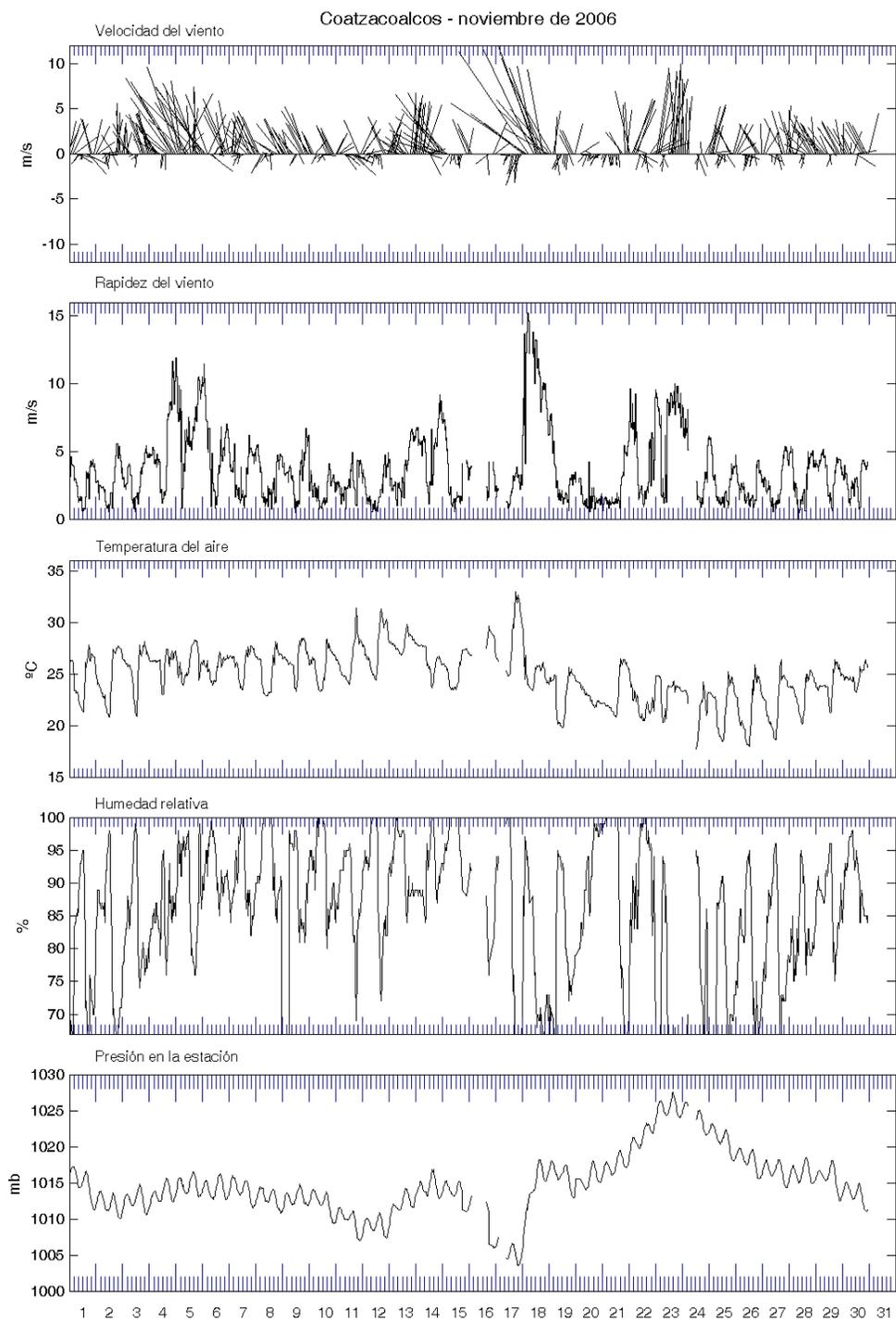


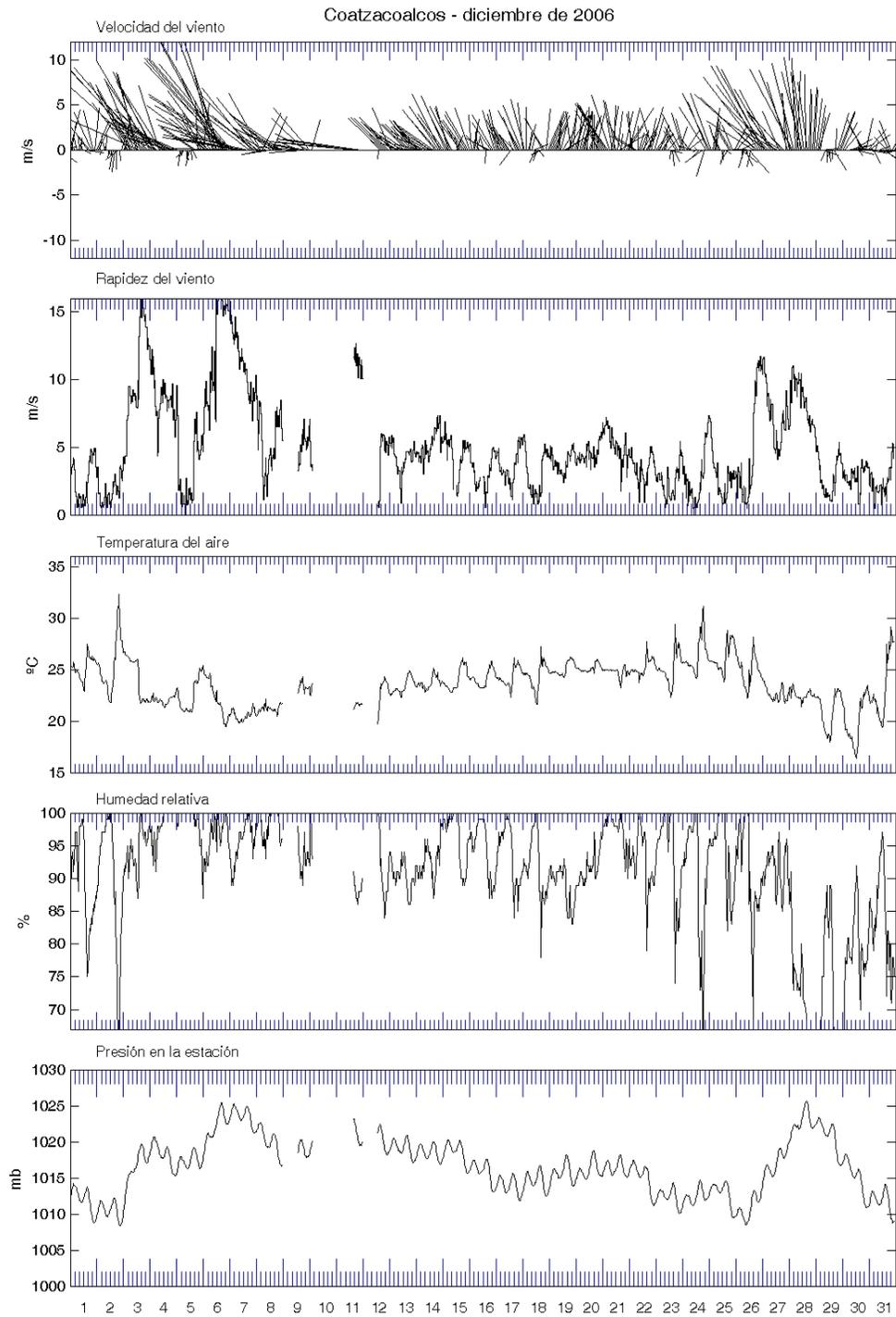
Coatzacoalcos - agosto de 2006

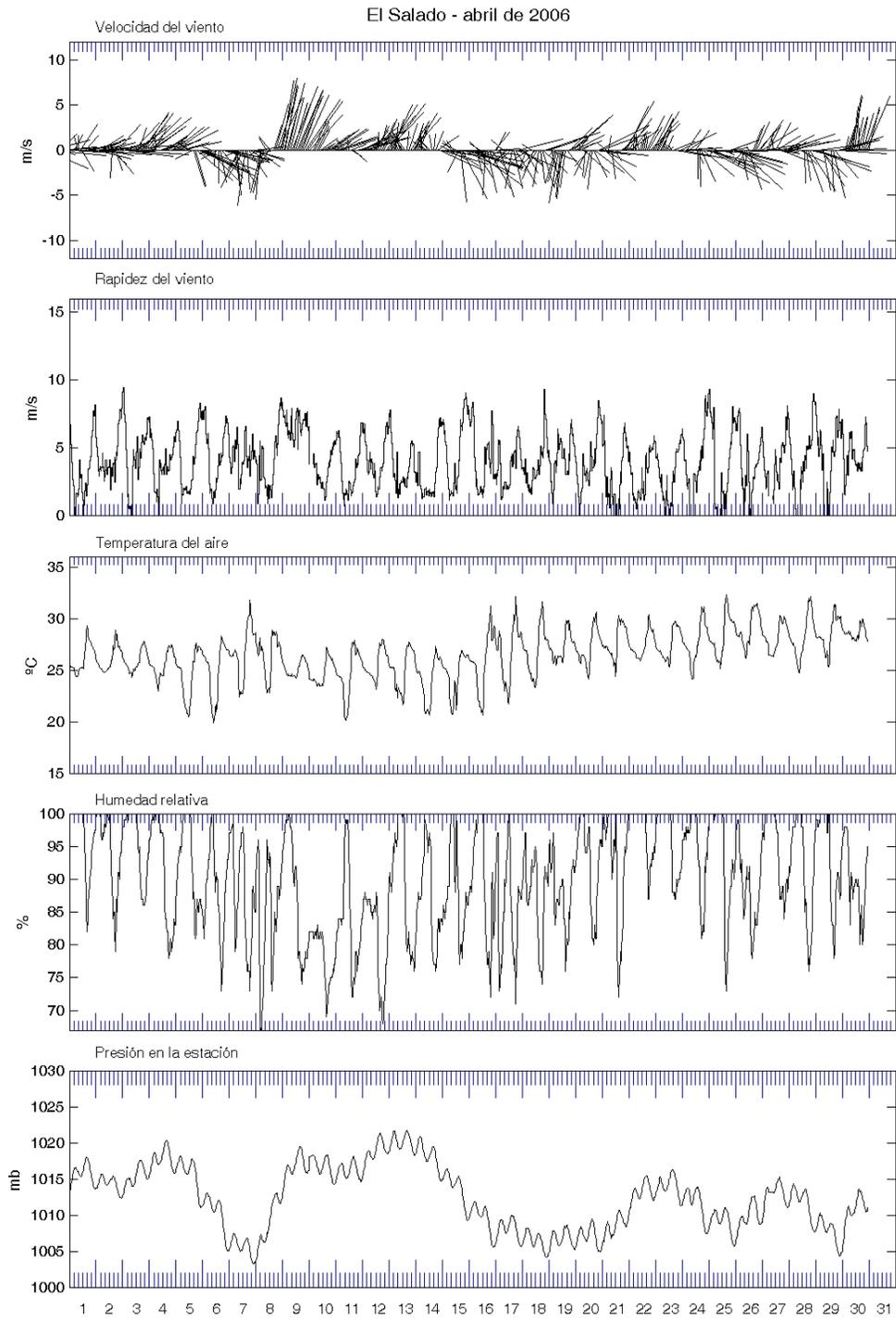




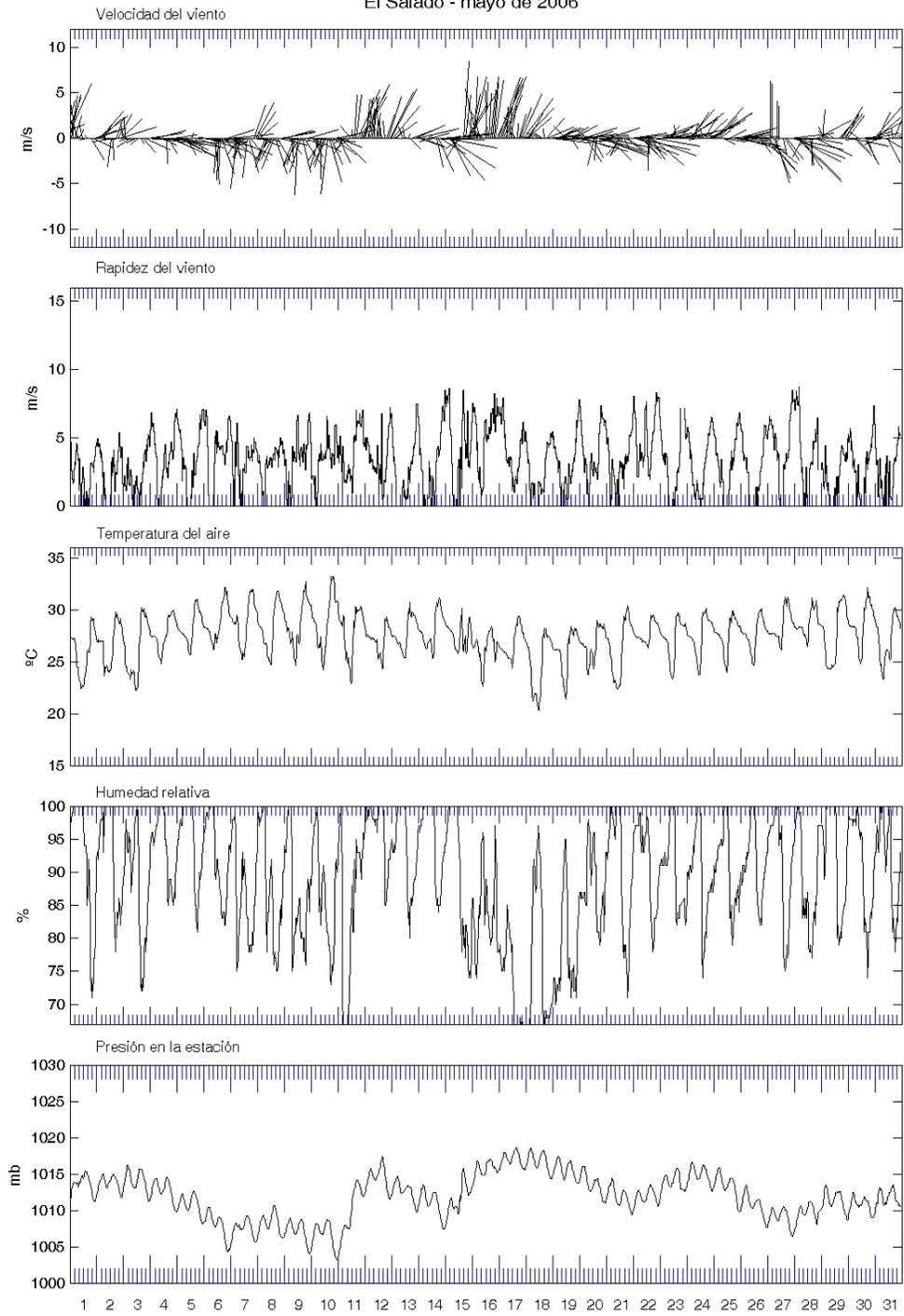


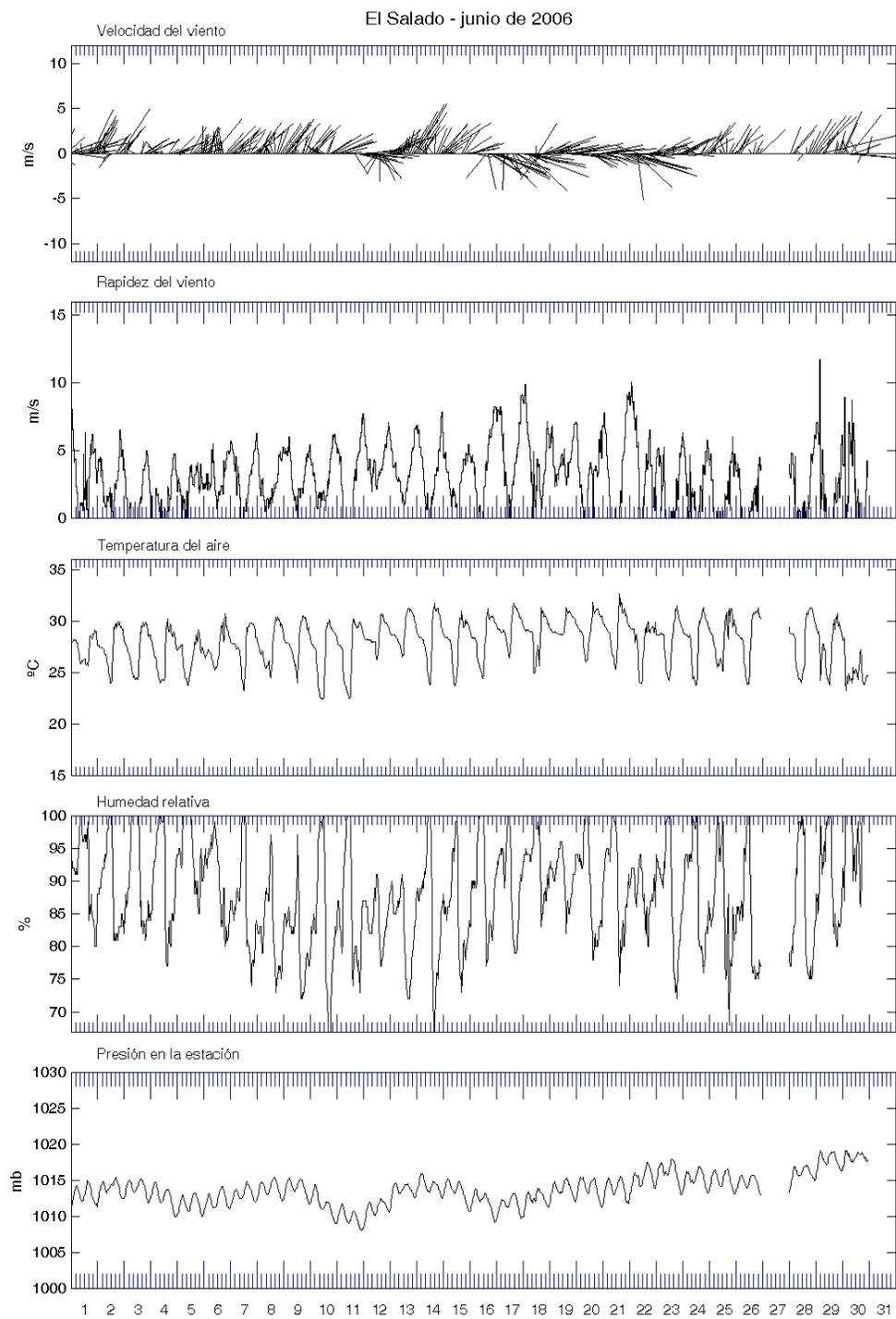


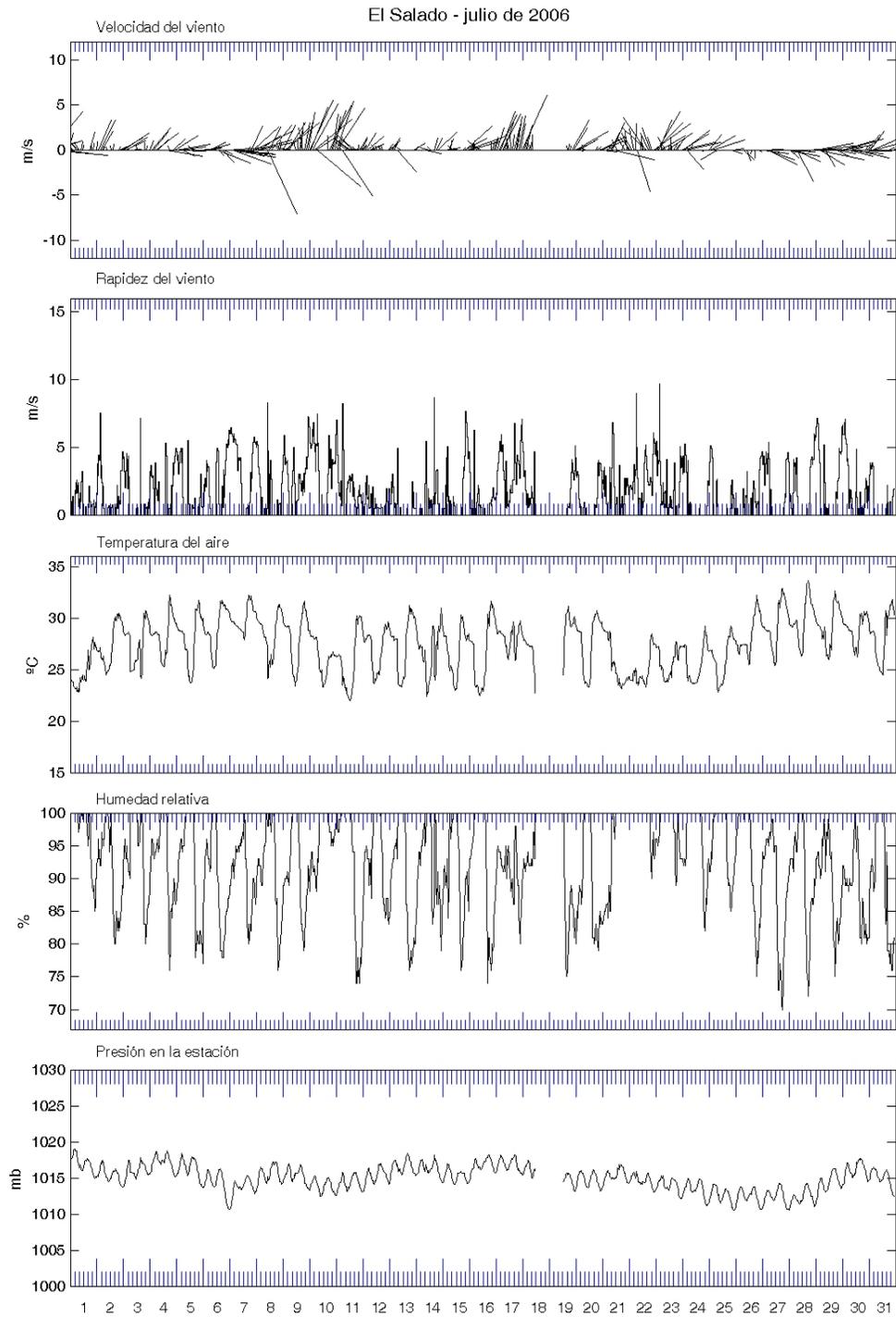


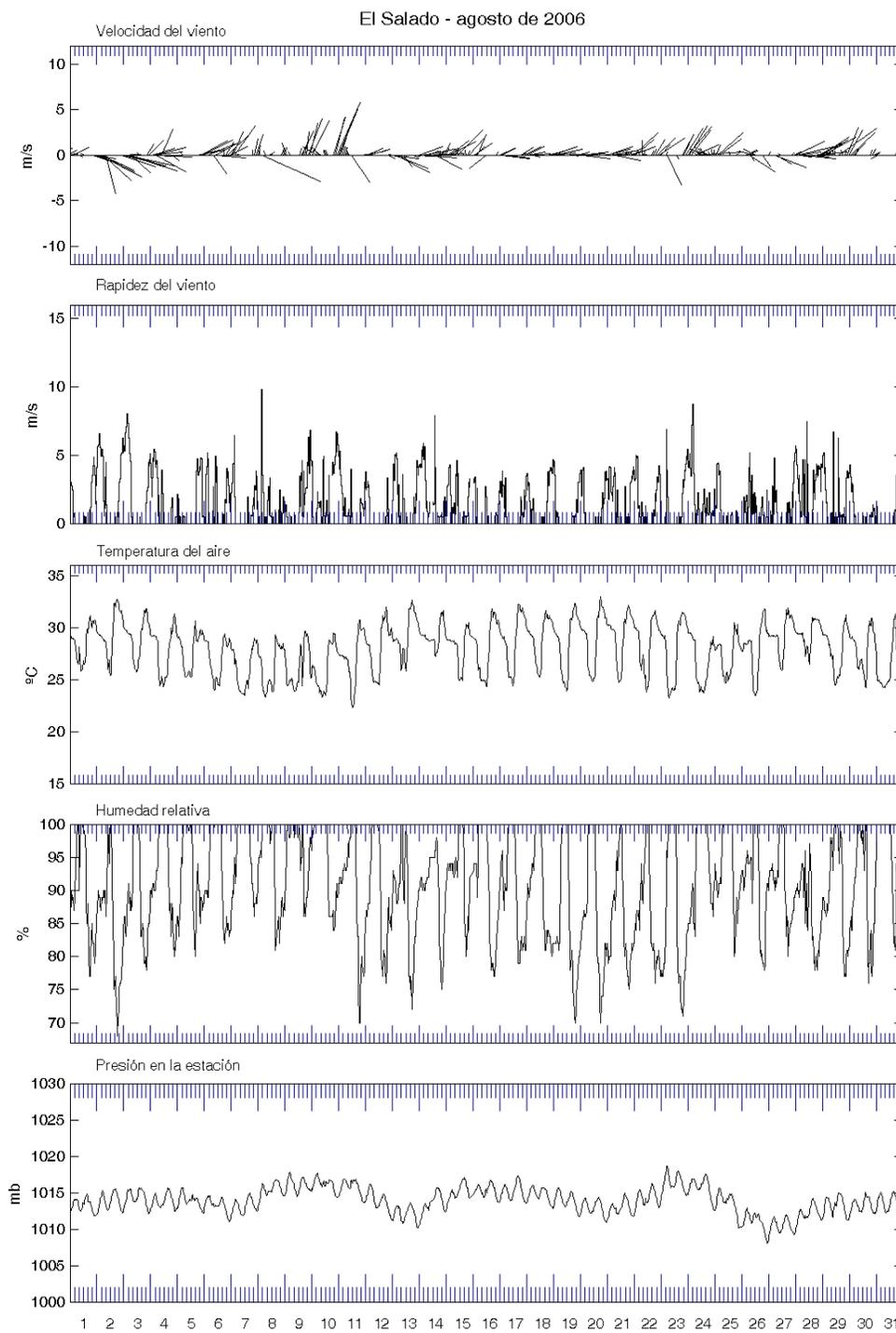


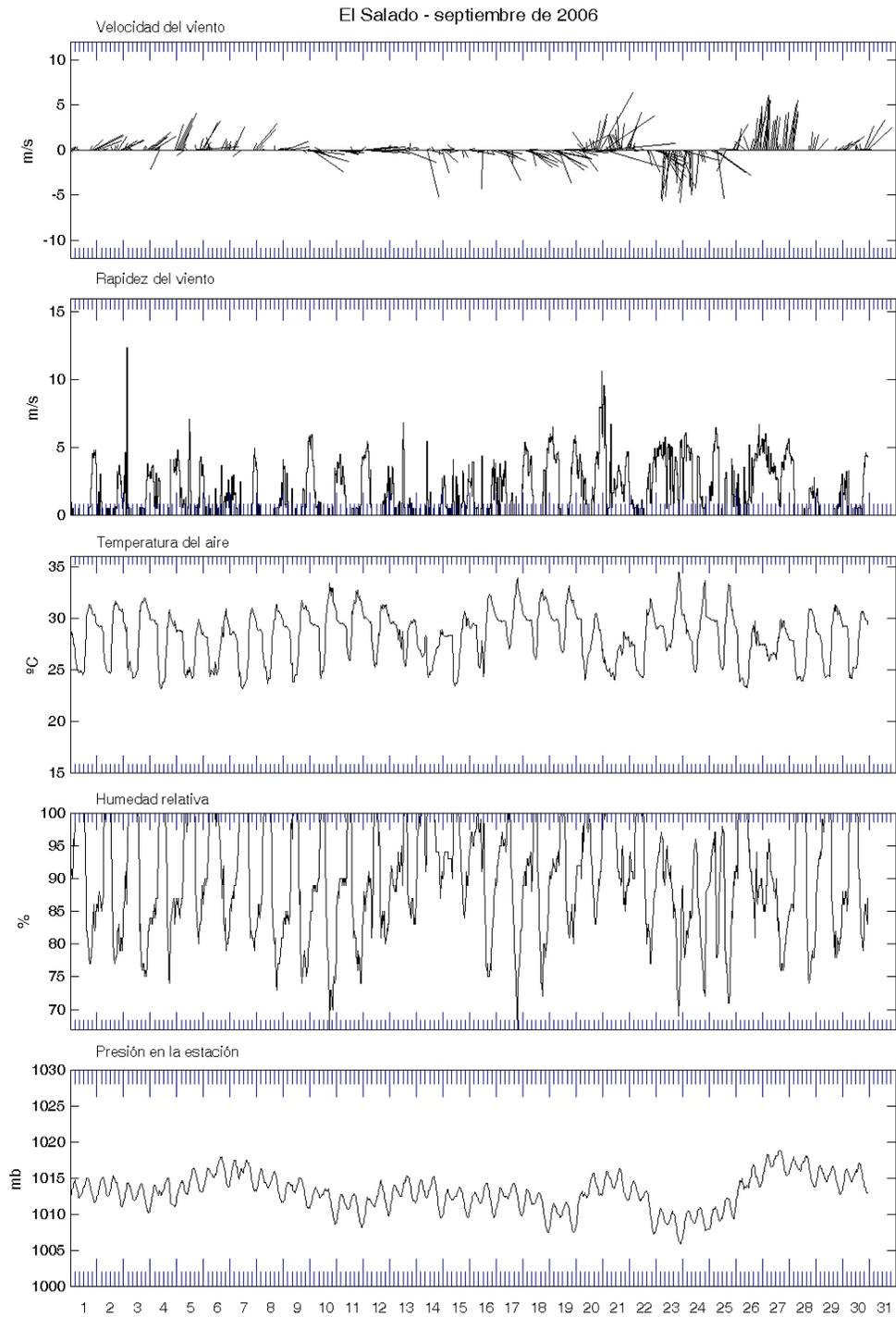
El Salado - mayo de 2006

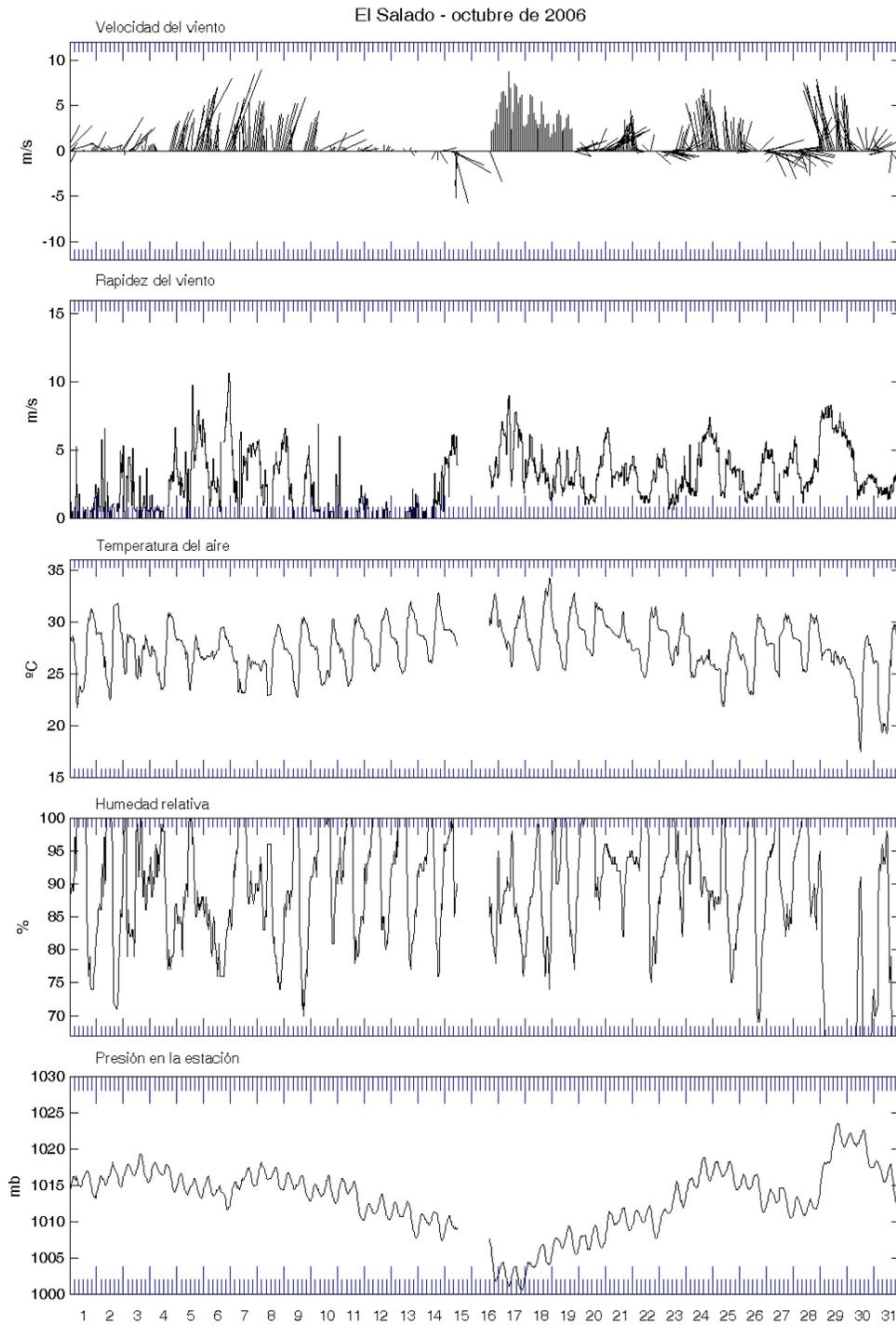


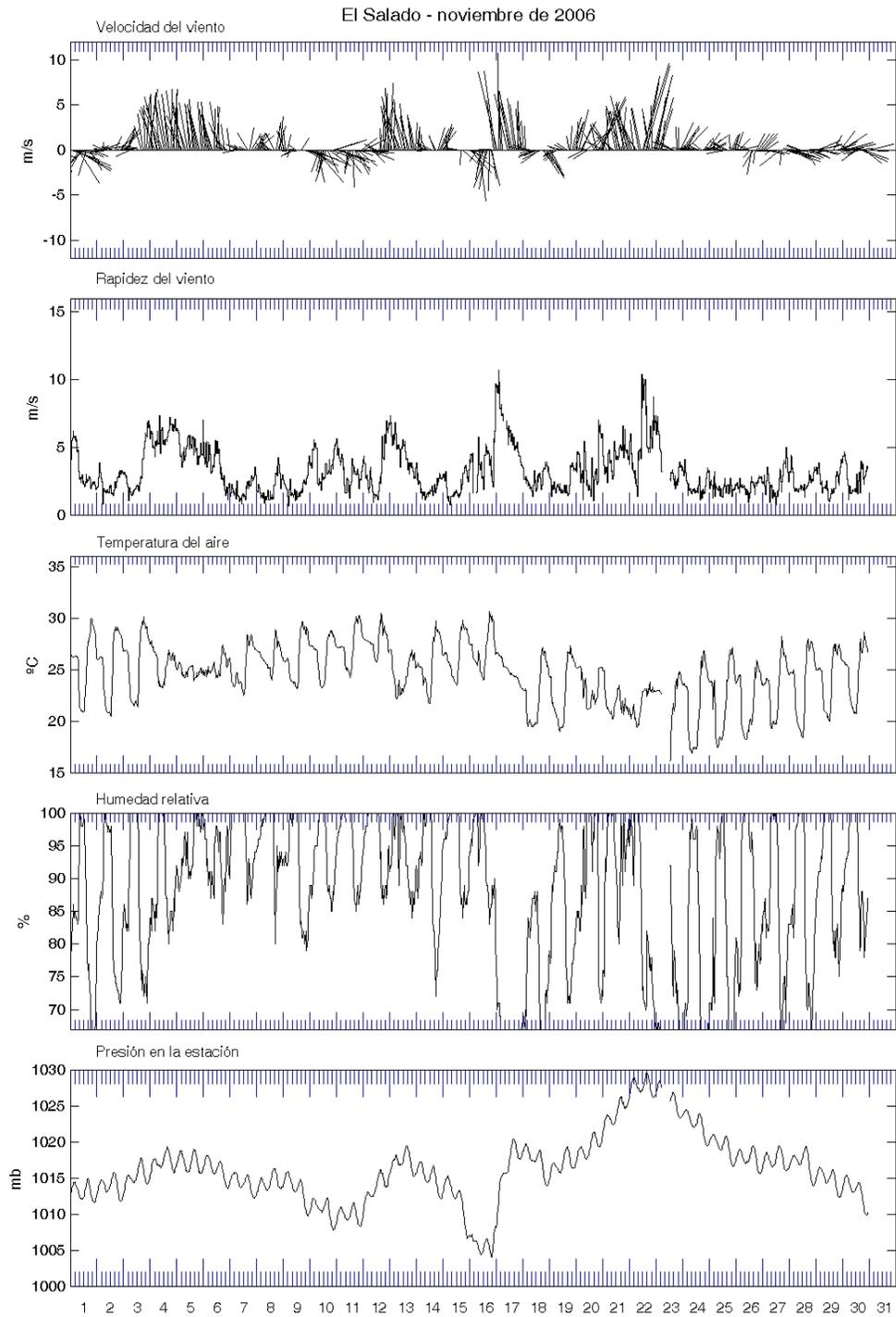


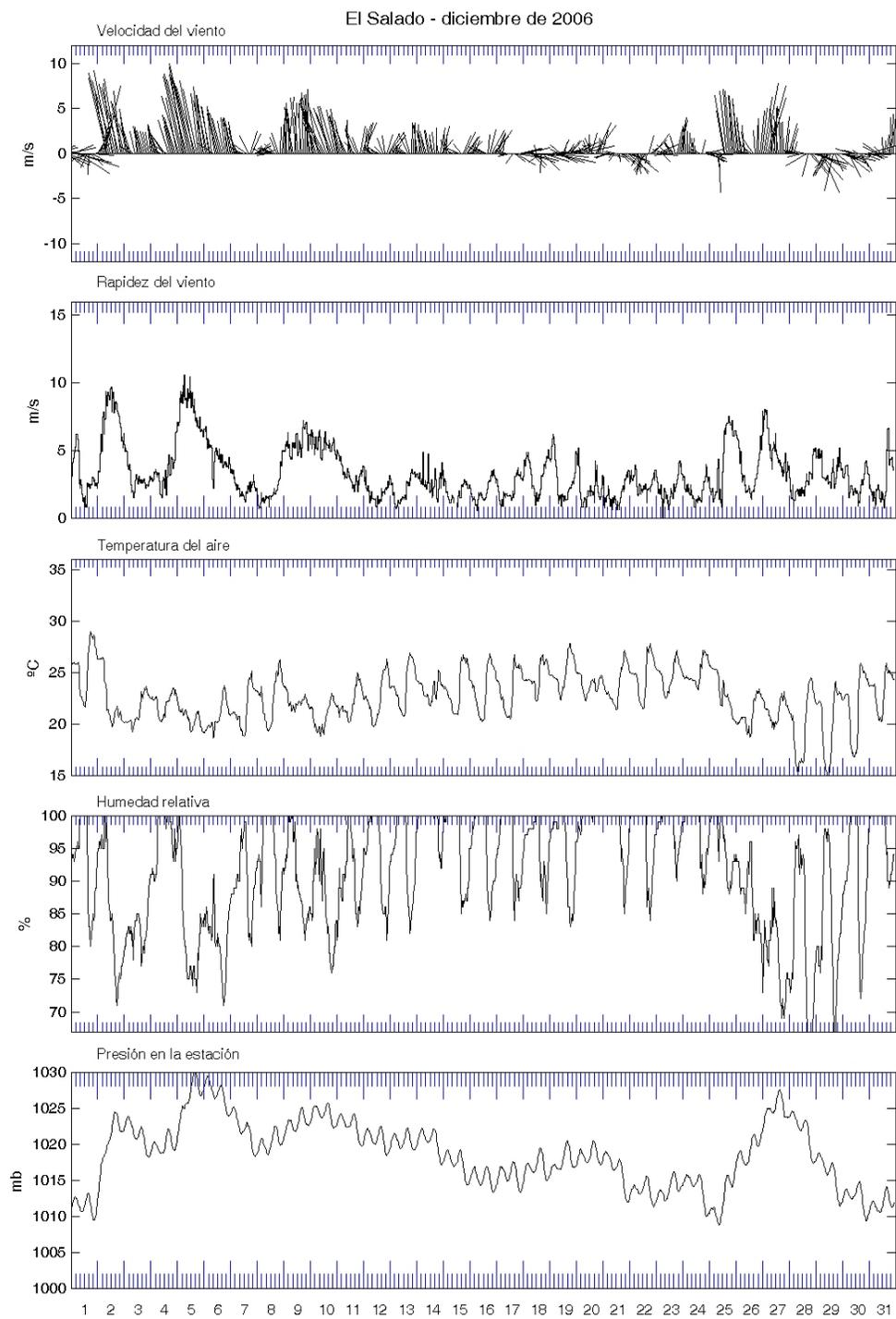




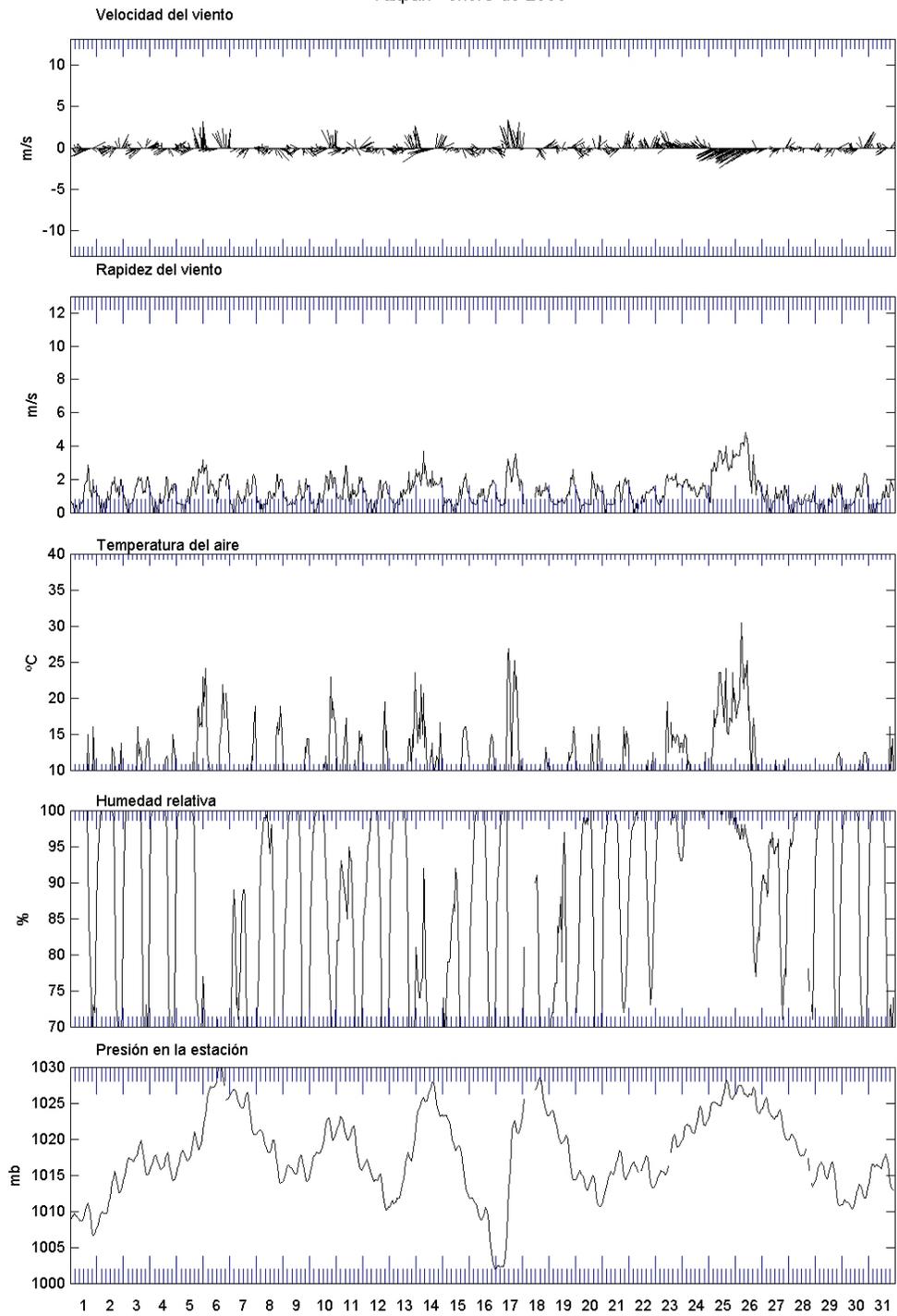


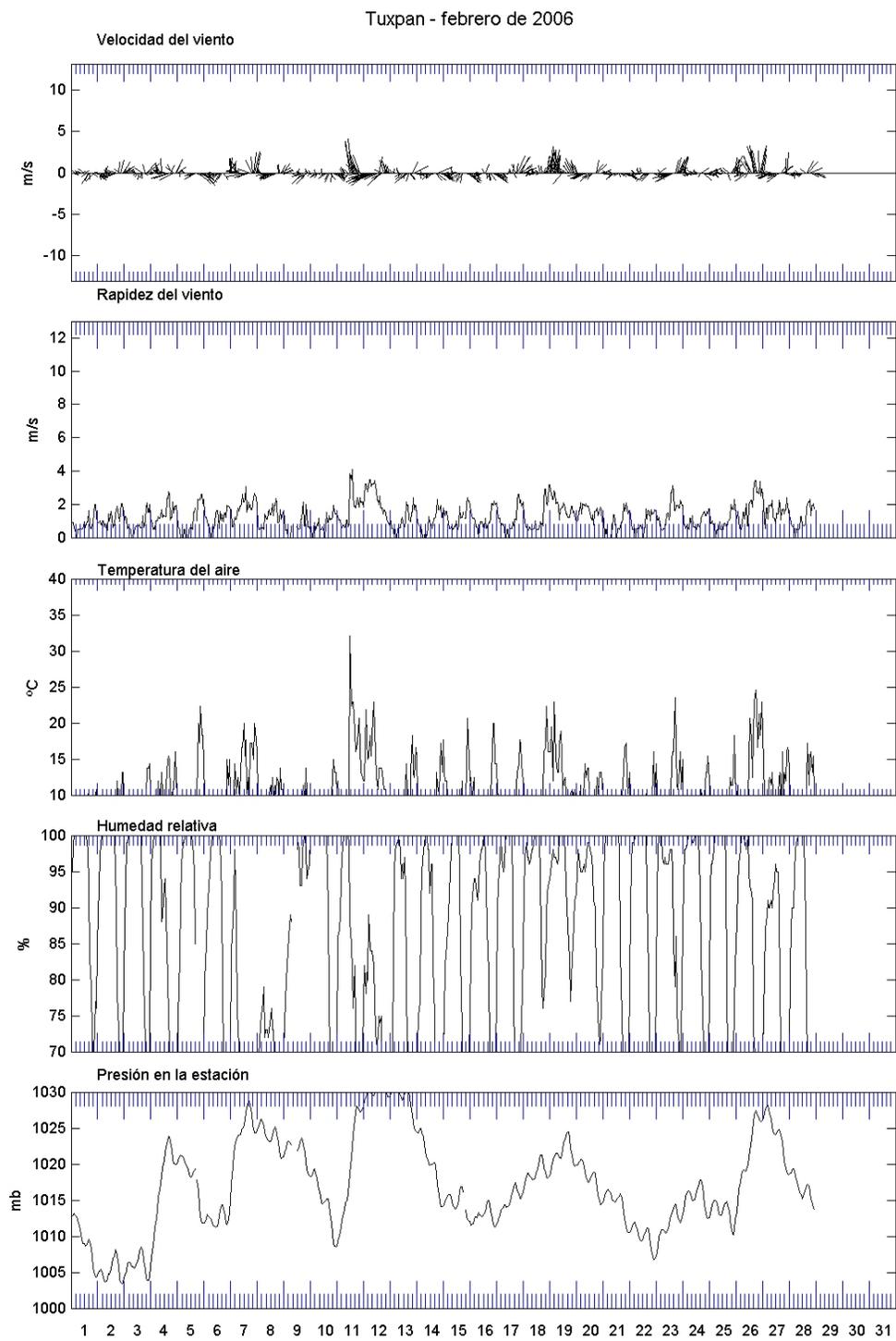




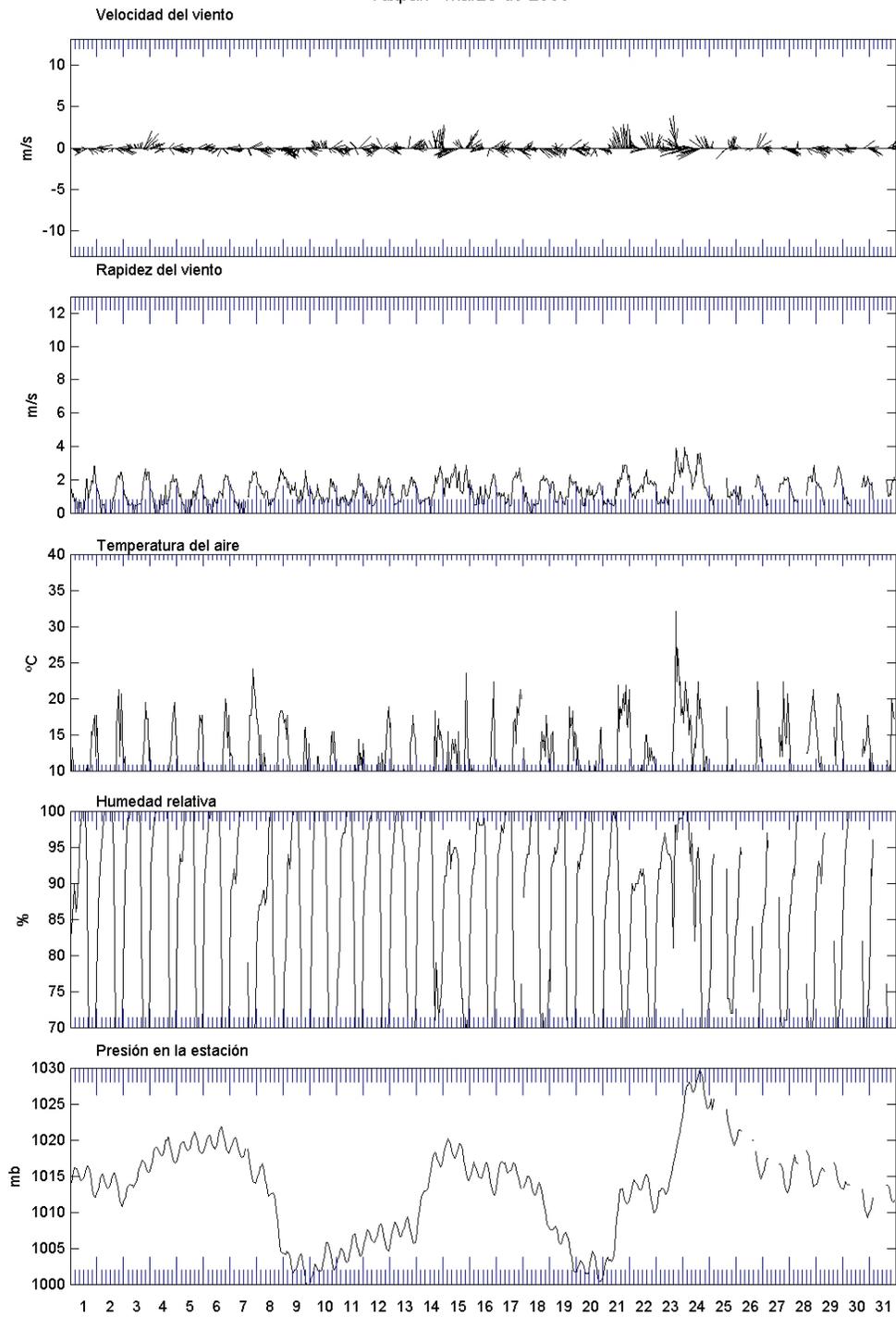


Tuxpan - enero de 2006

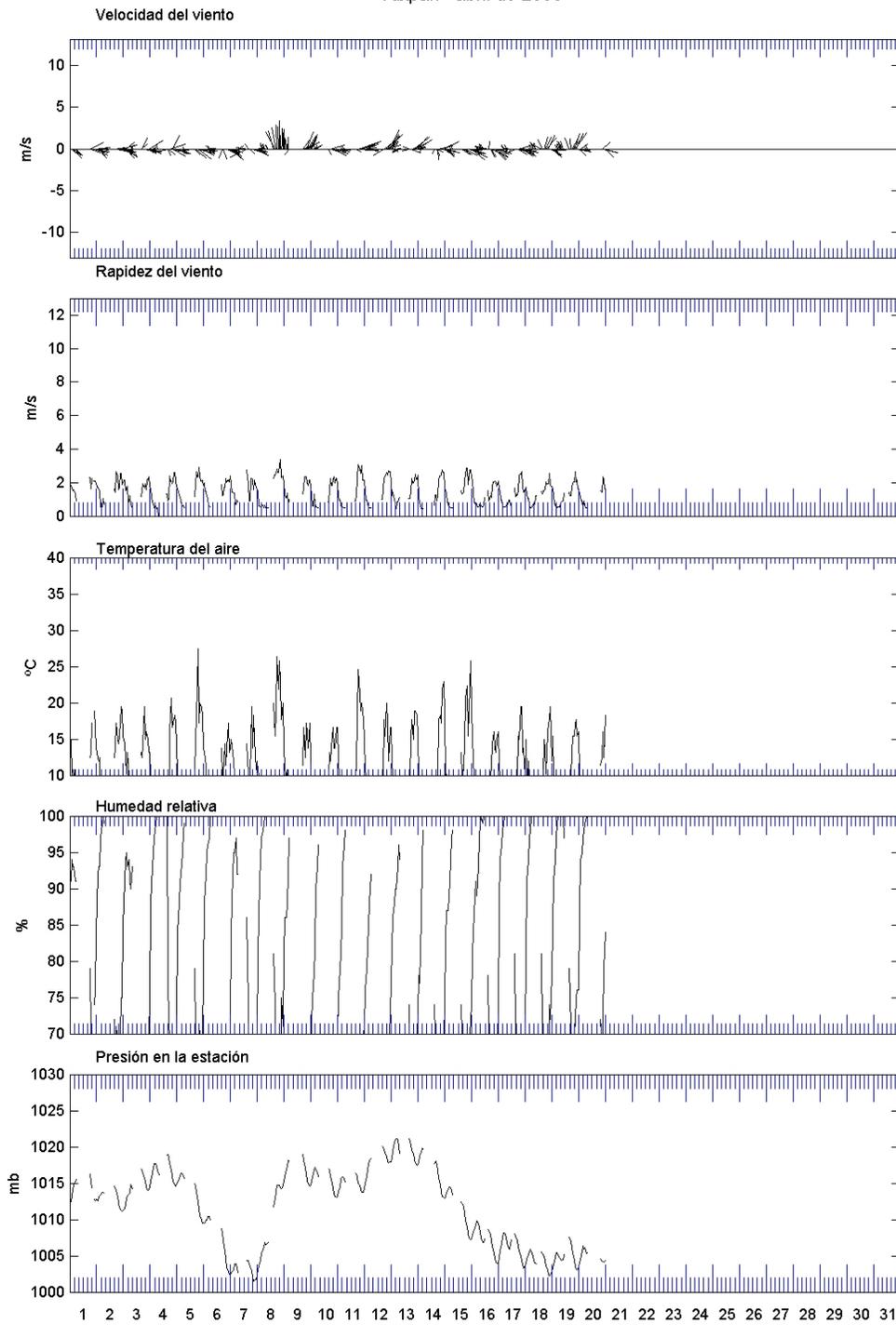




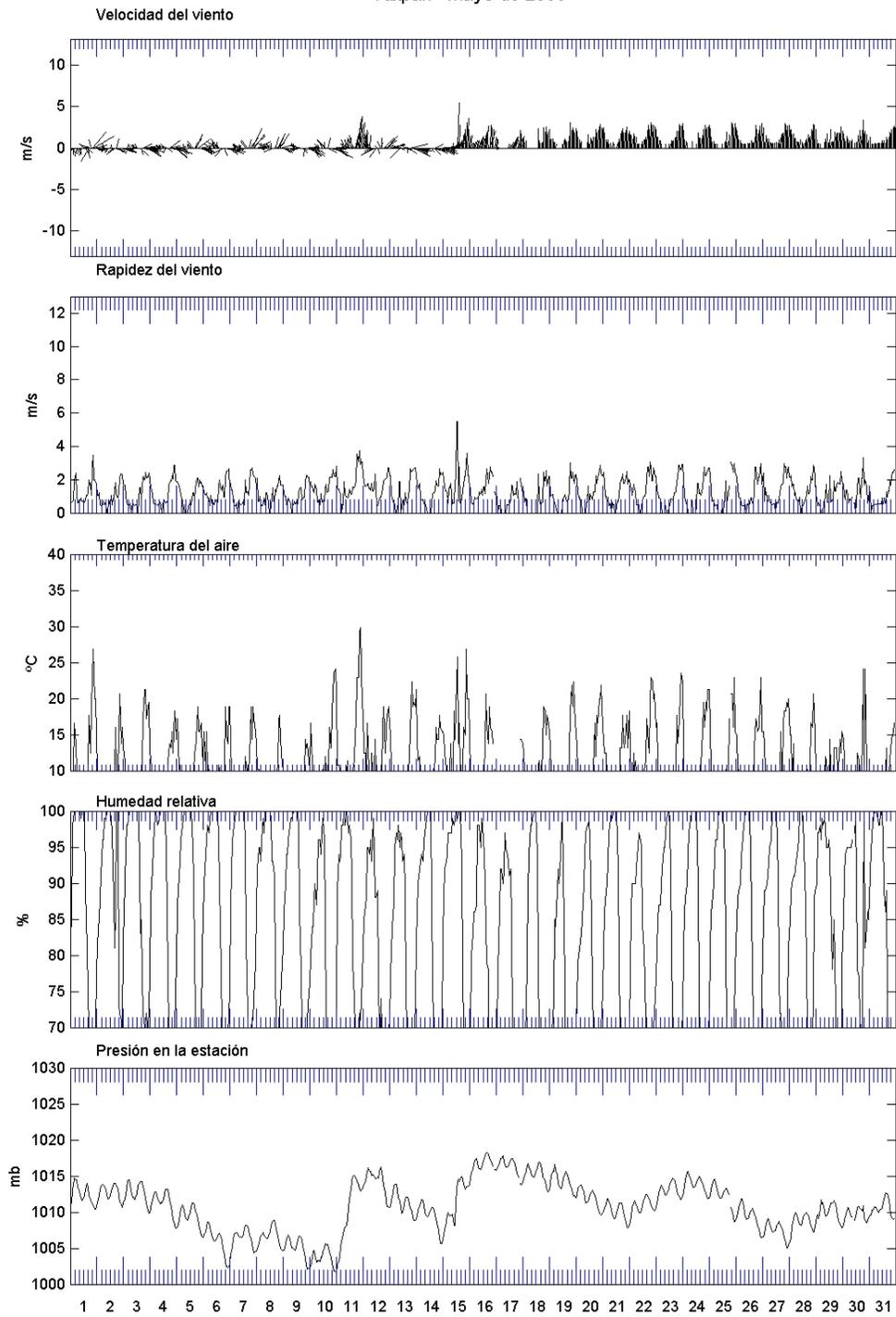
Tuxpan - marzo de 2006



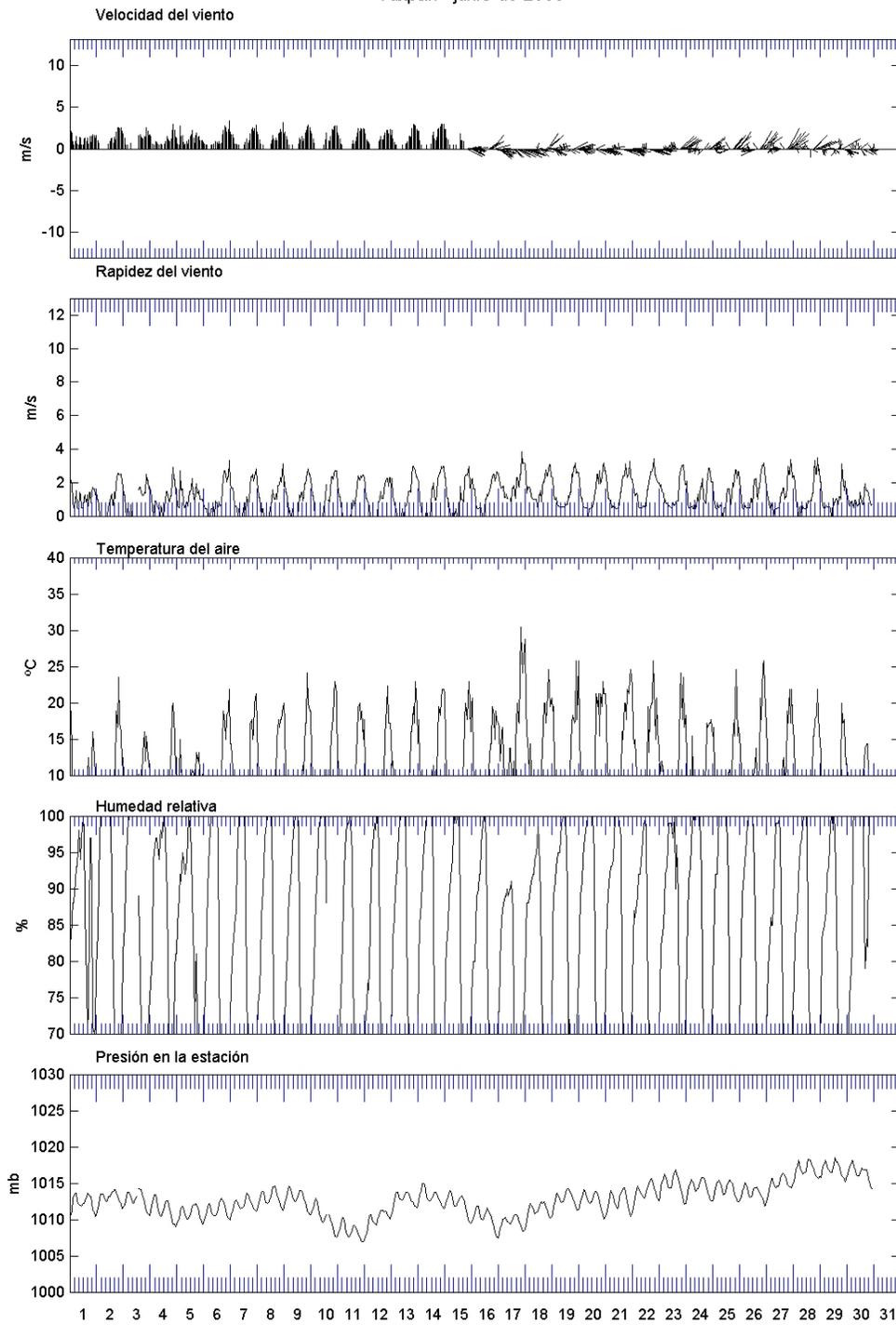
Tuxpan - abril de 2006



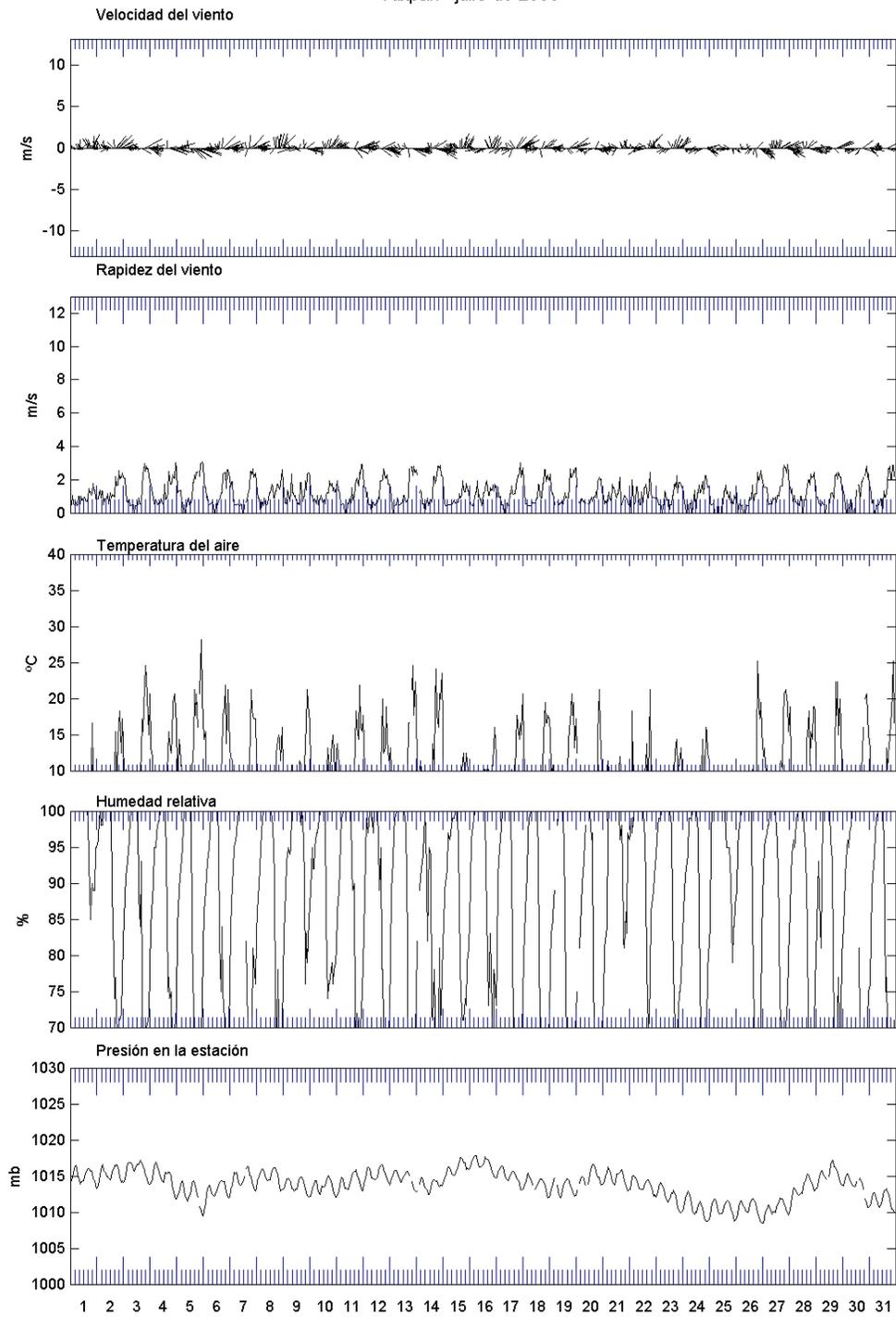
Tuxpan - mayo de 2006



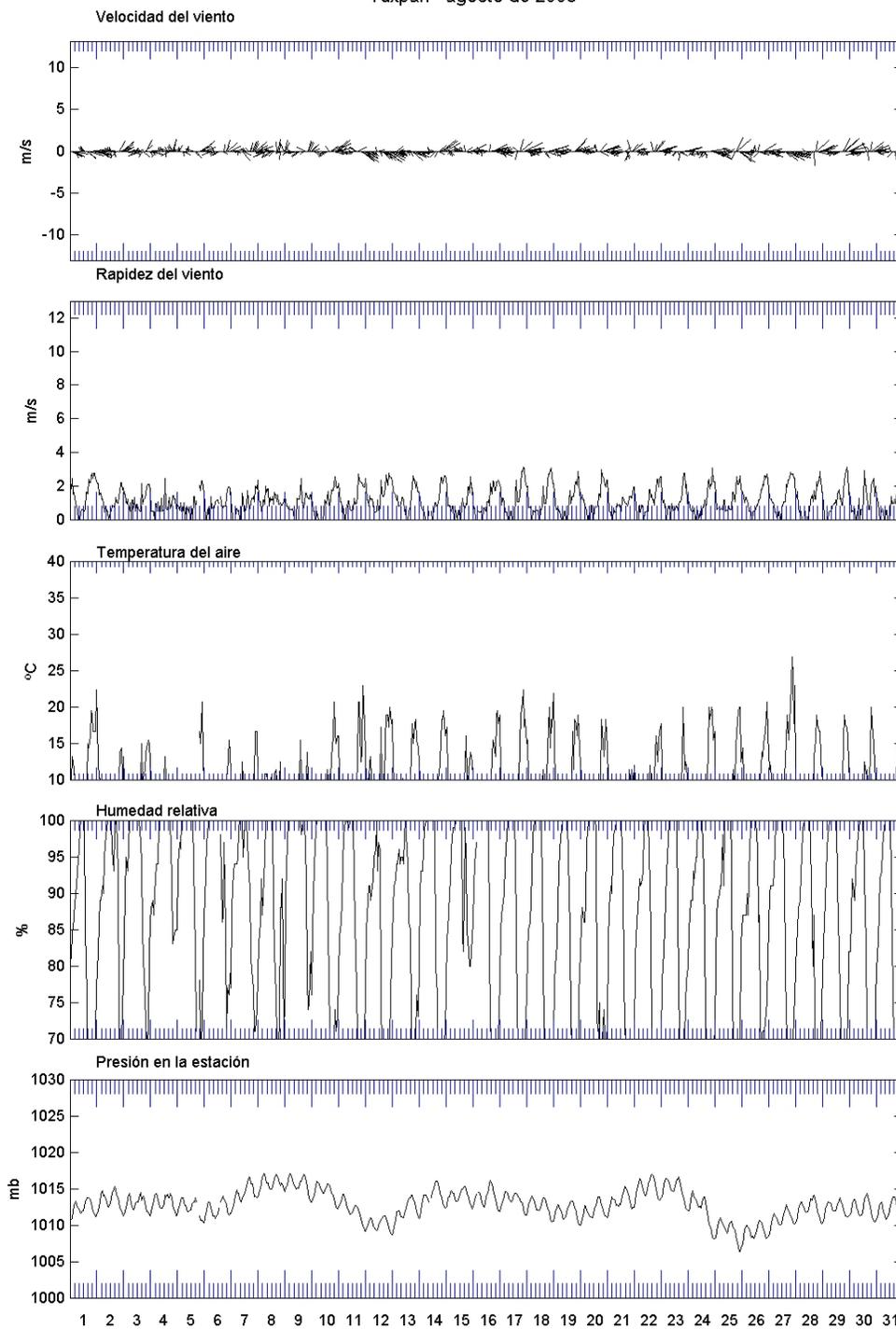
Tuxpan - junio de 2006



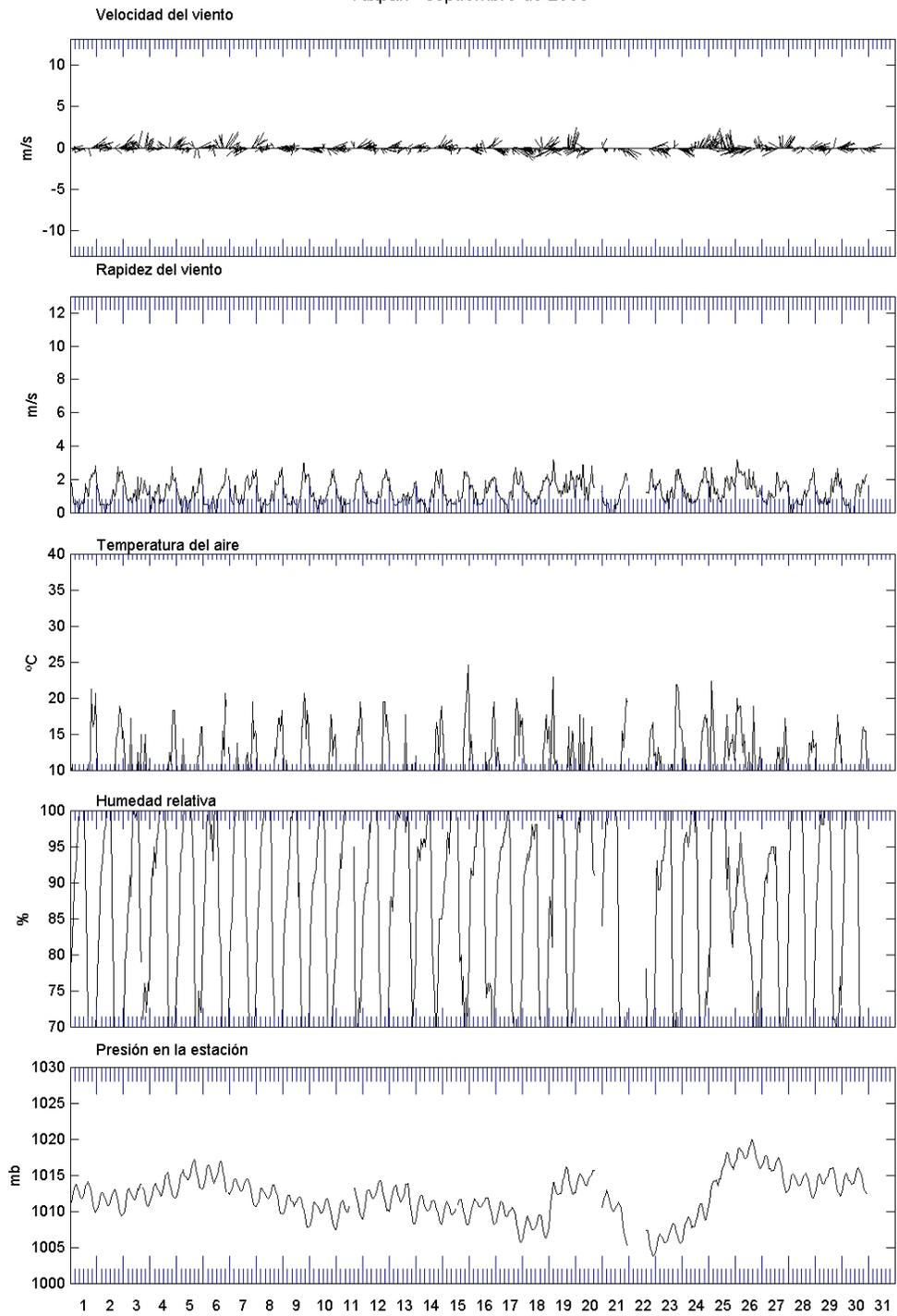
Tuxpan - julio de 2006

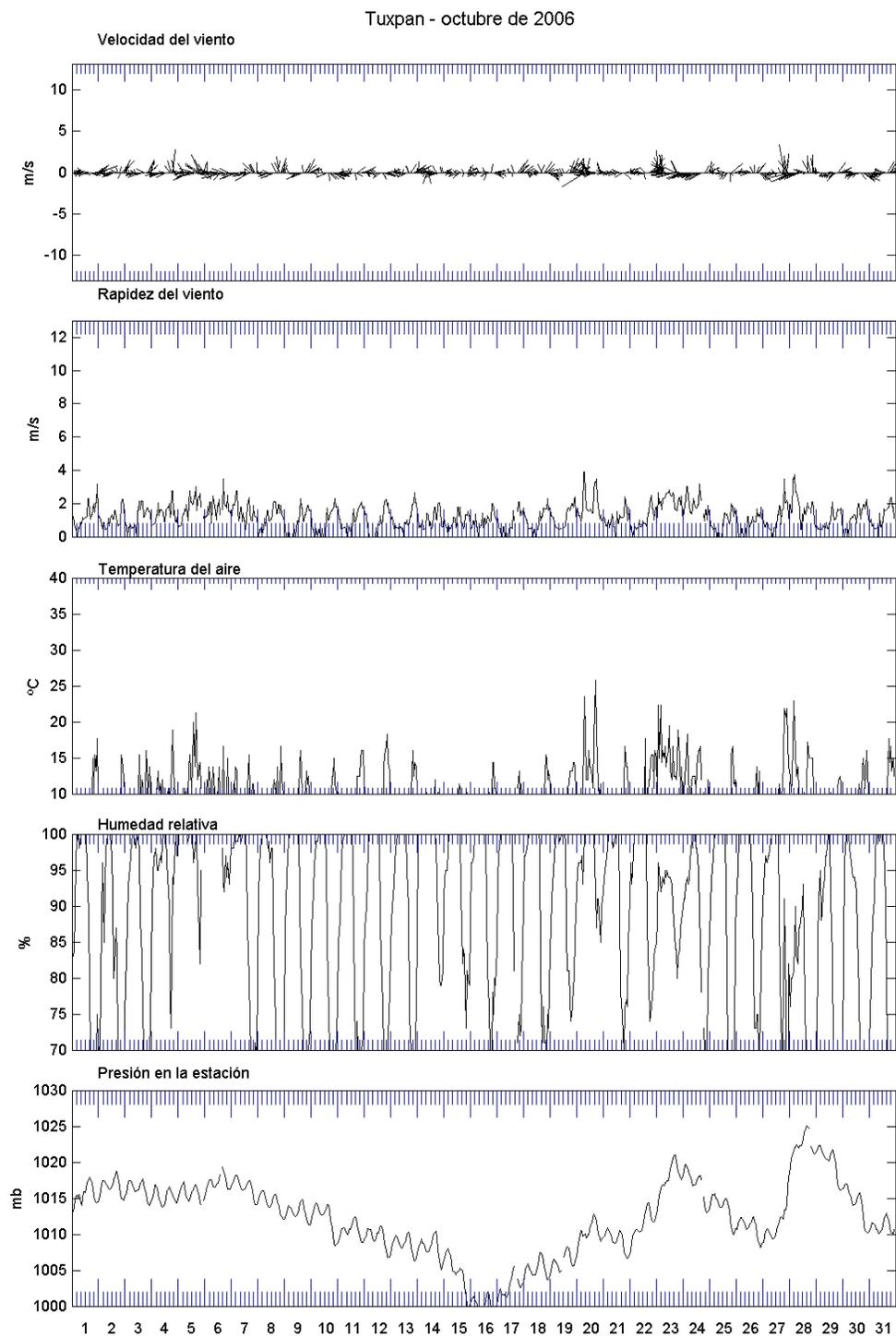


Tuxpan - agosto de 2006

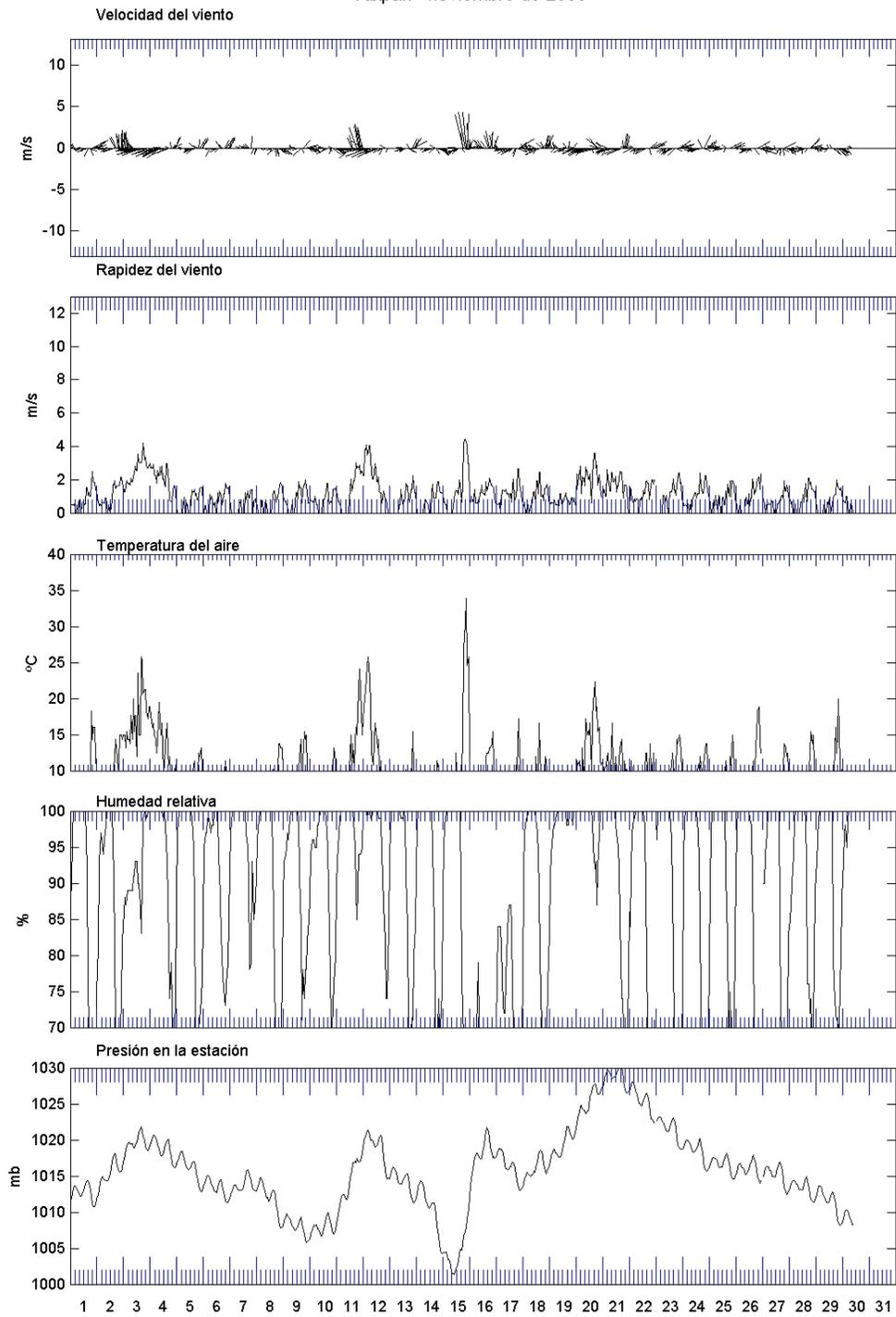


Tuxpan - septiembre de 2006

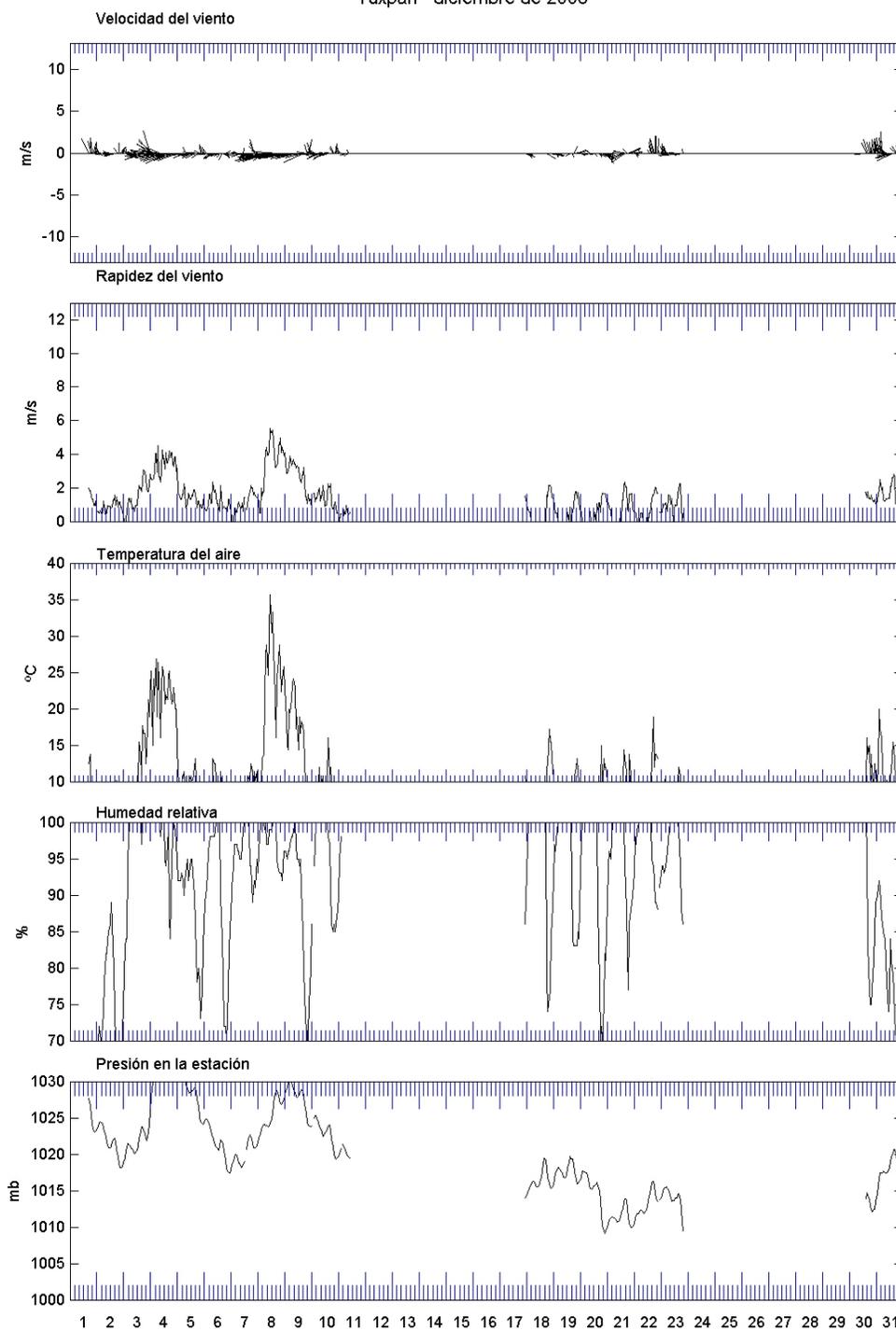


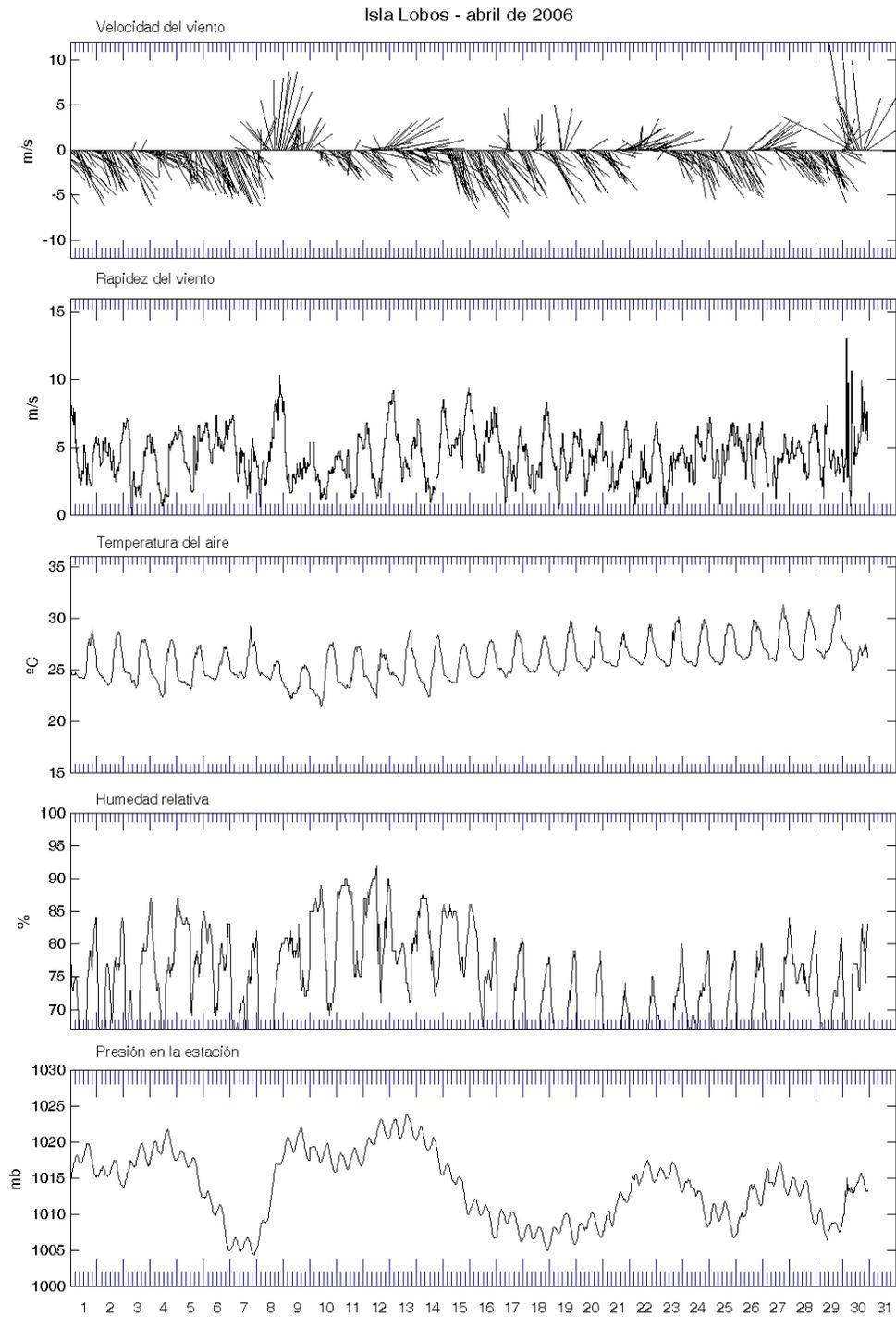


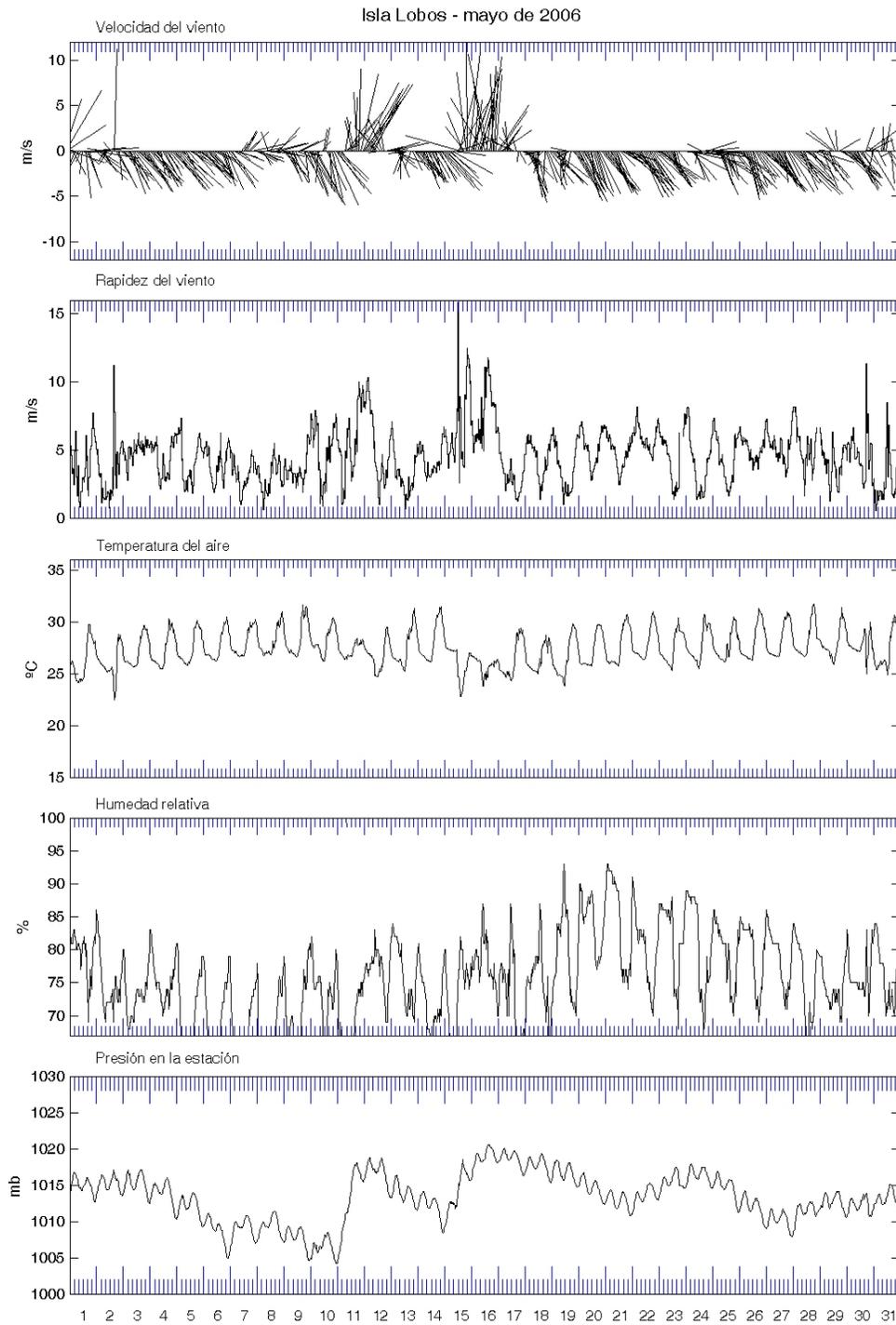
Tuxpan - noviembre de 2006

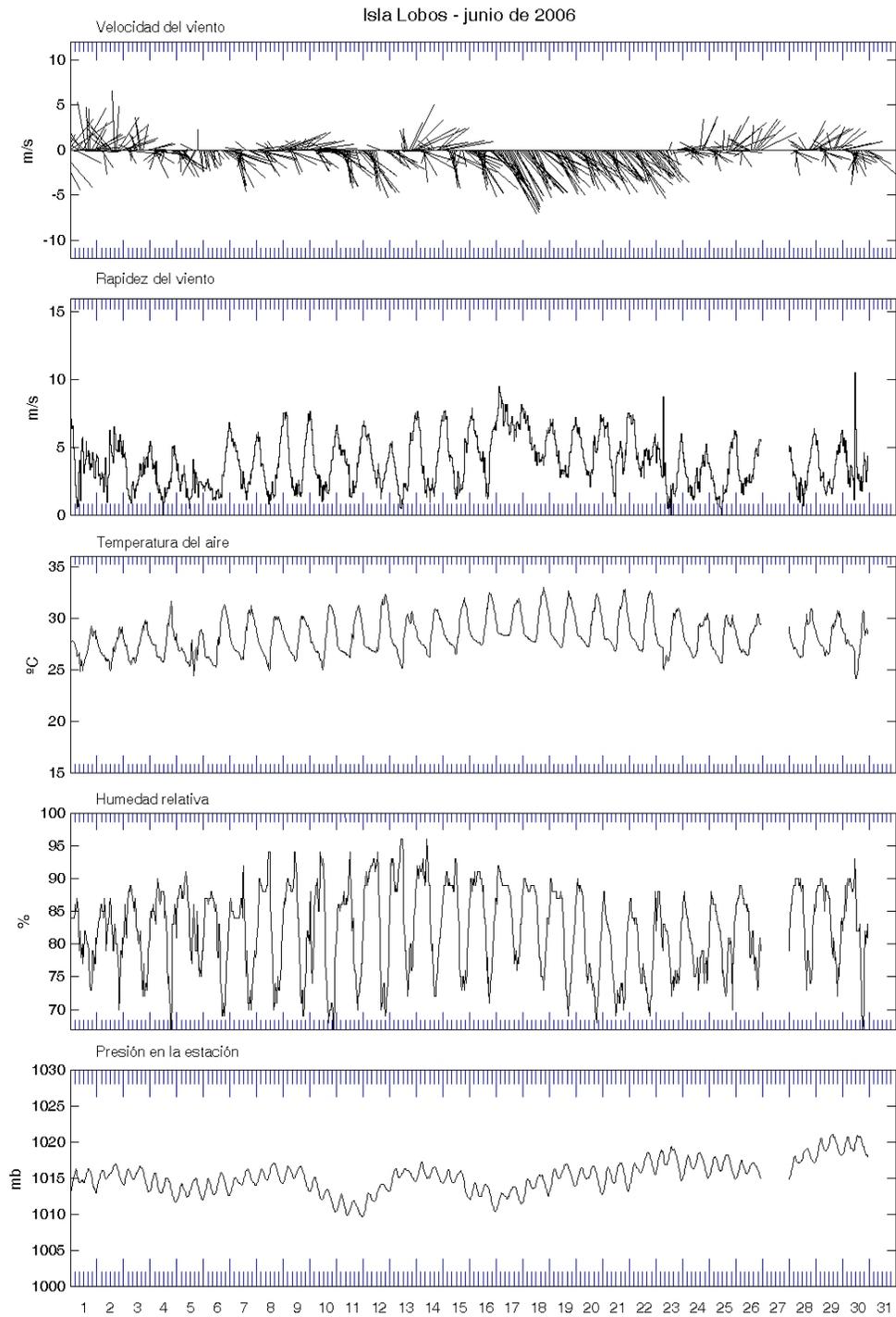


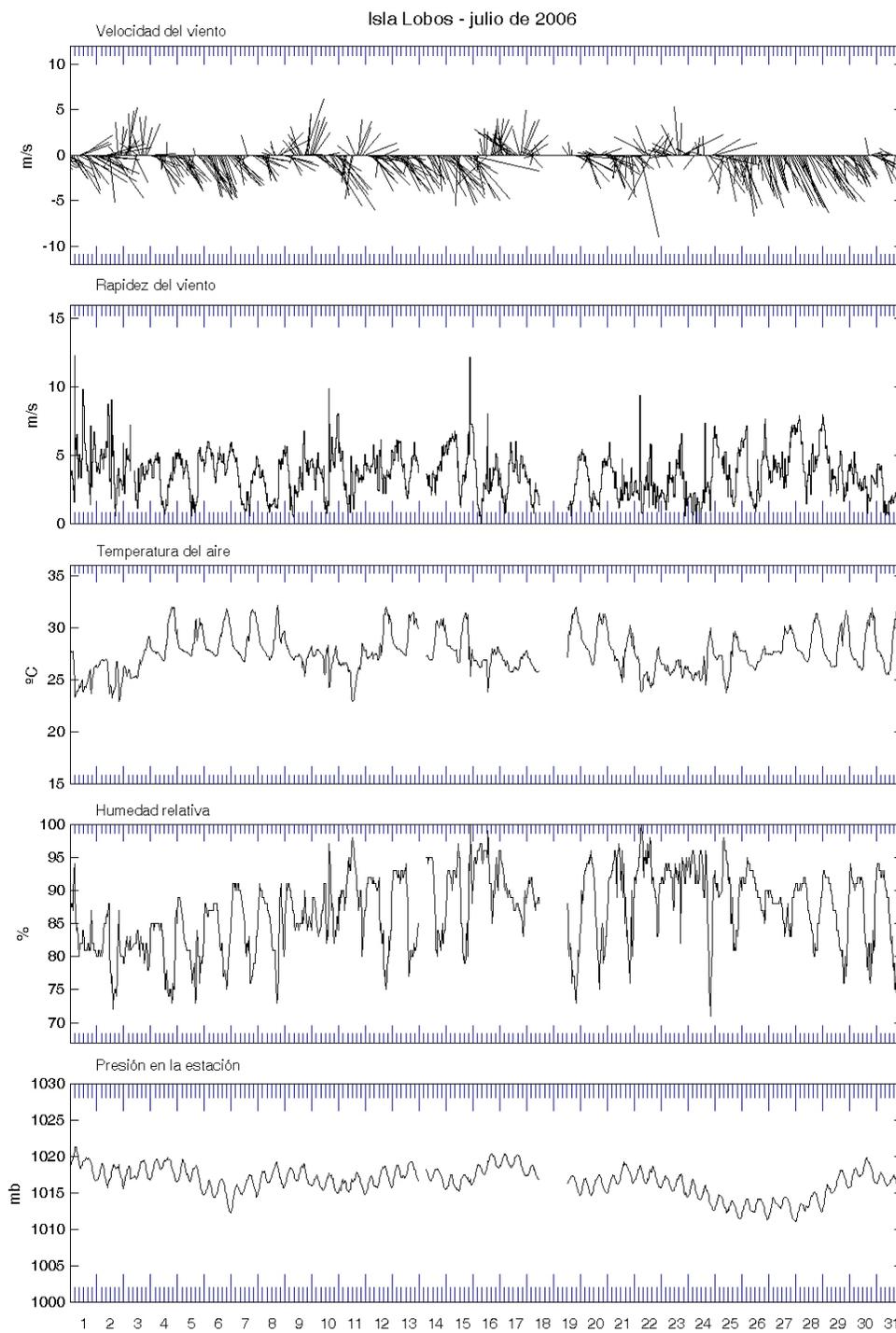
Tuxpan - diciembre de 2006

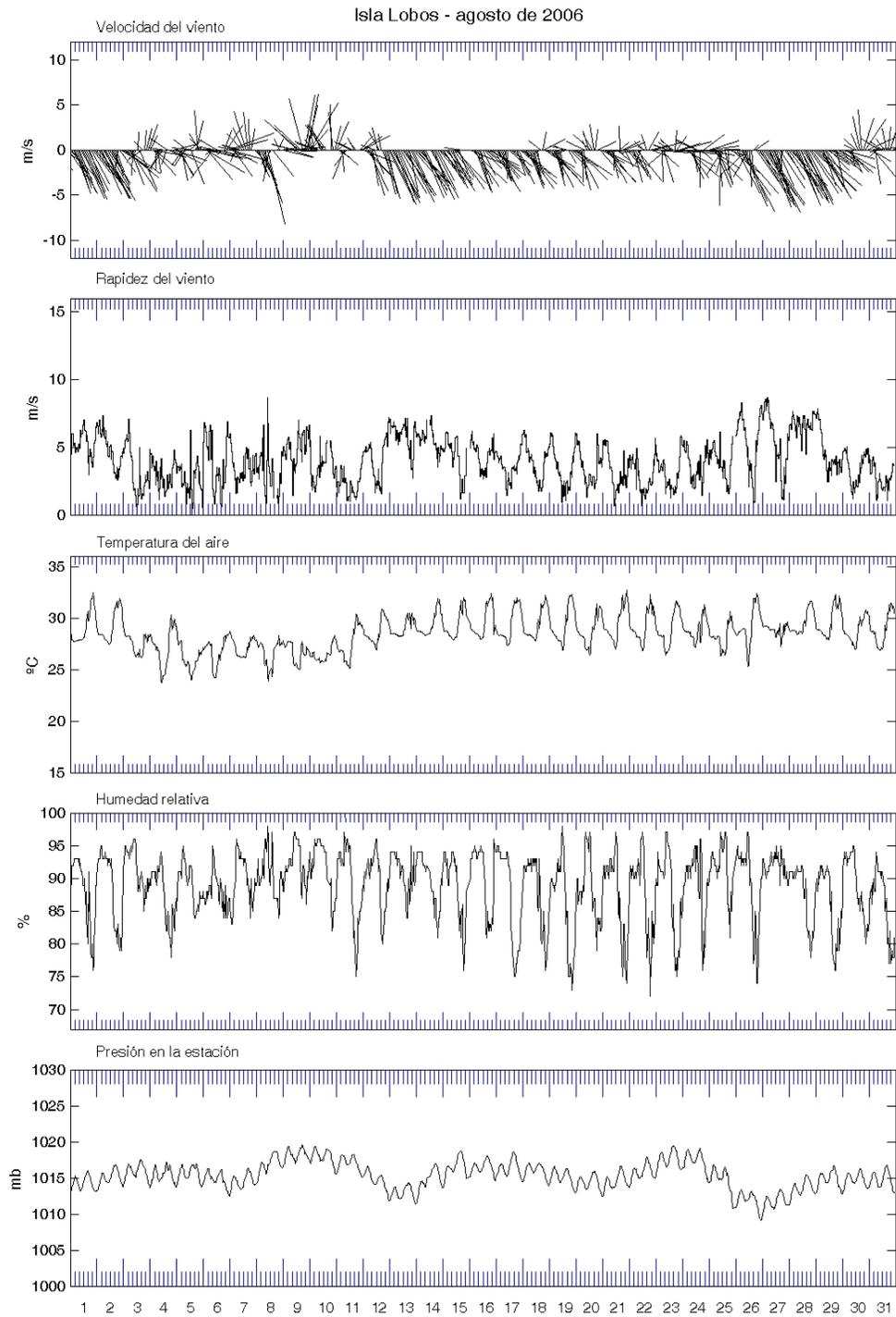


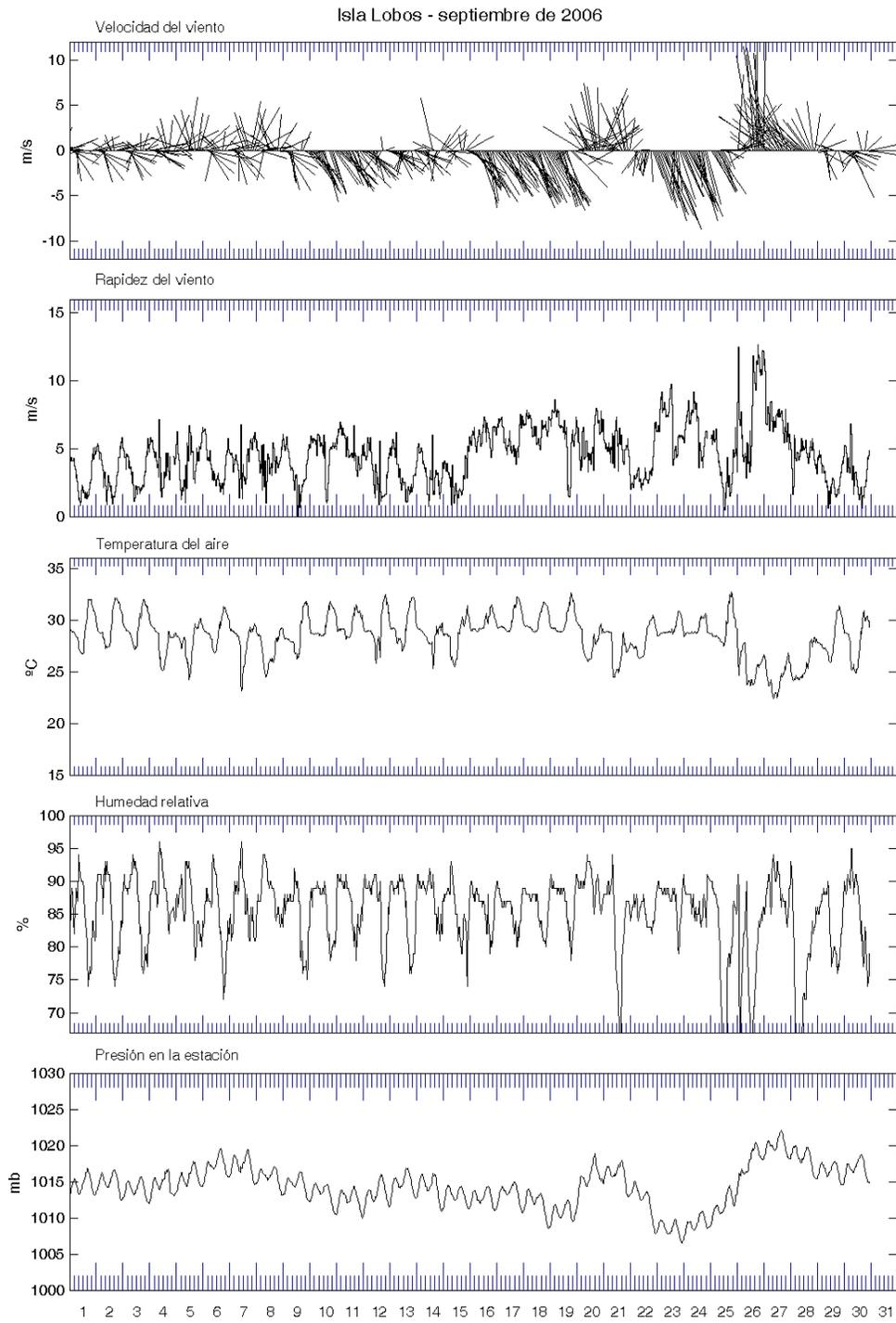


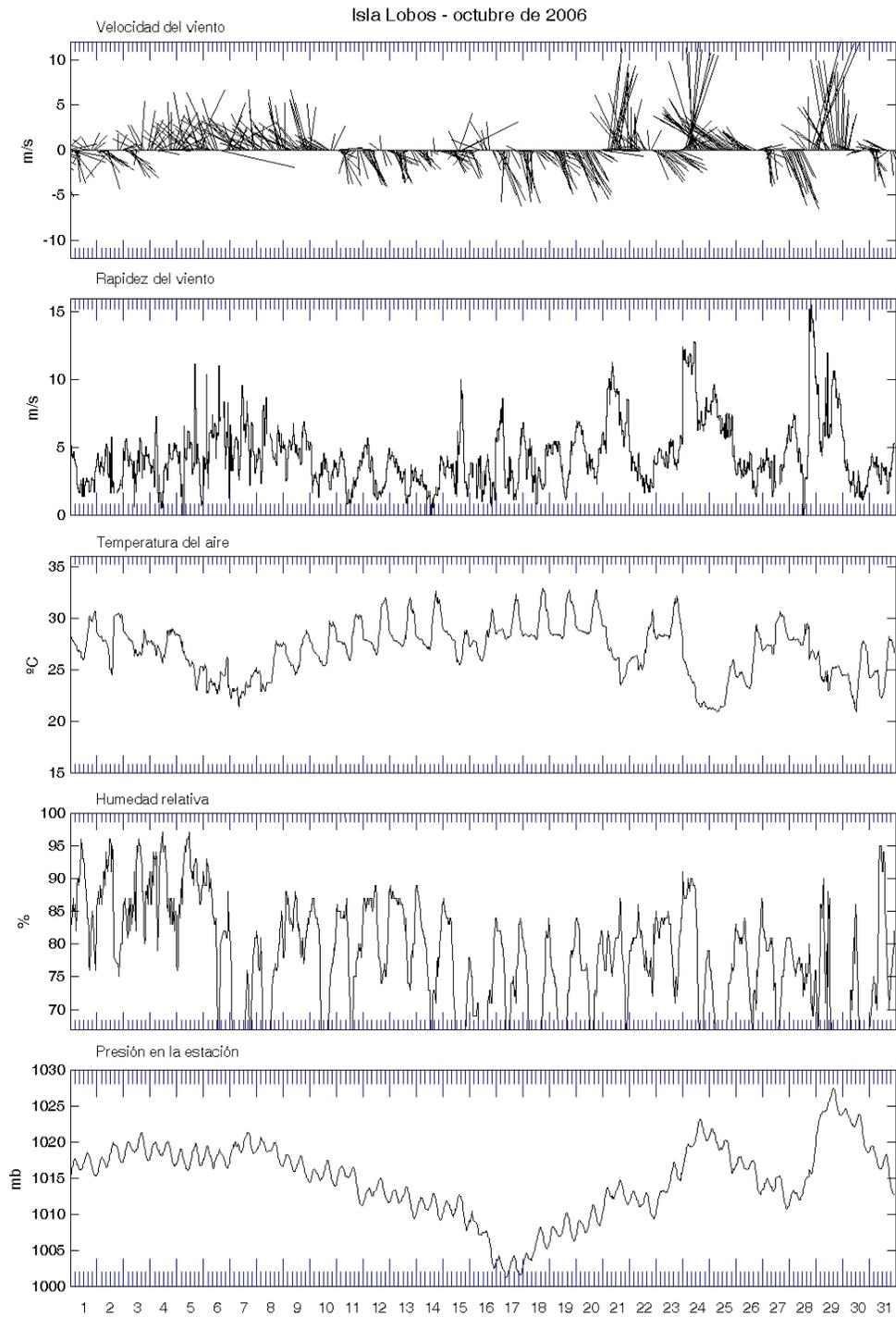


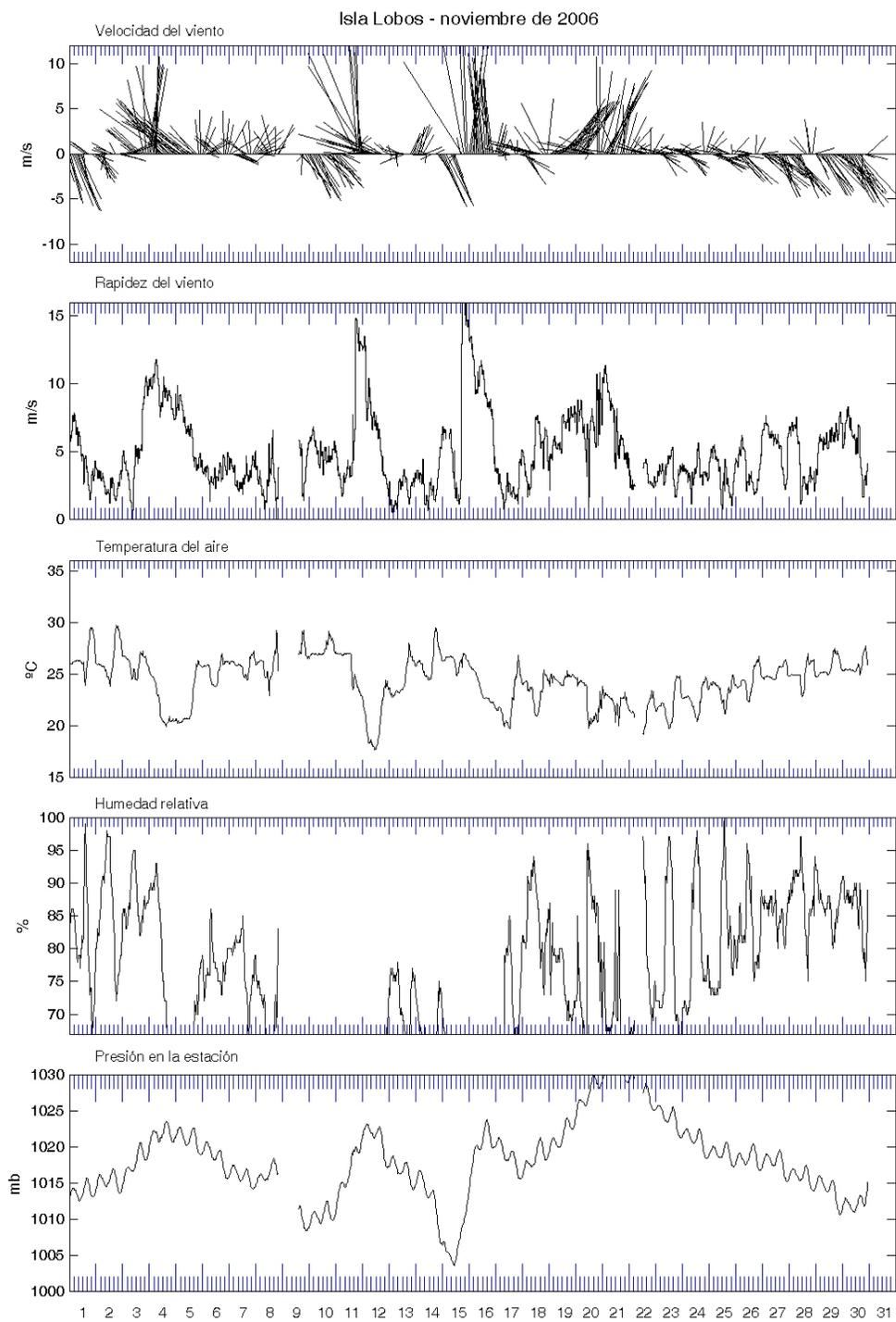




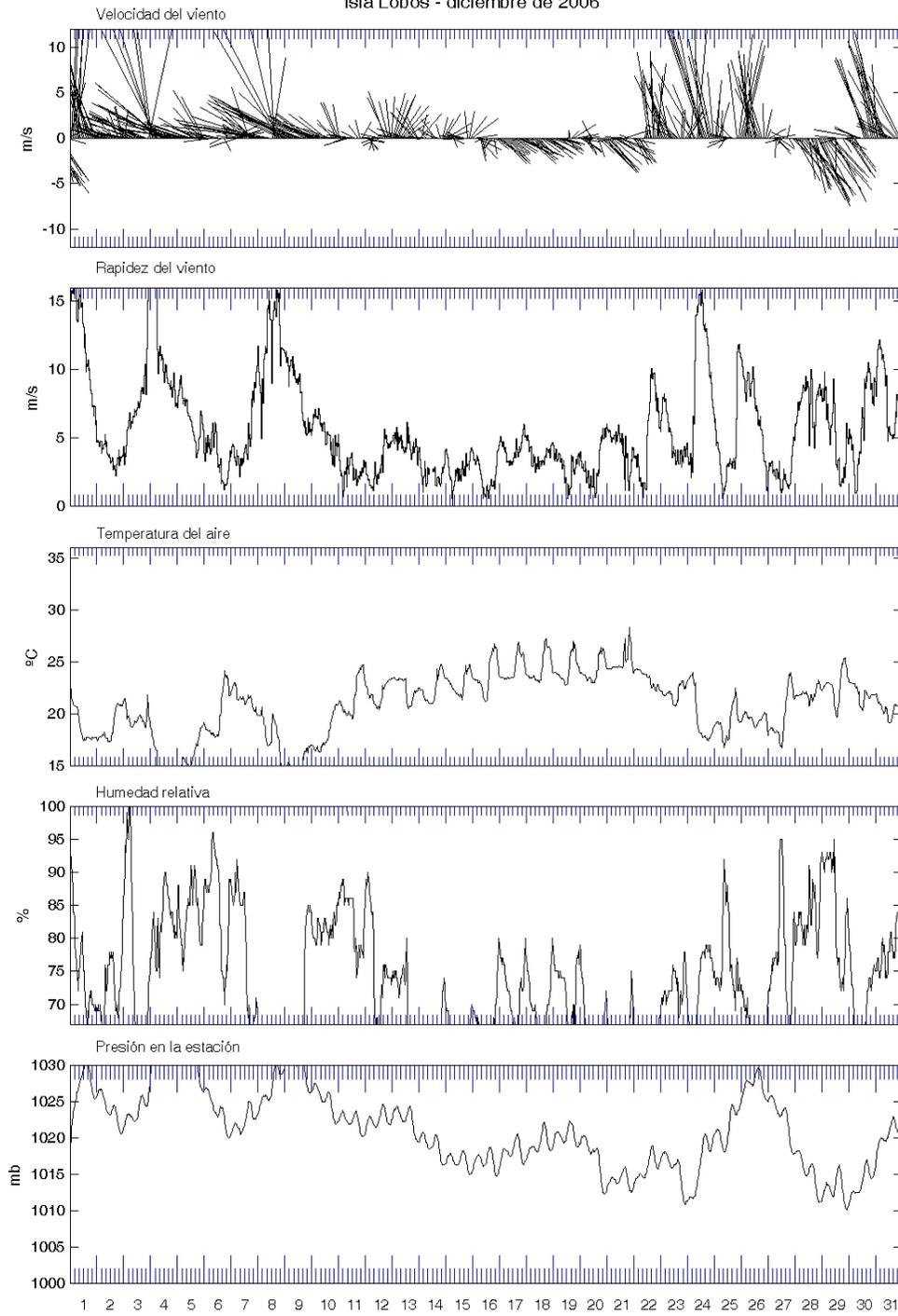


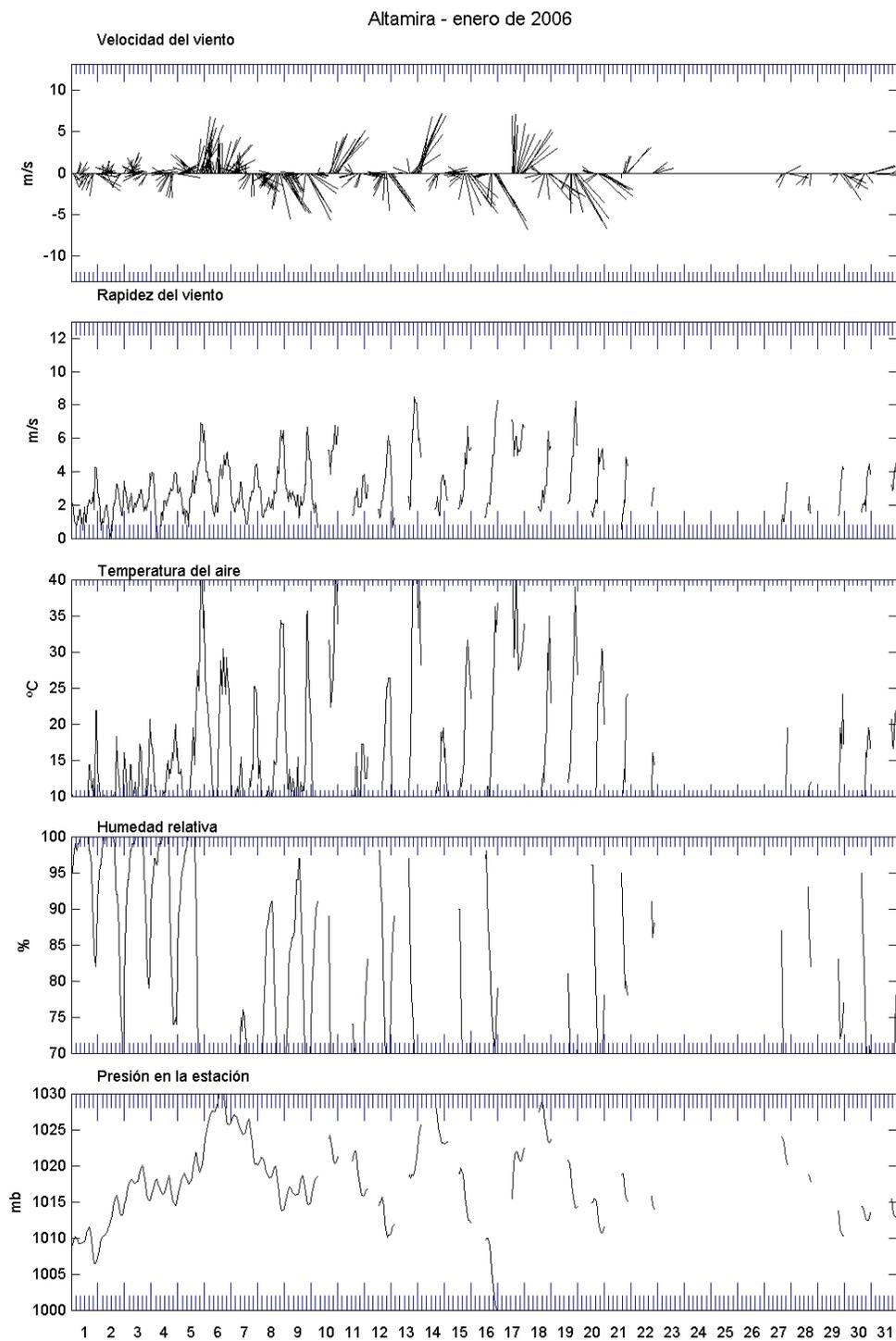




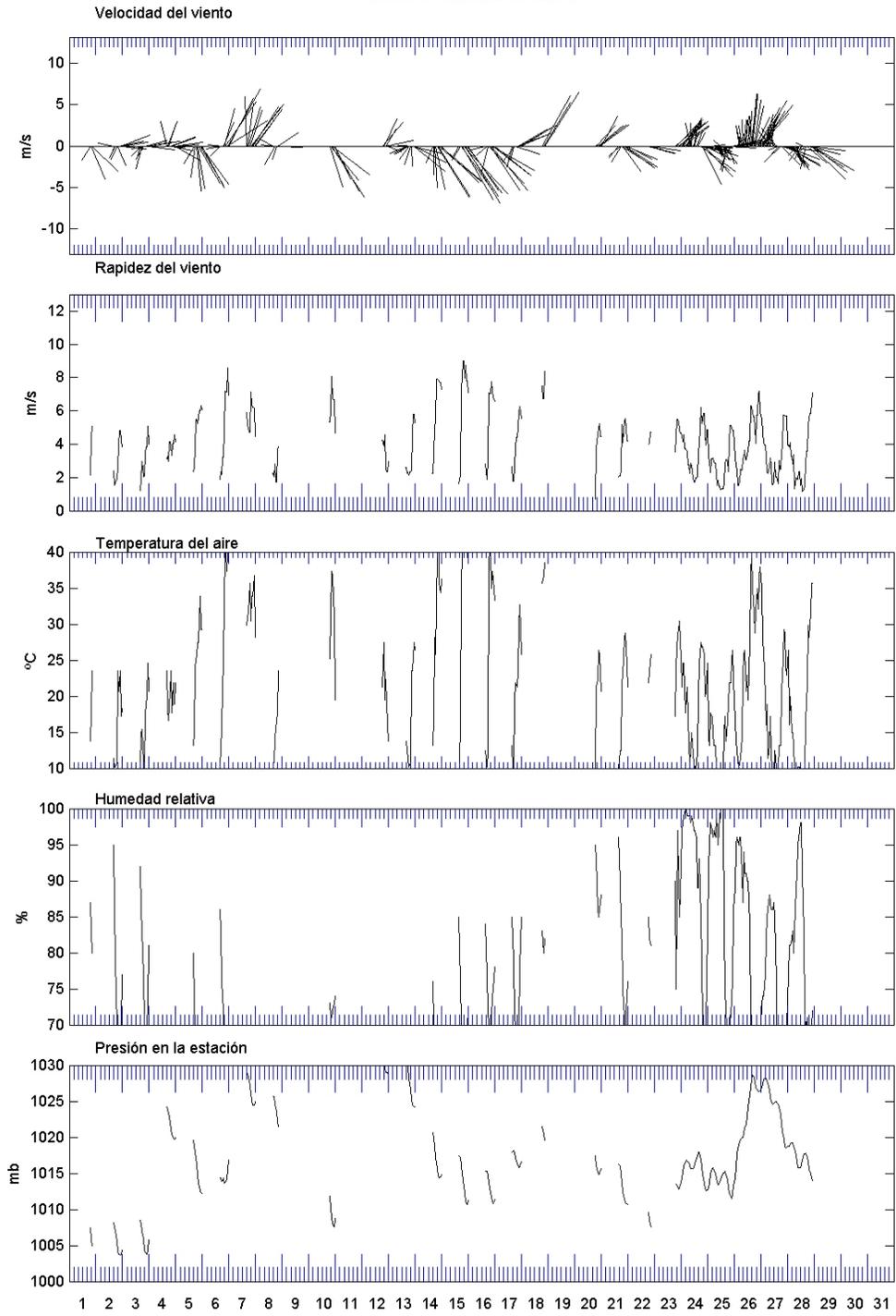


Isla Lobos - diciembre de 2006

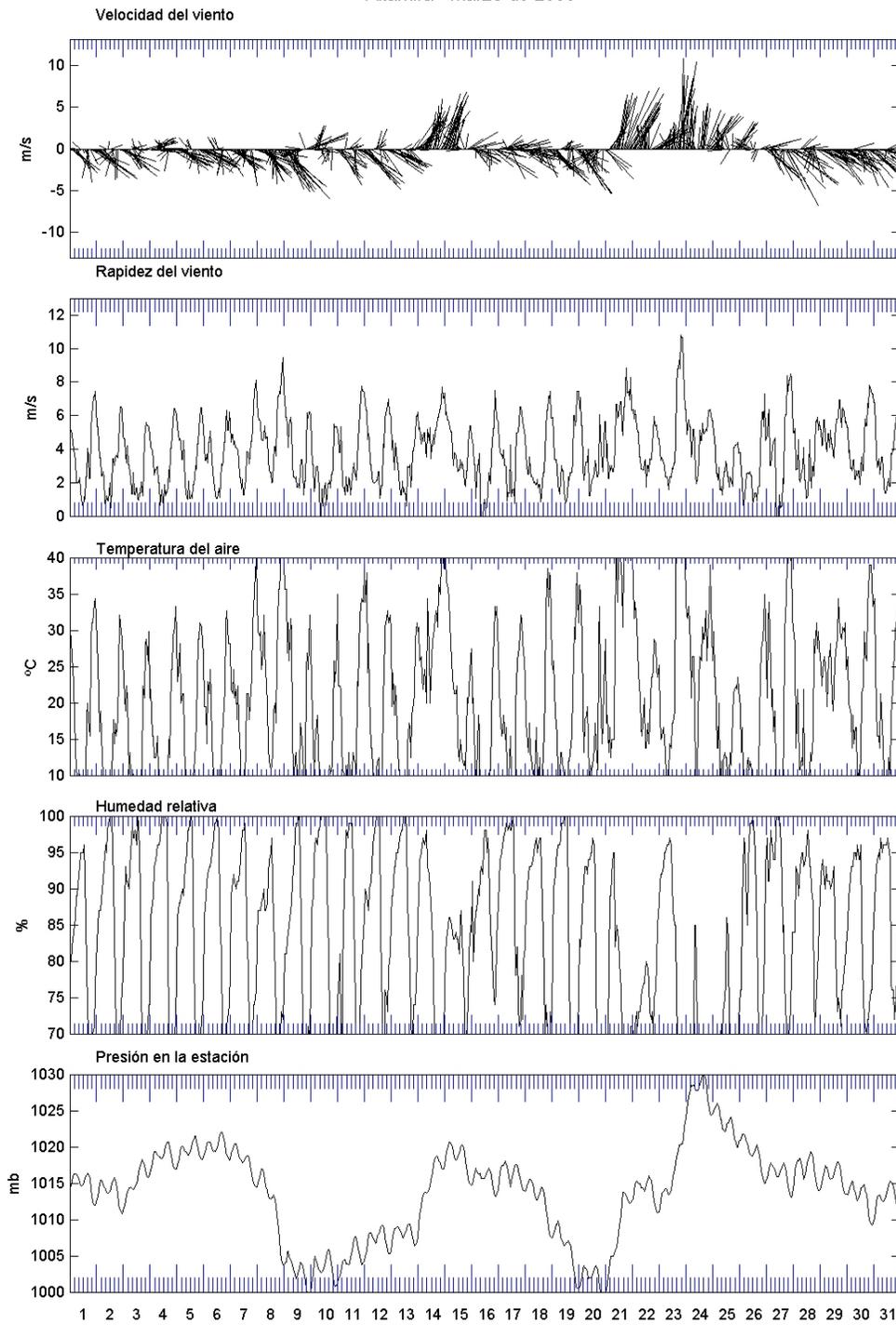




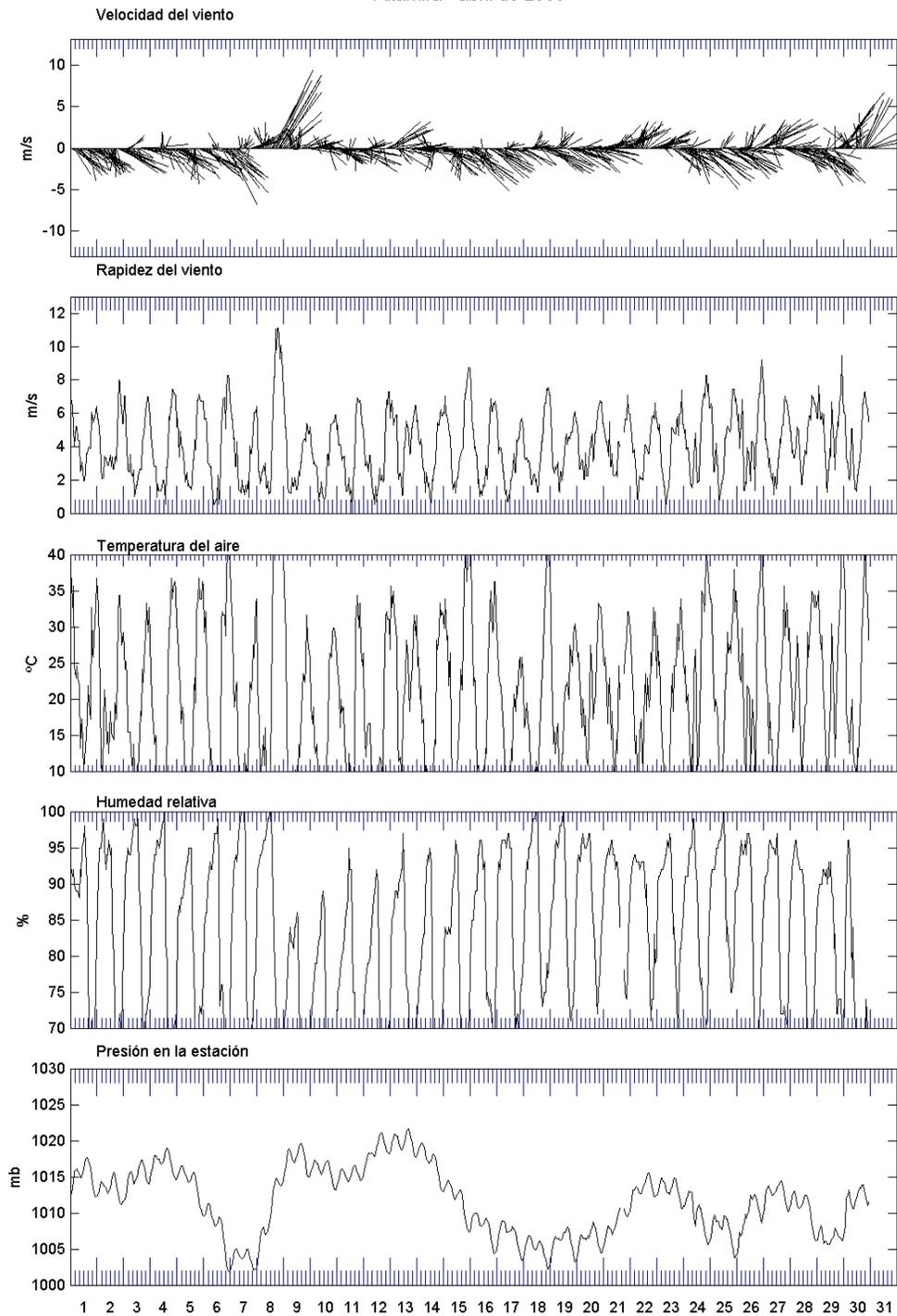
Altamira - febrero de 2006



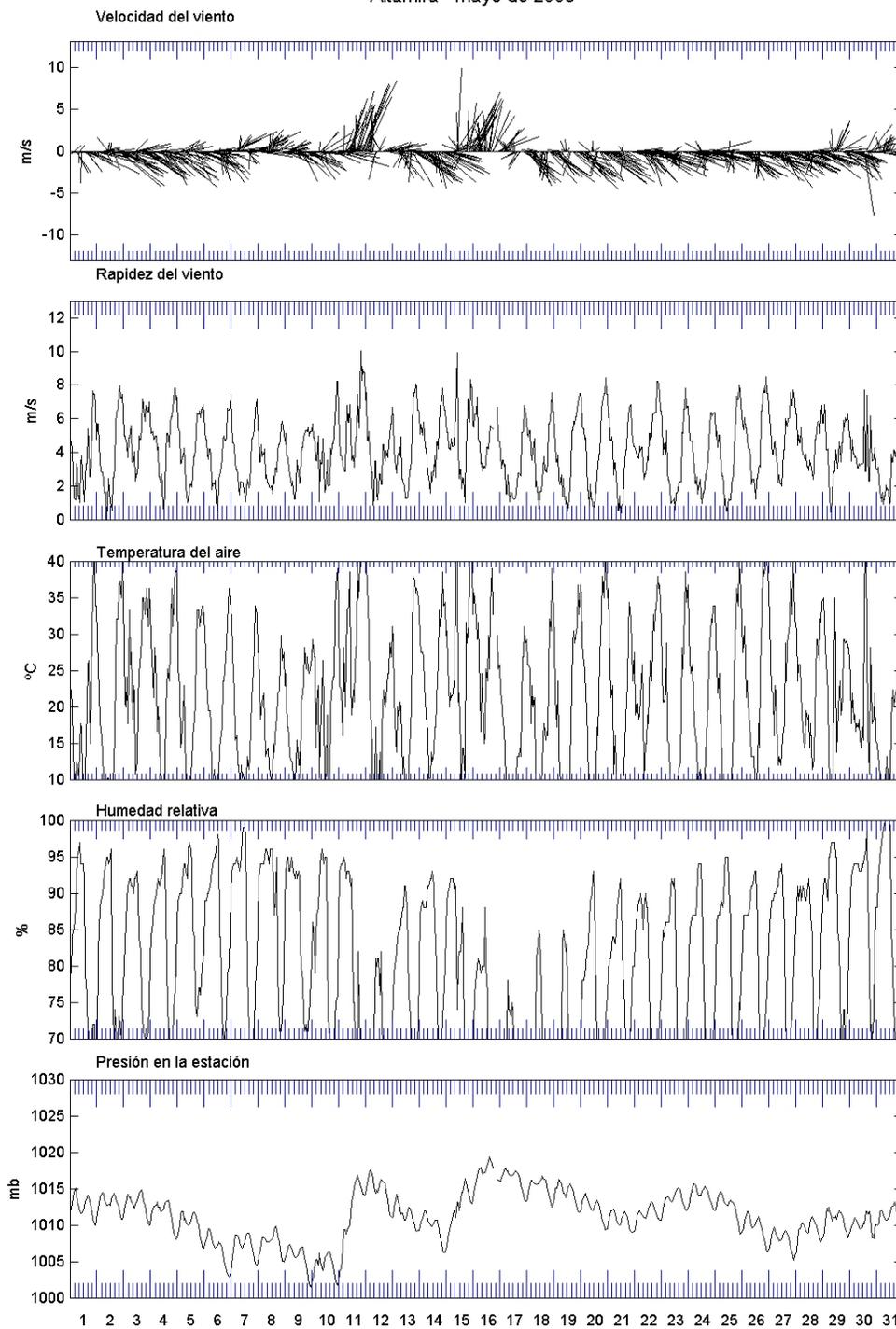
Altamira - marzo de 2006



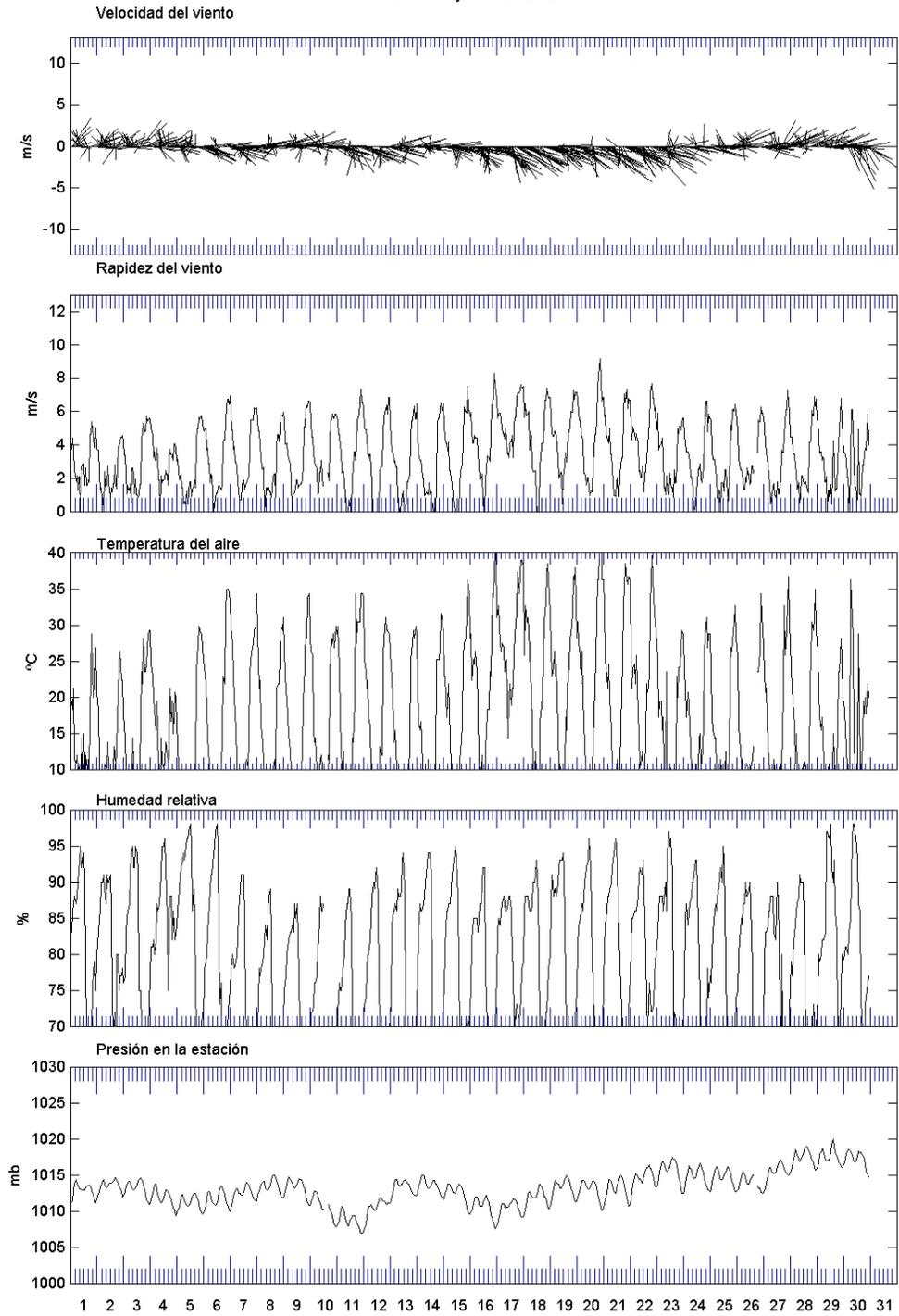
Altamira - abril de 2006

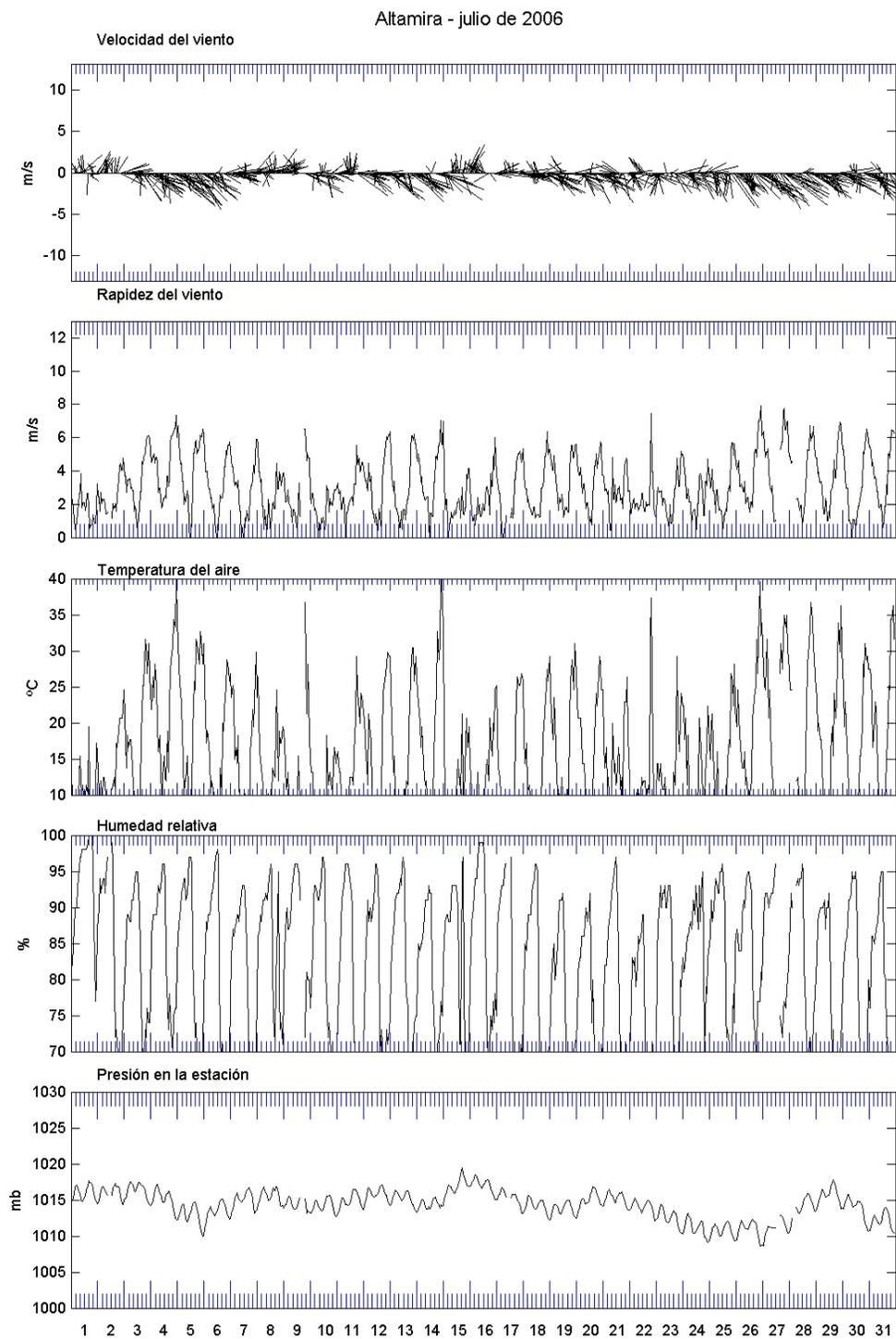


Altamira - mayo de 2006

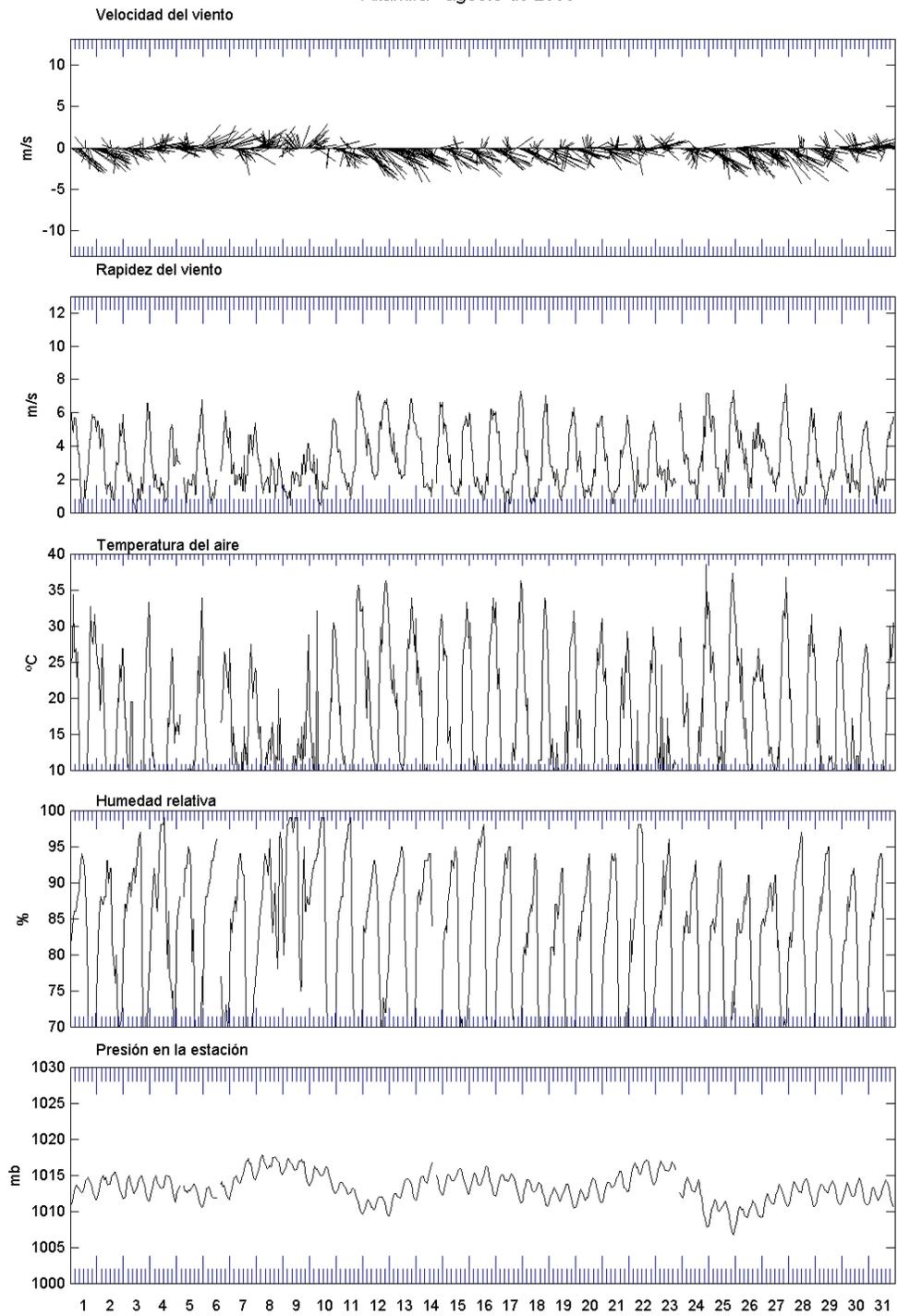


Altamira - junio de 2006

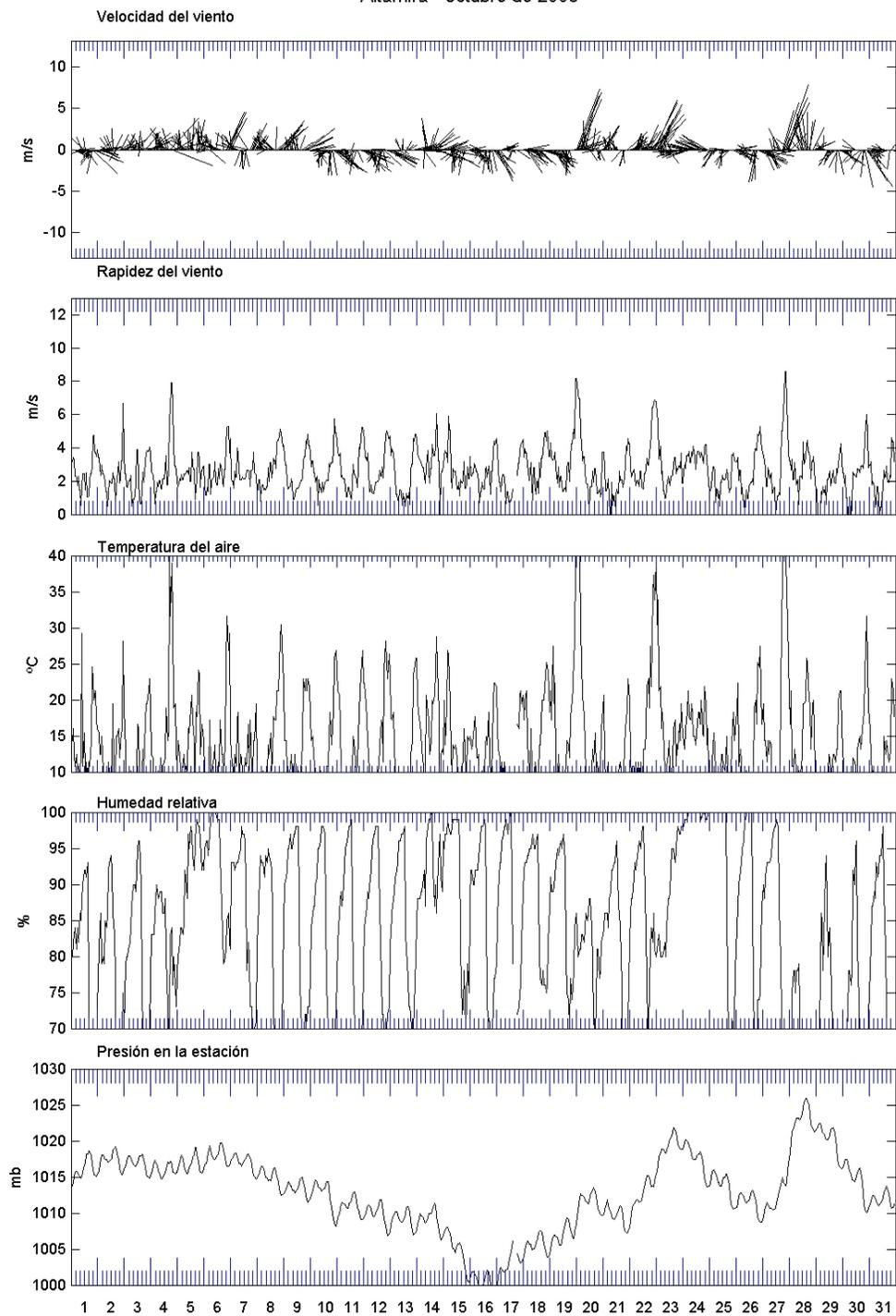




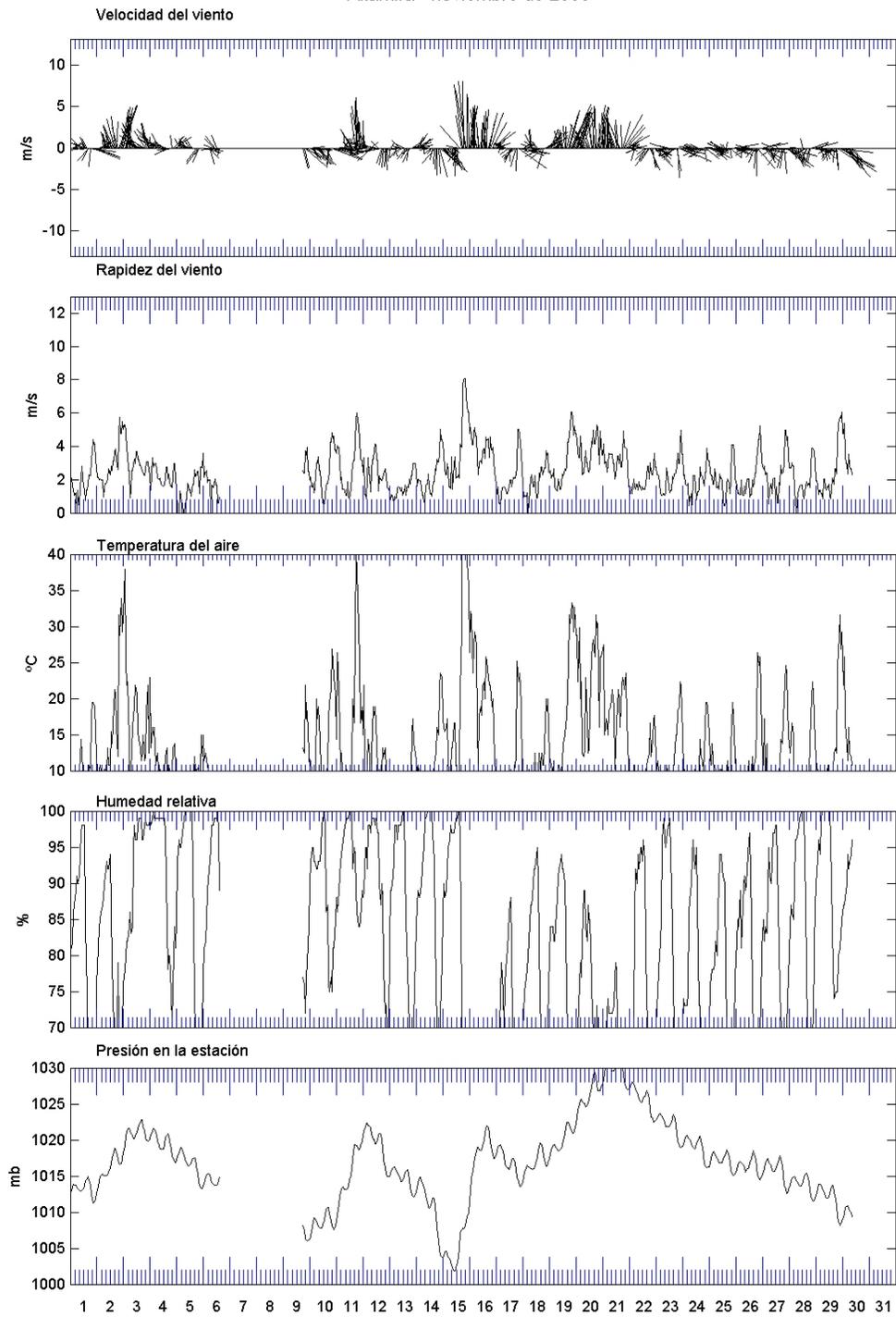
Altamira - agosto de 2006

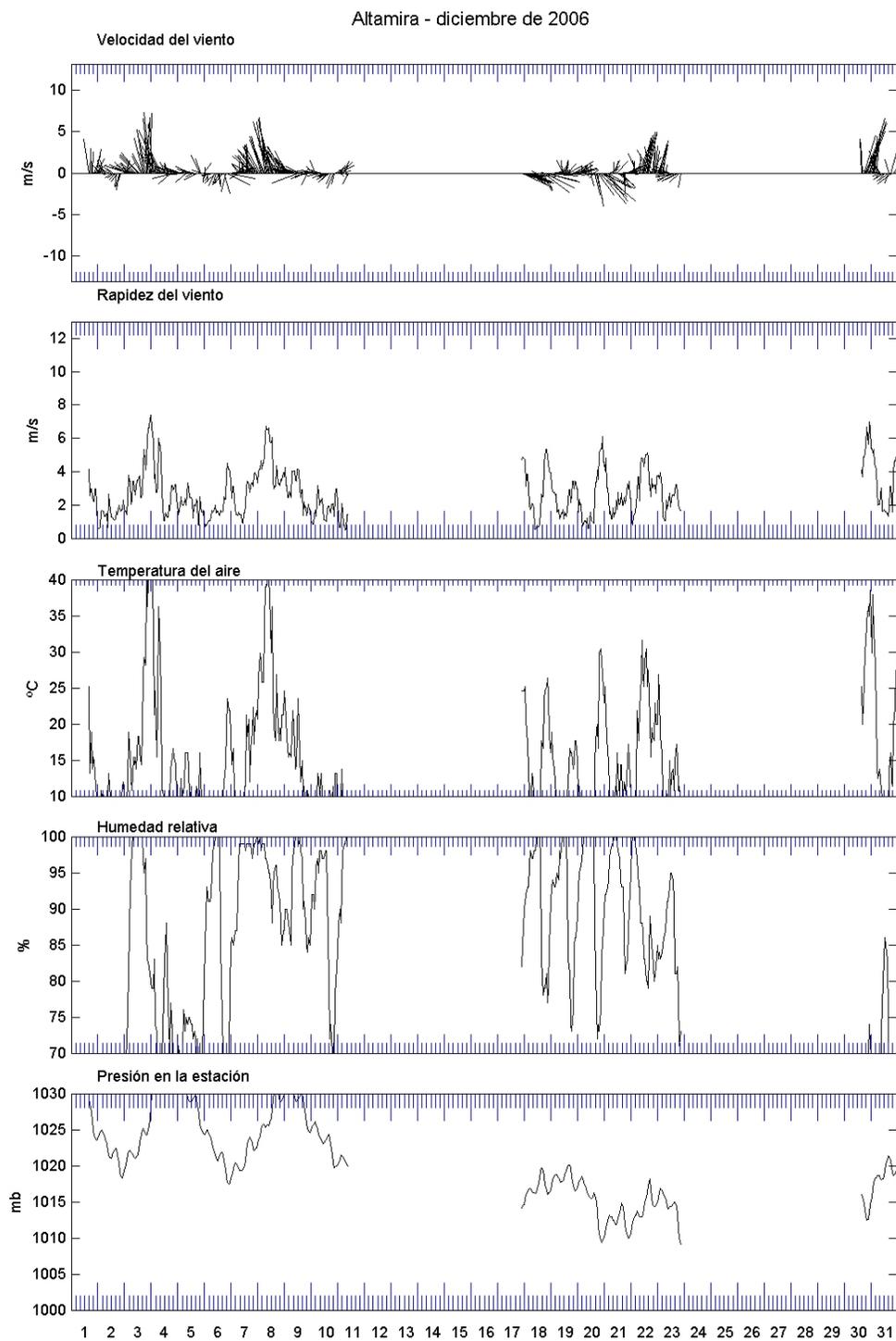


Altamira - octubre de 2006

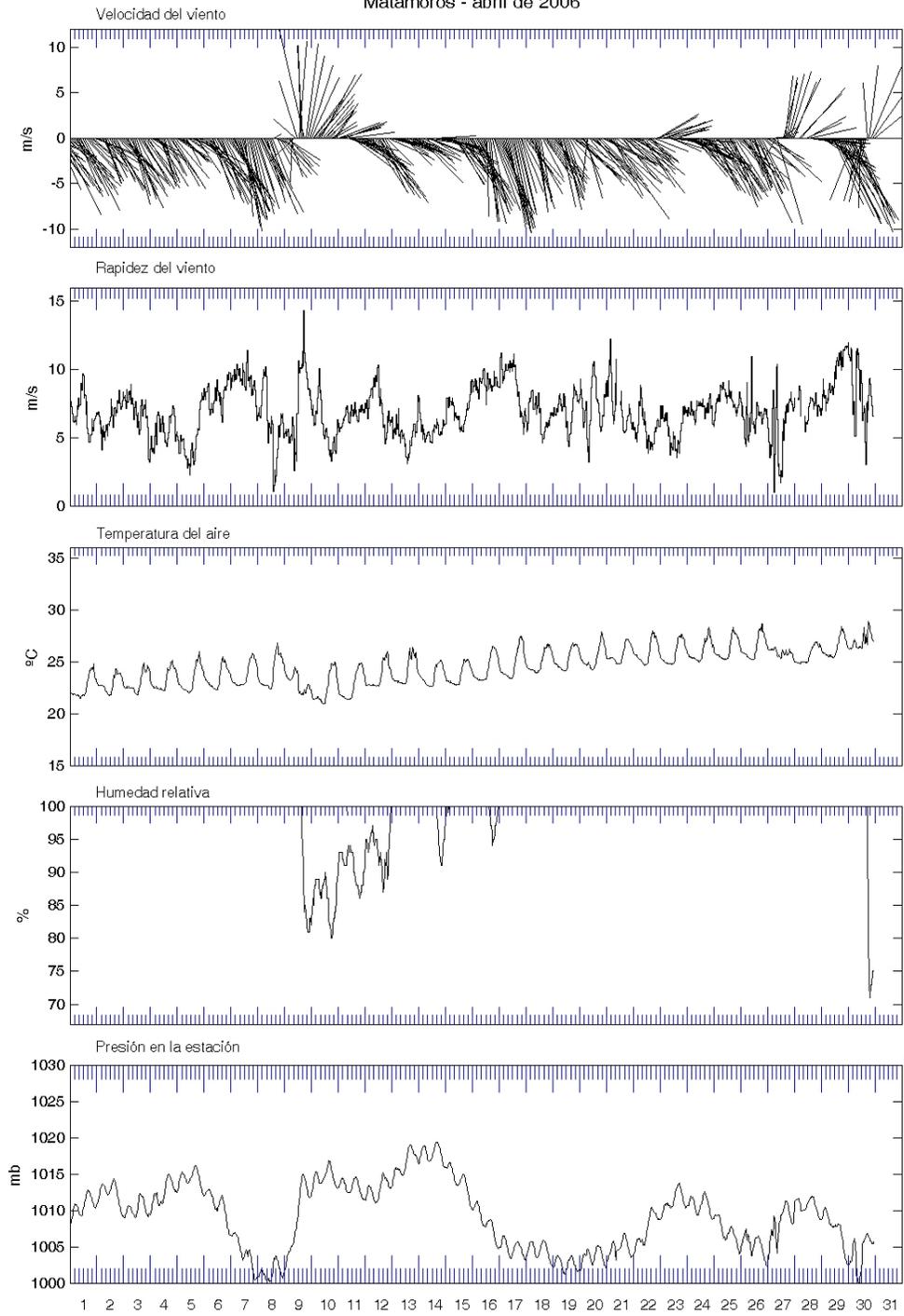


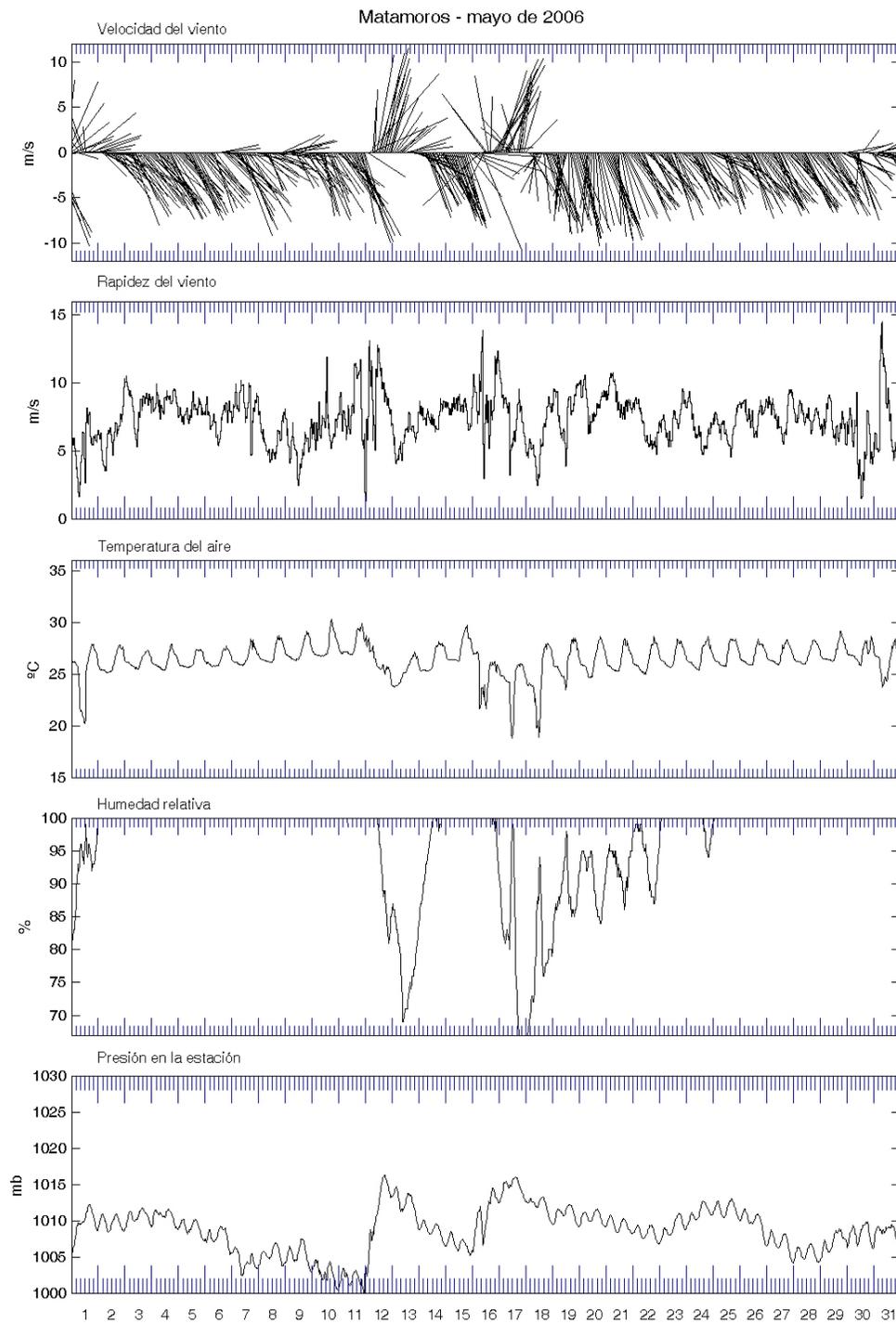
Altamira - noviembre de 2006

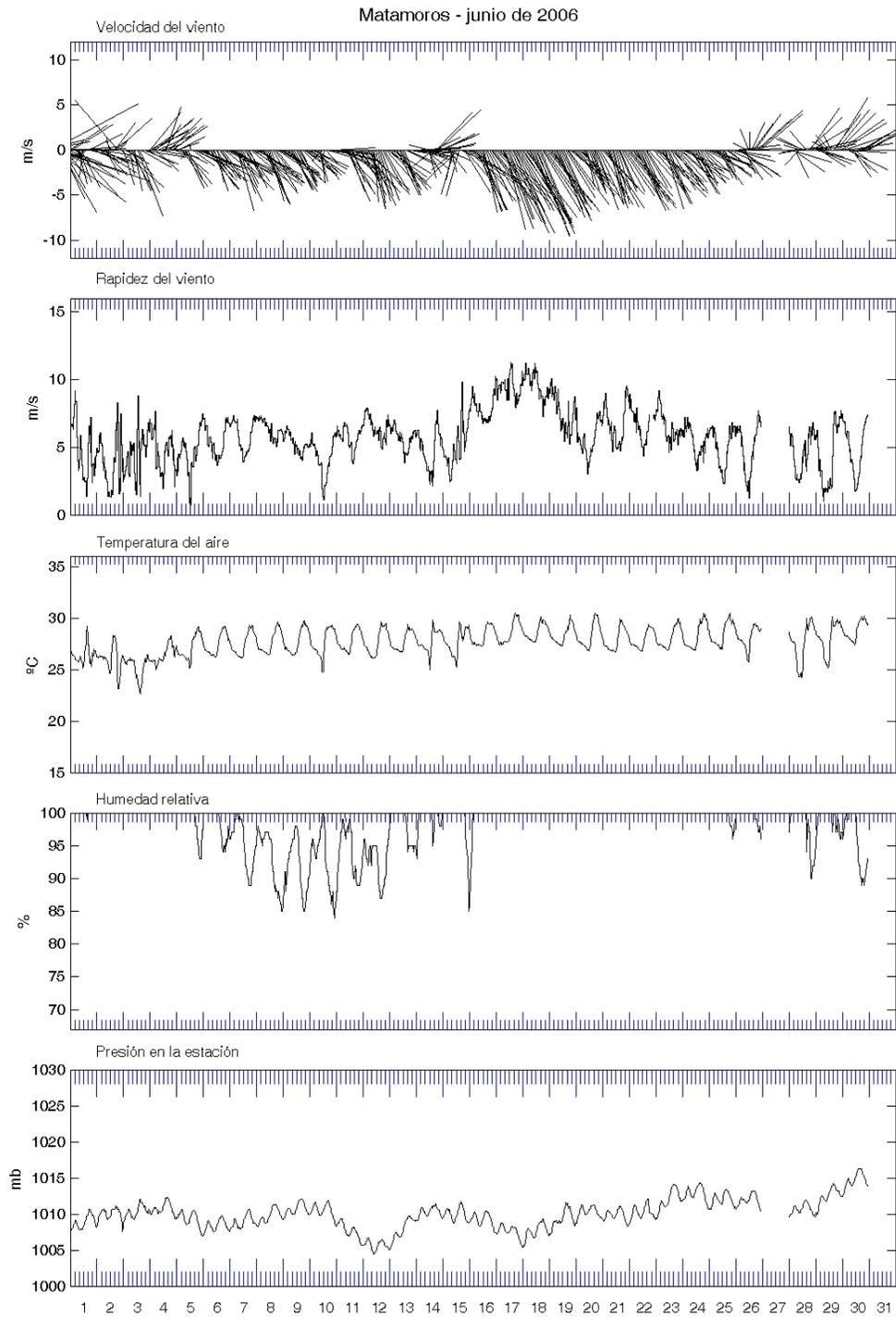


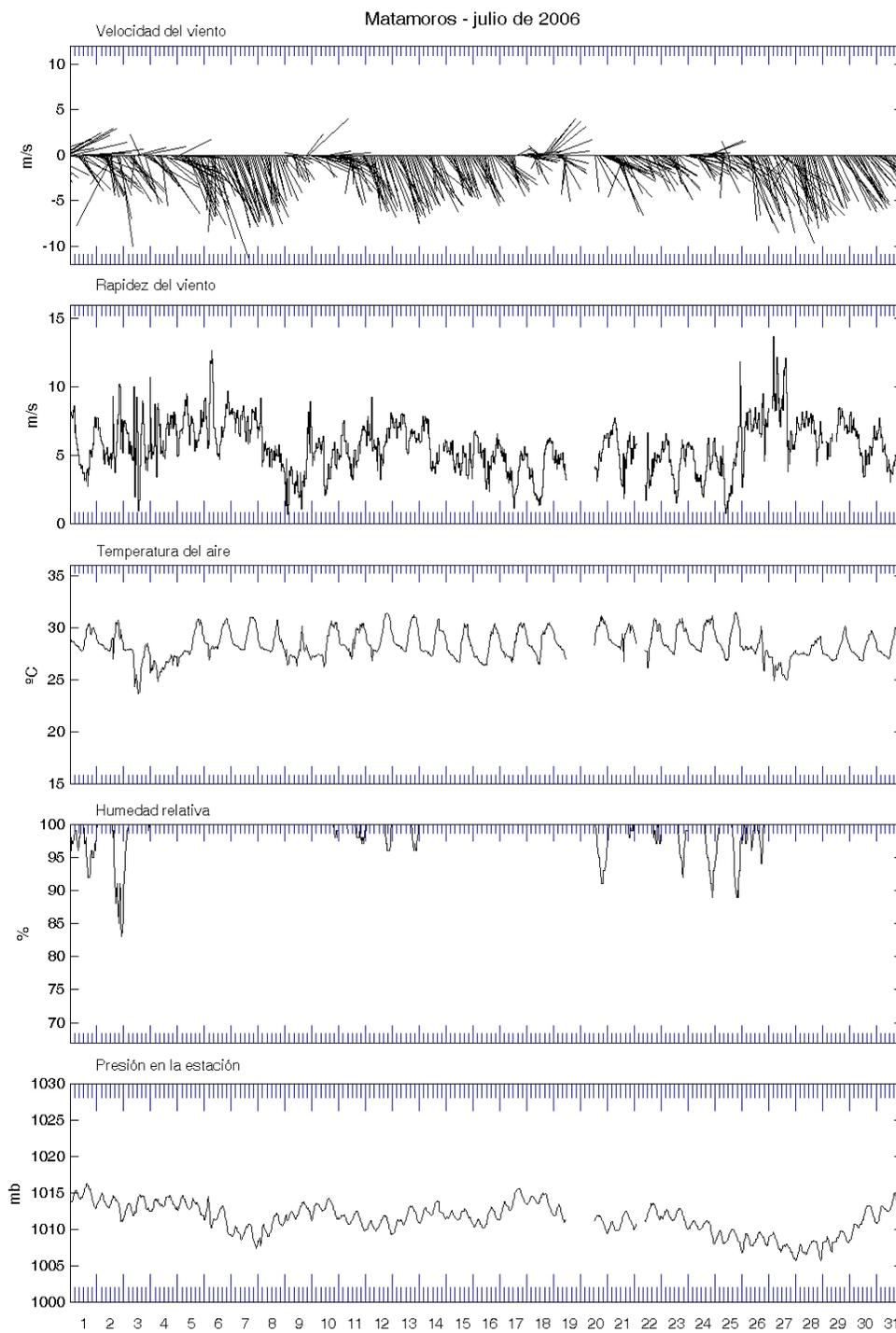


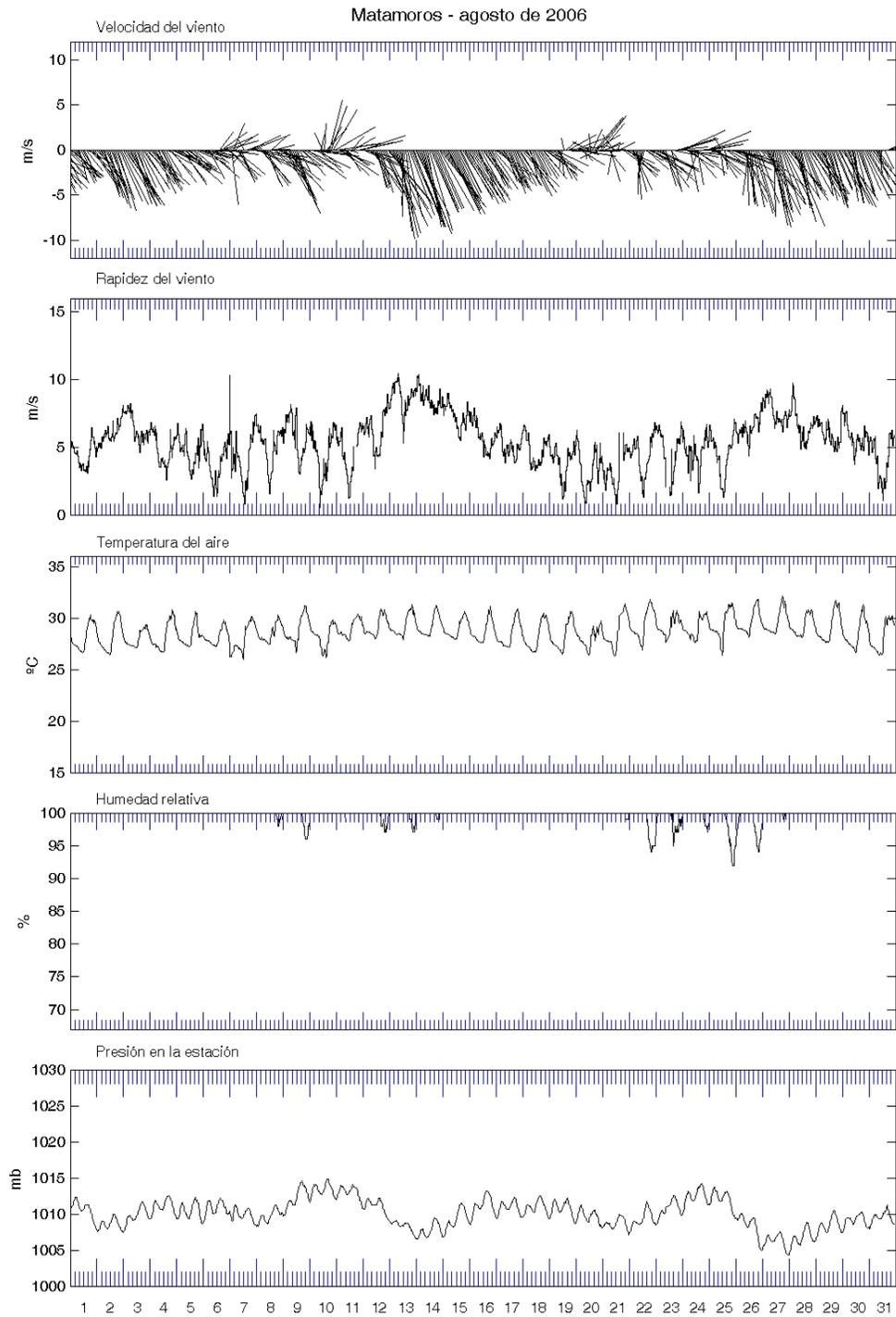
Matamoros - abril de 2006

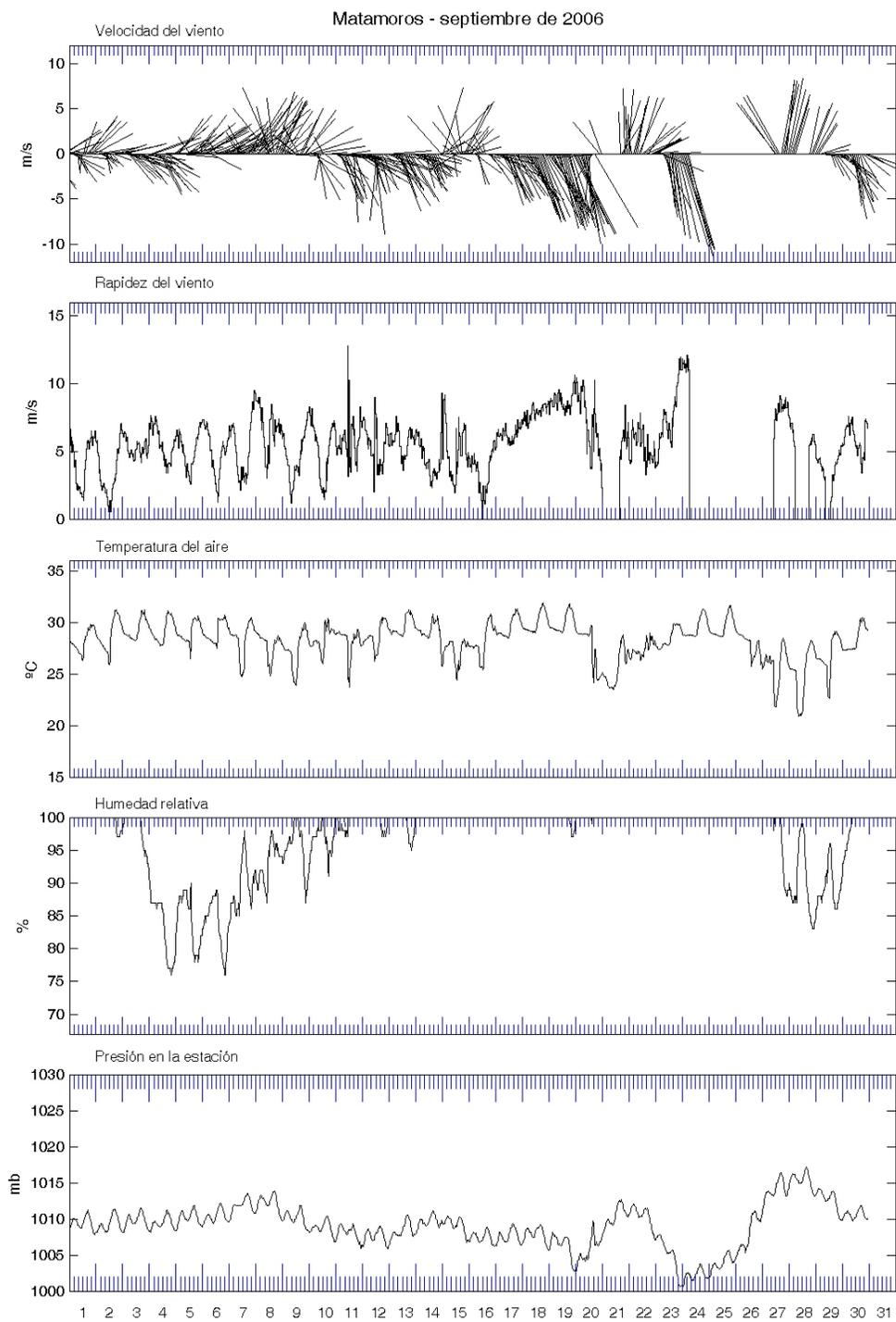


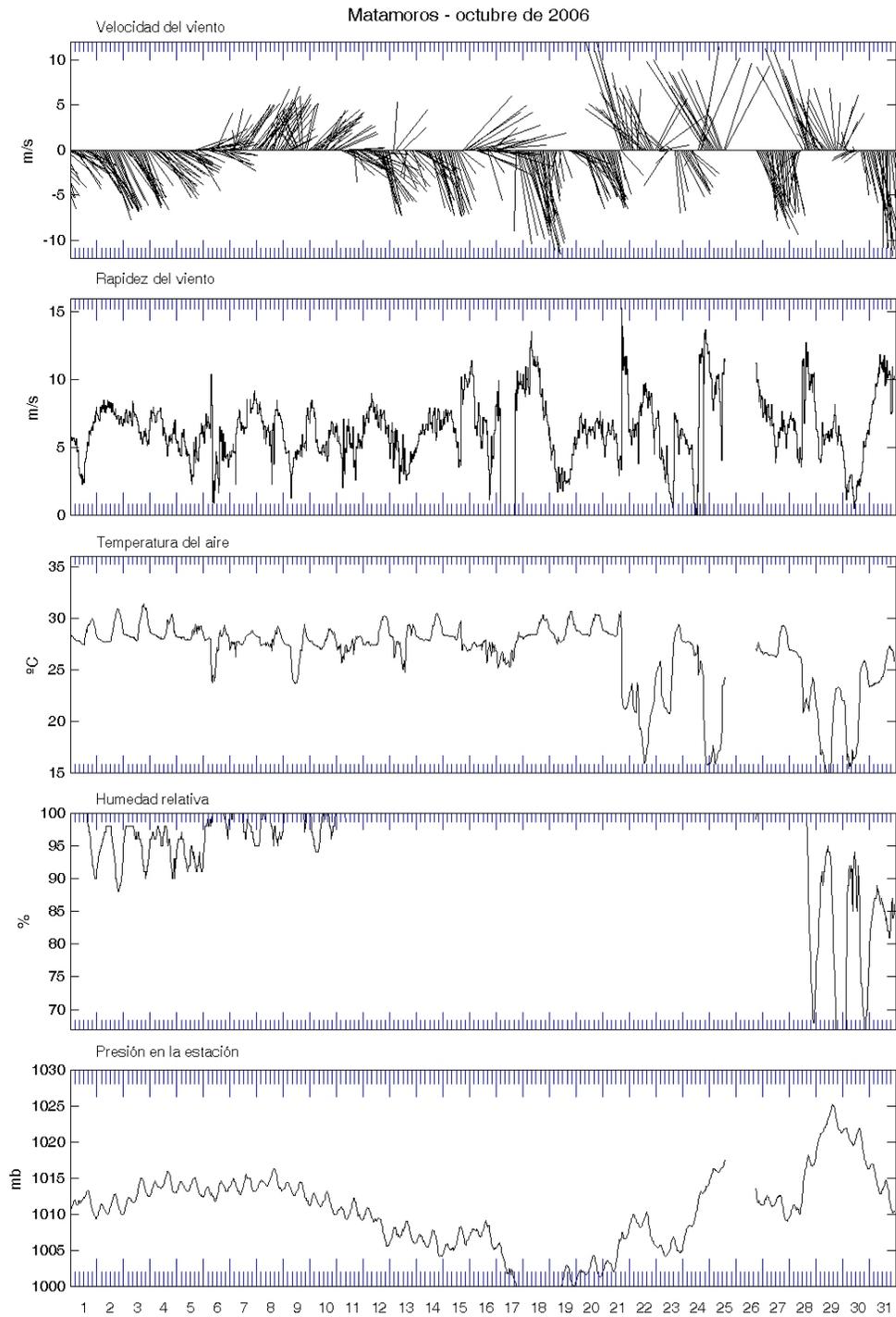


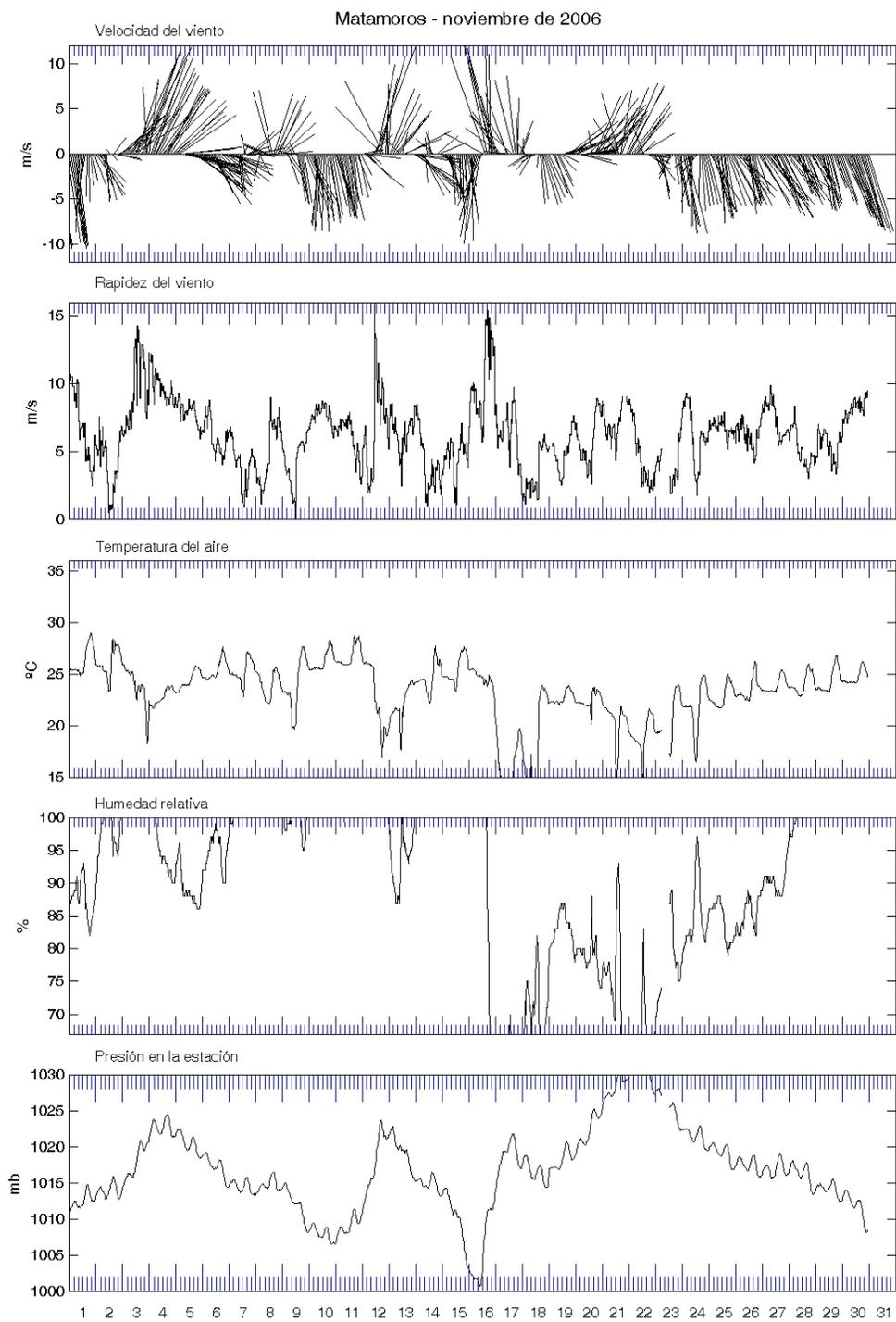




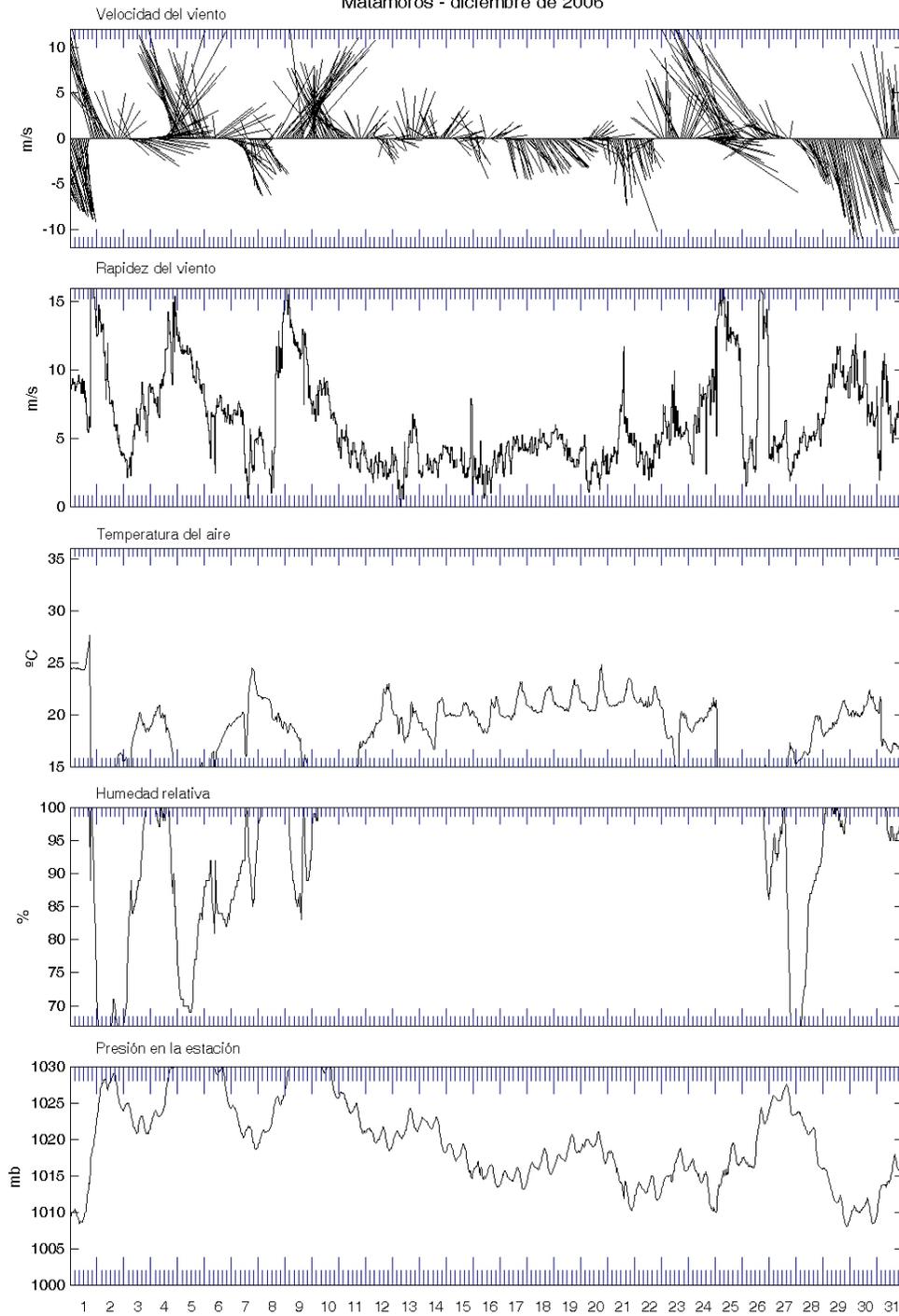


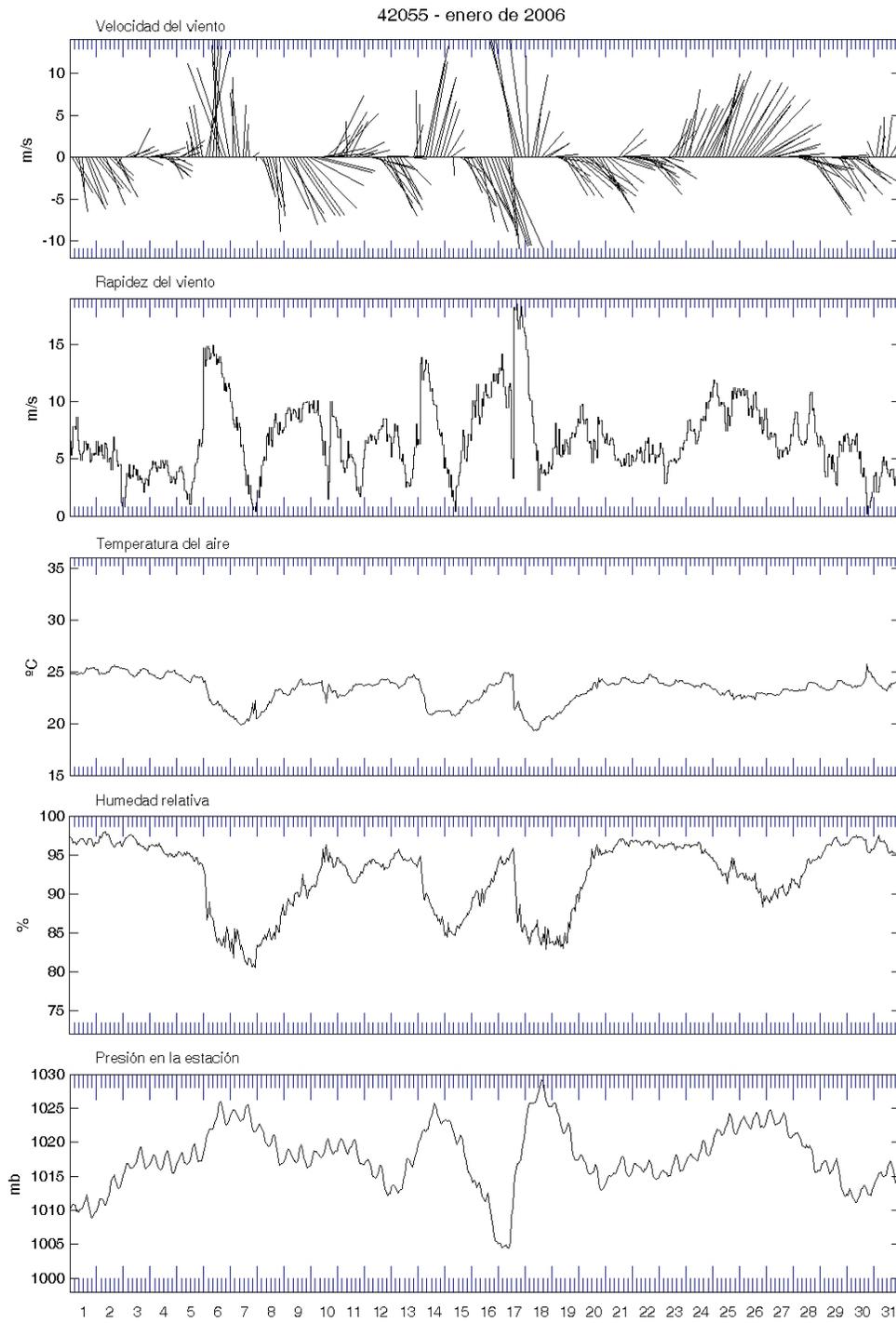


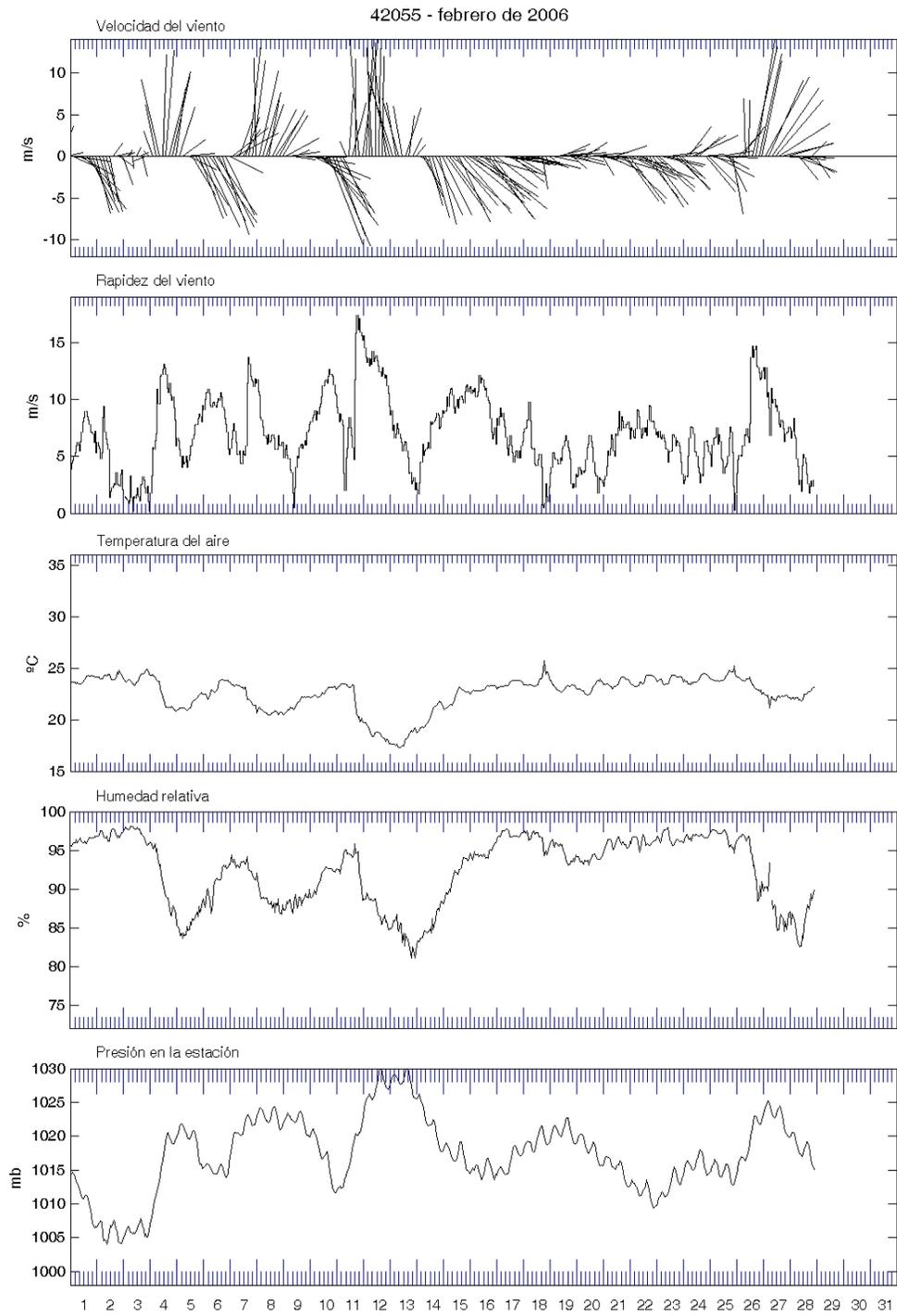


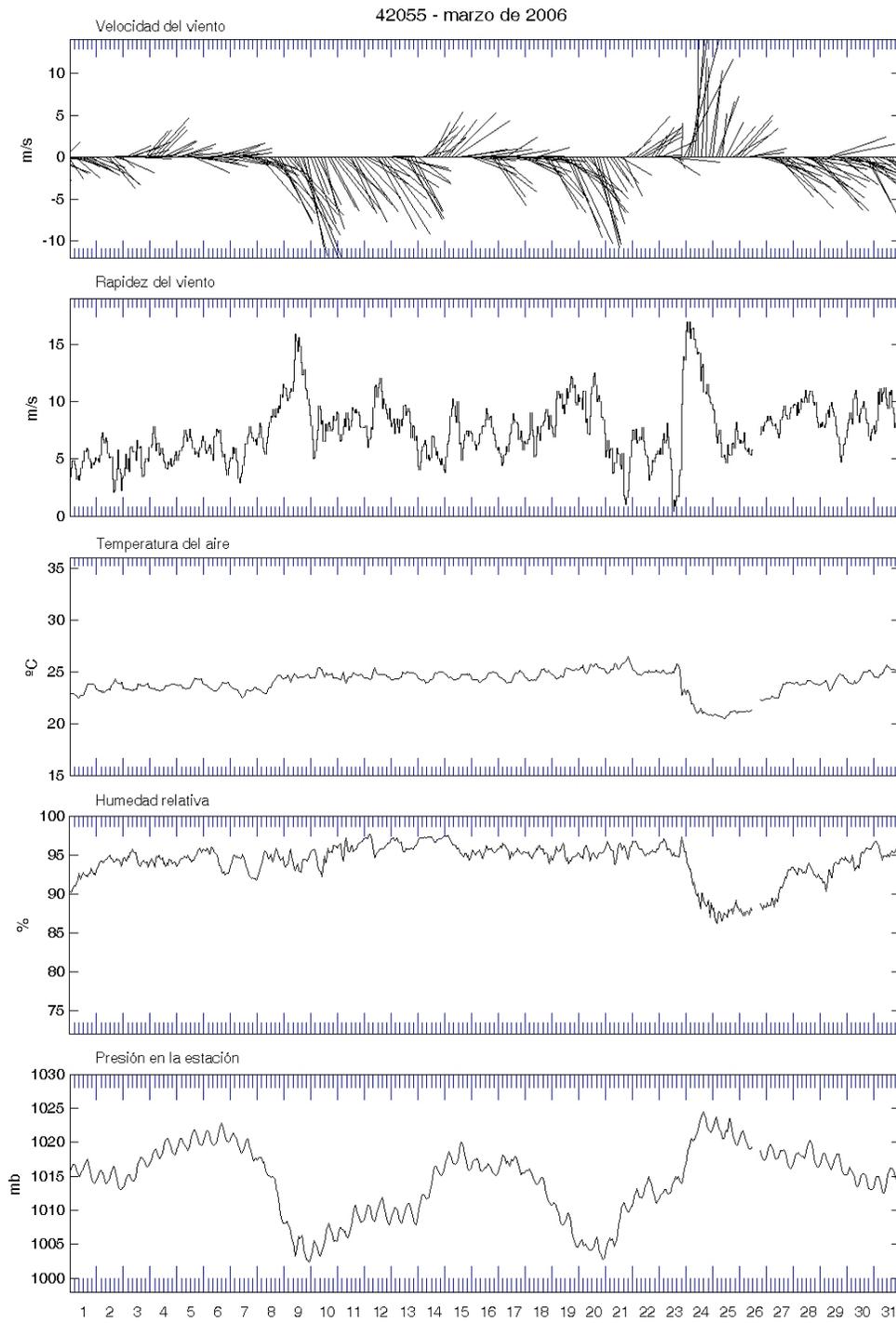


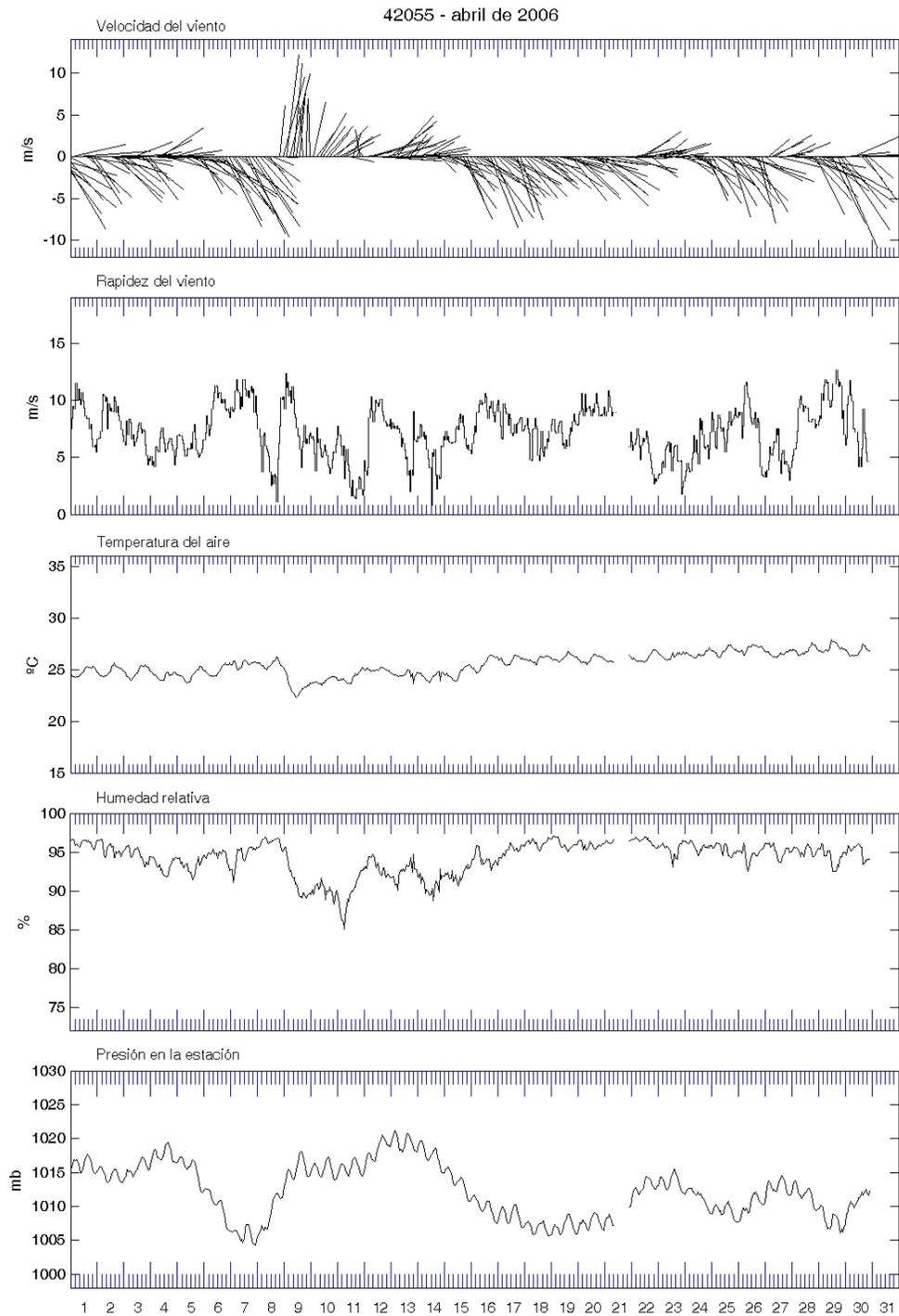
Matamoros - diciembre de 2006

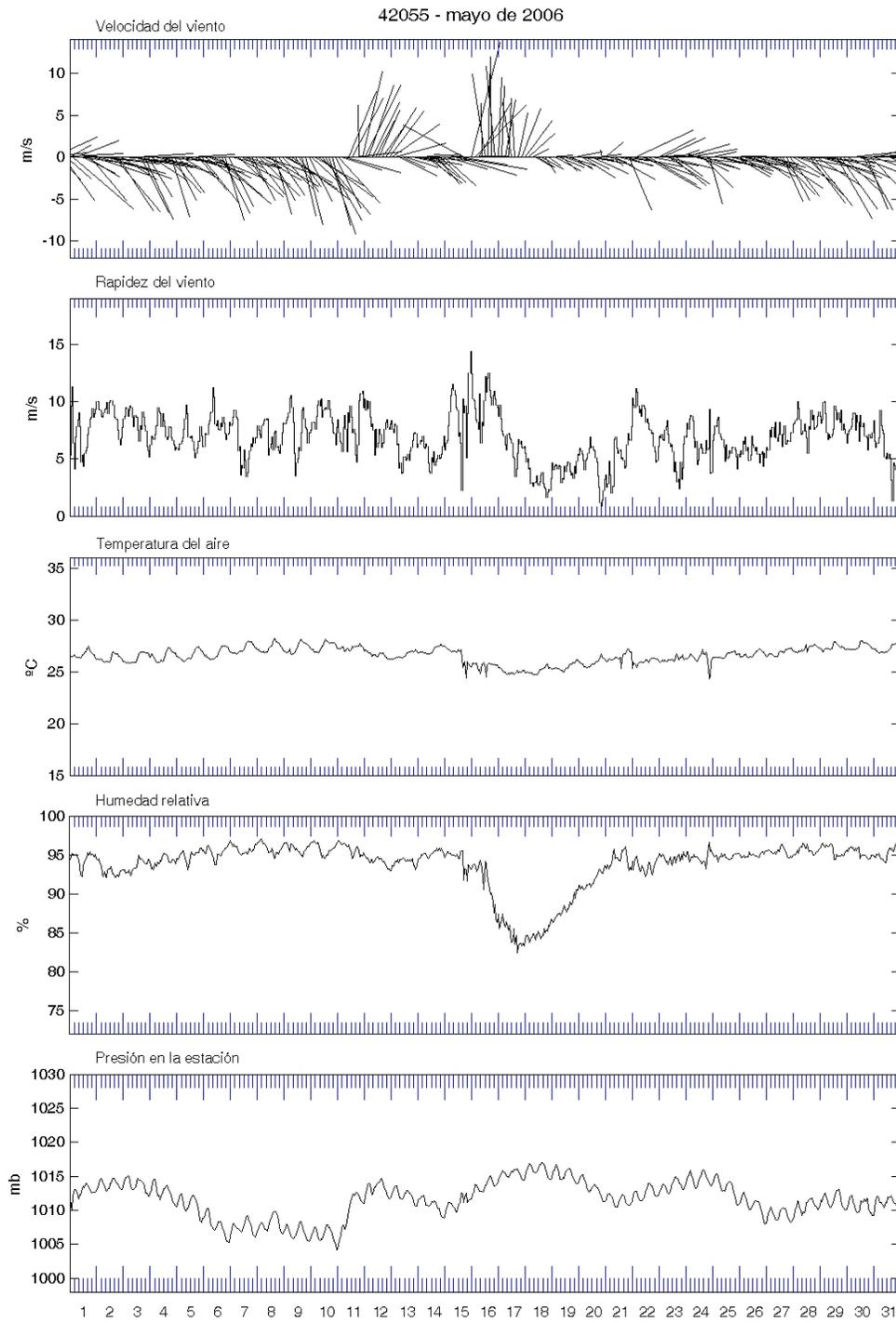


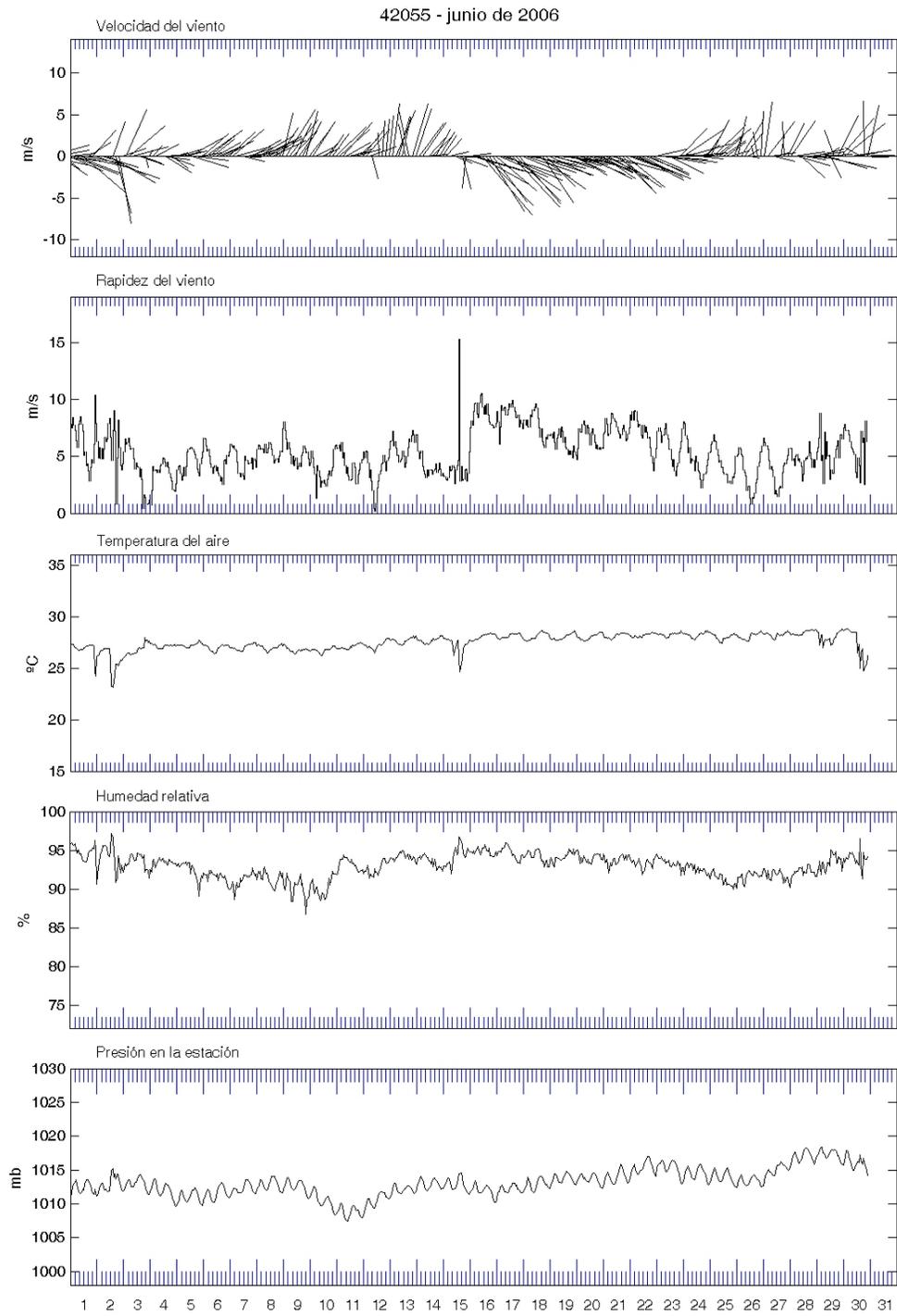


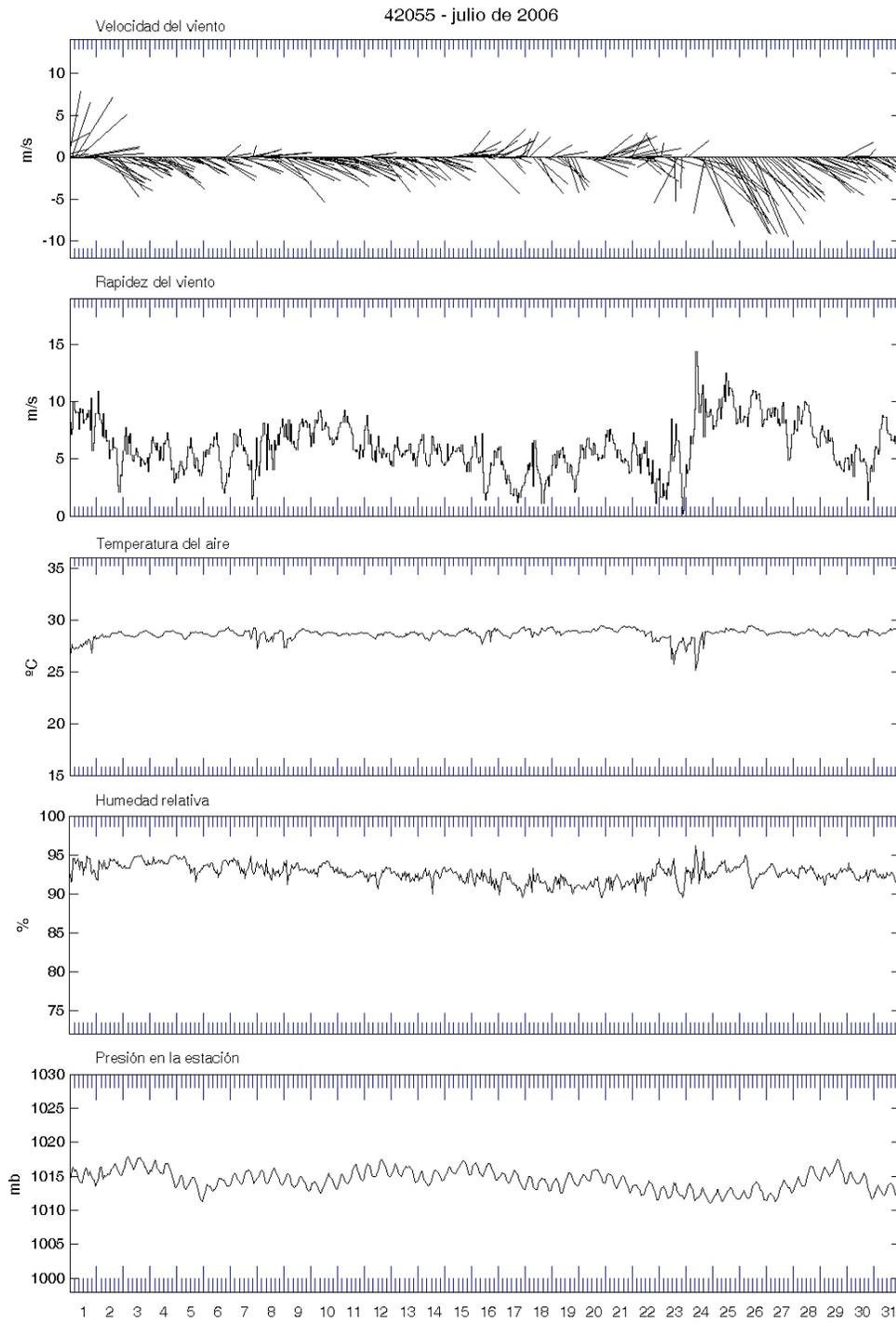


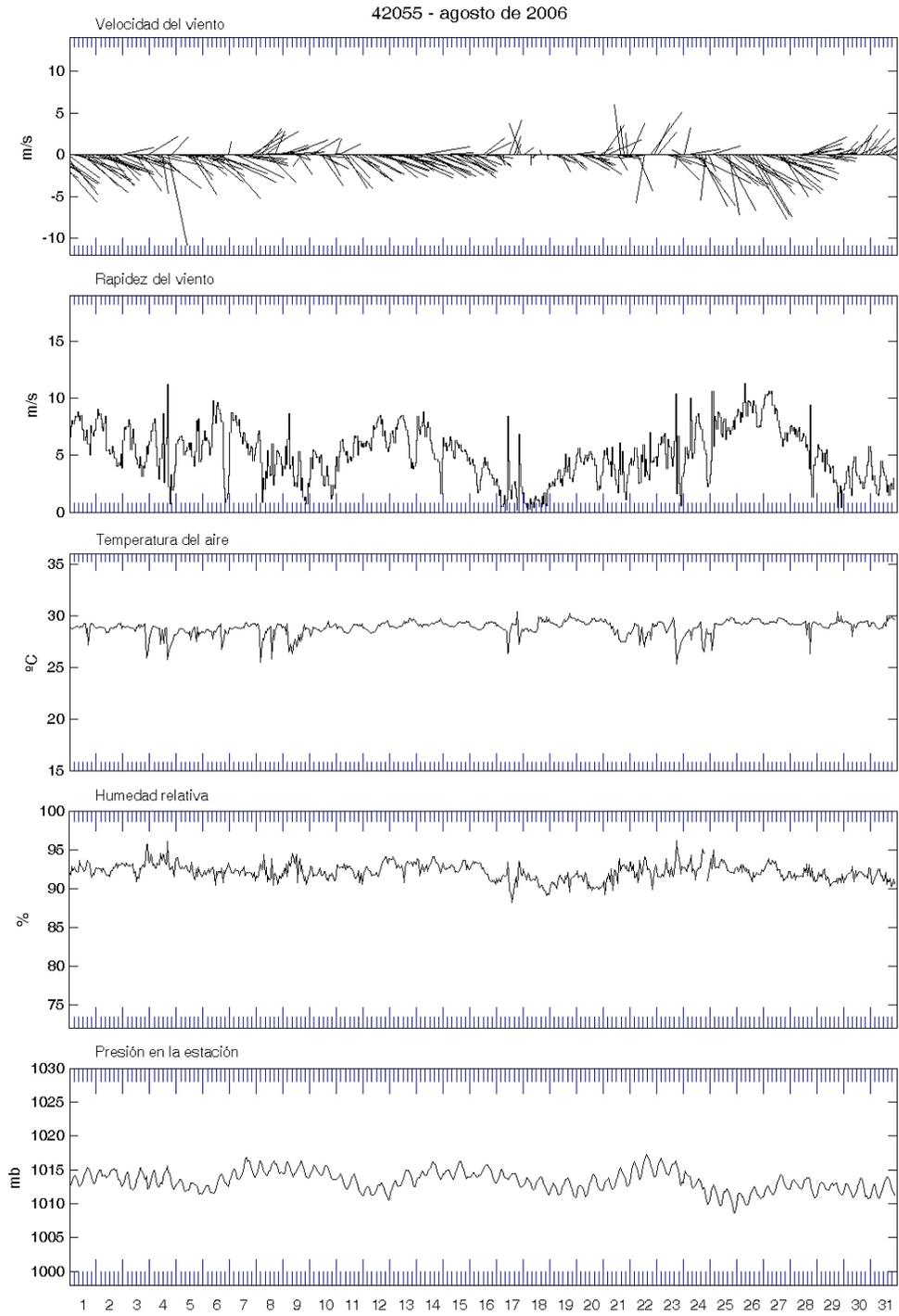


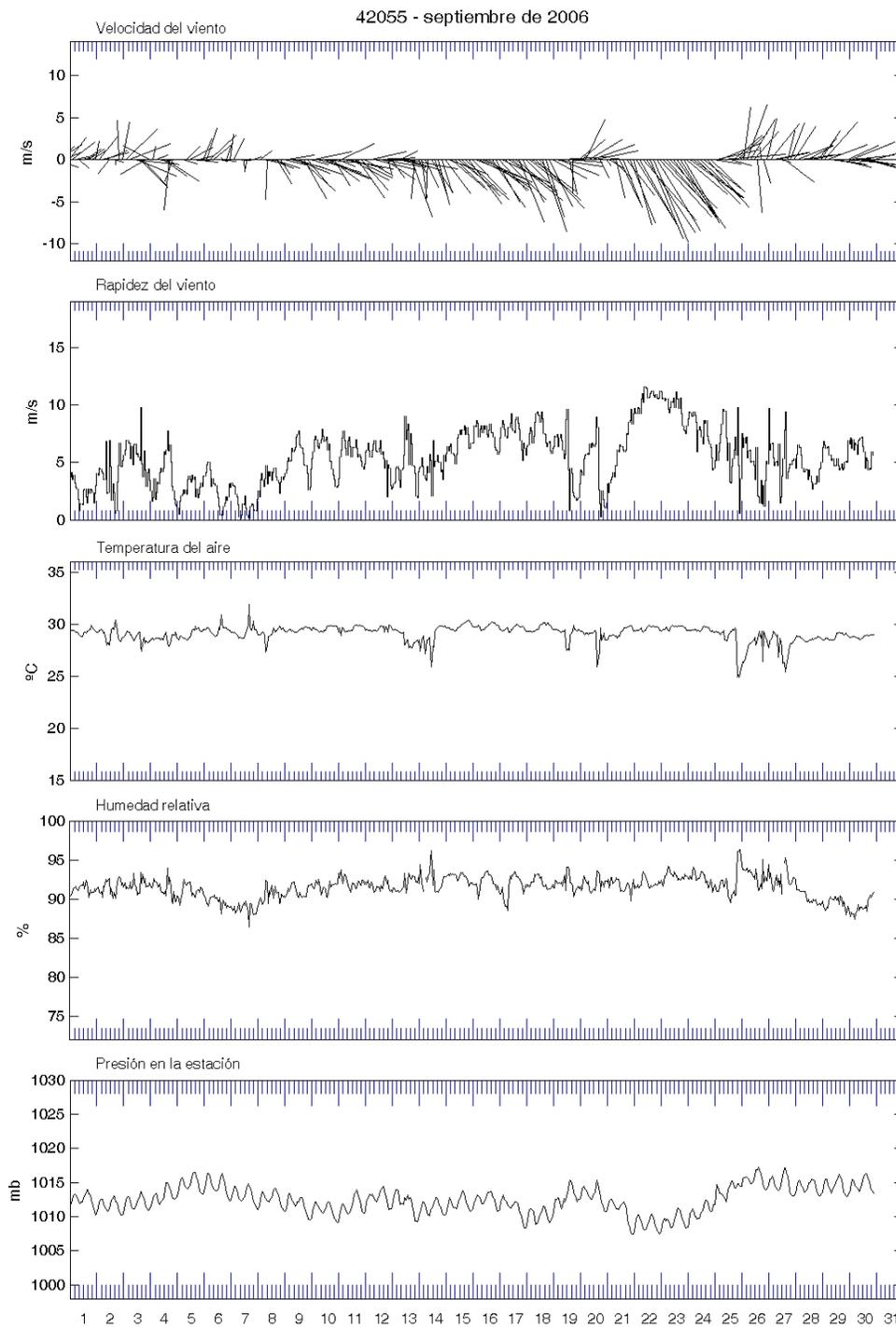




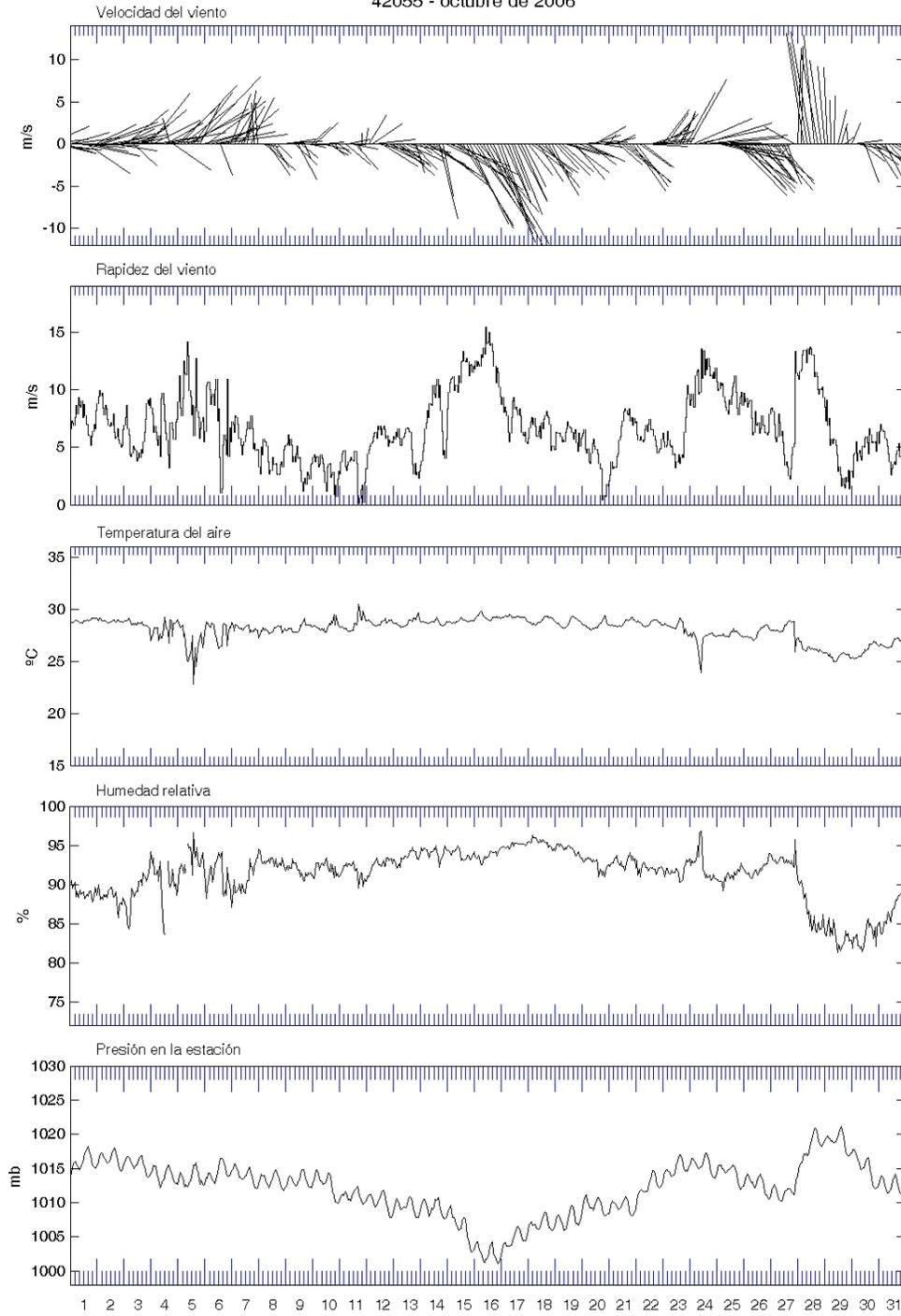


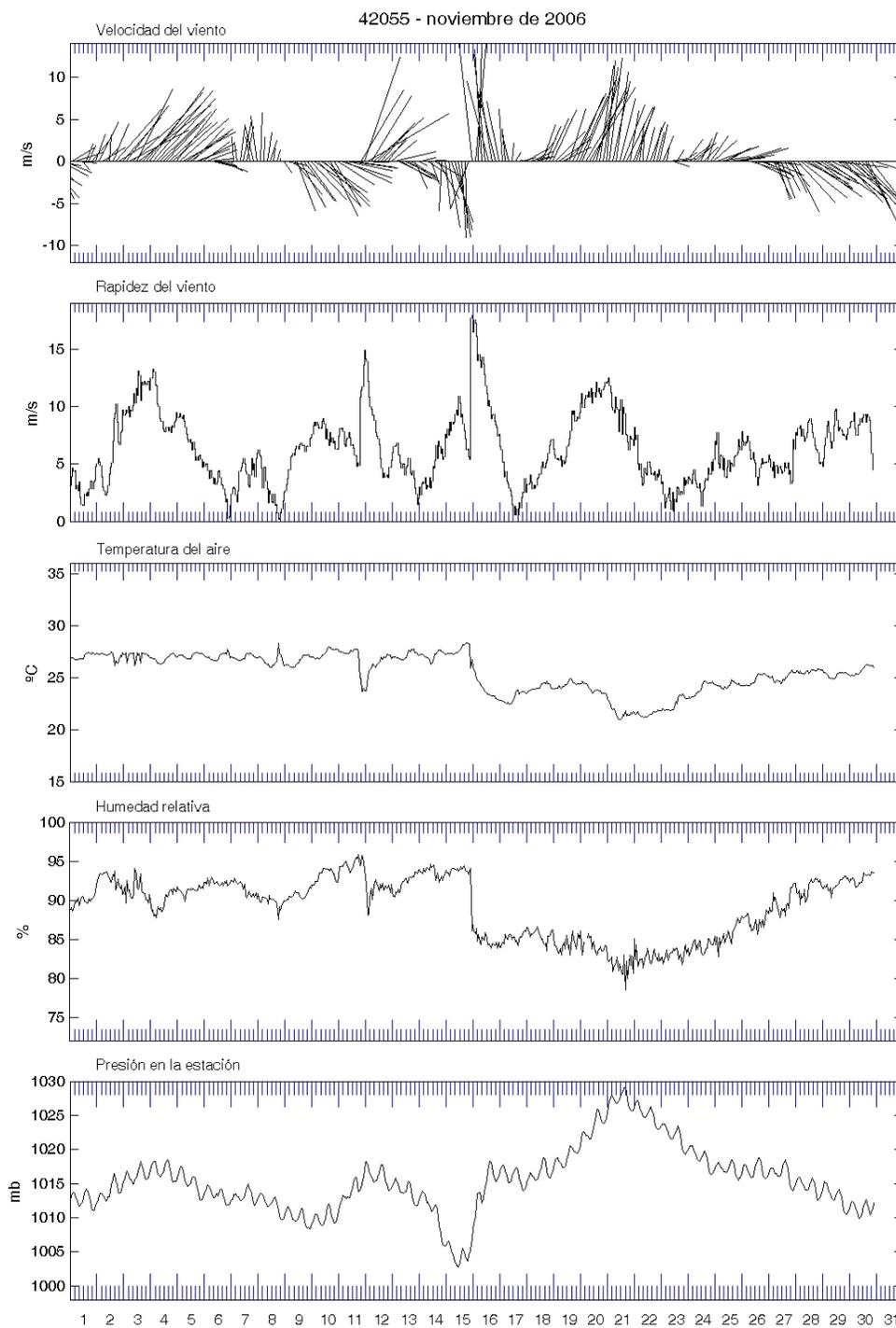




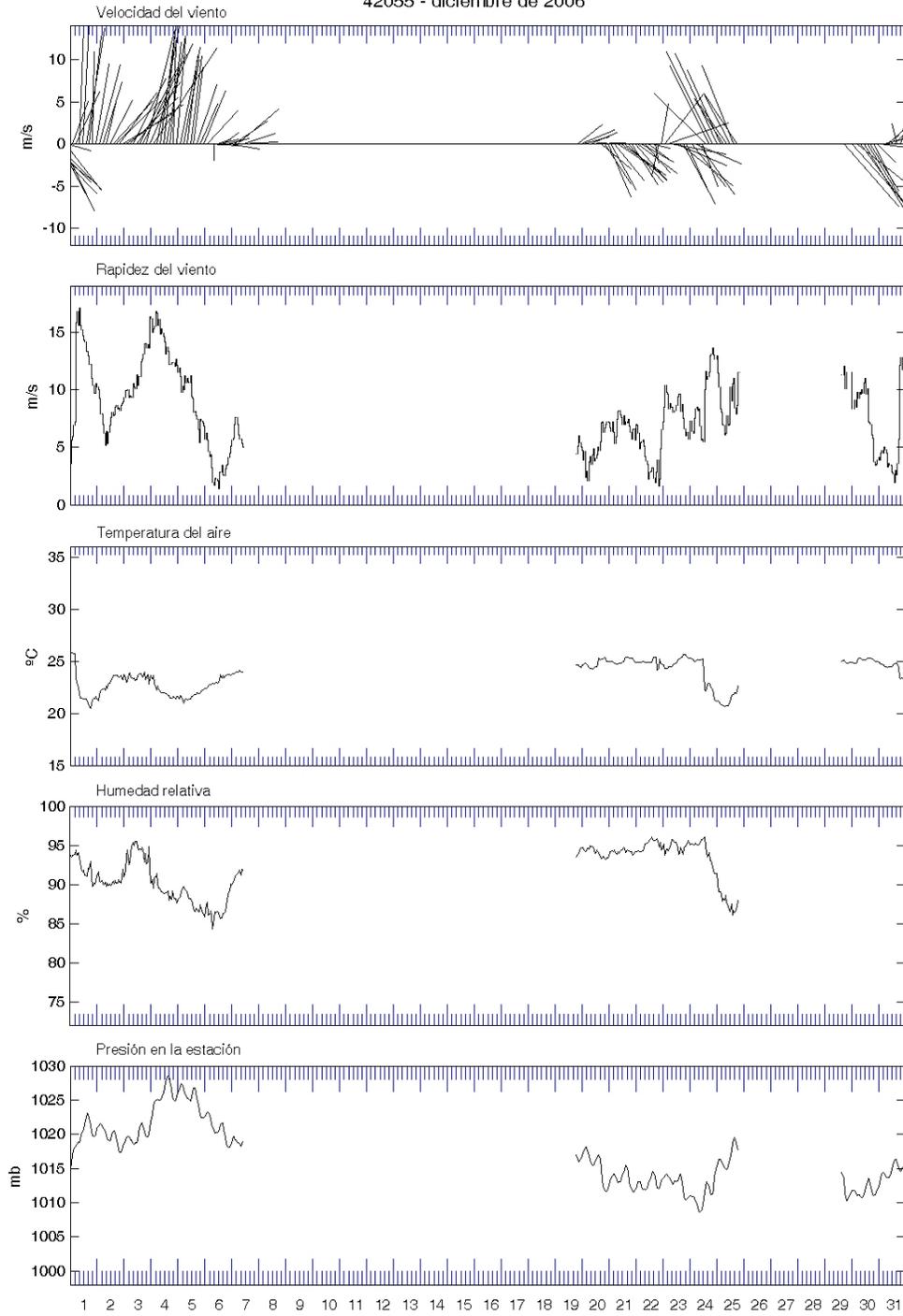


42055 - octubre de 2006



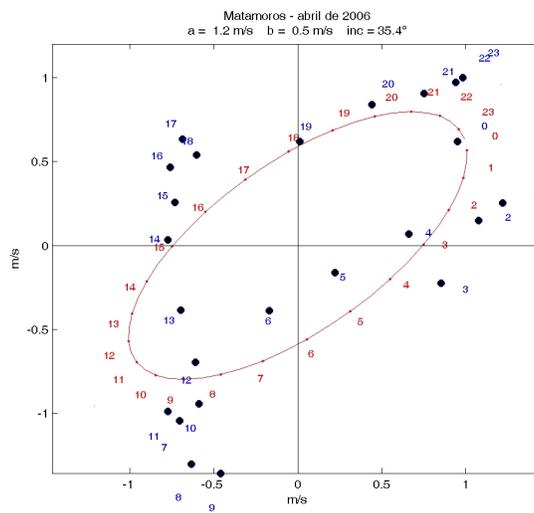


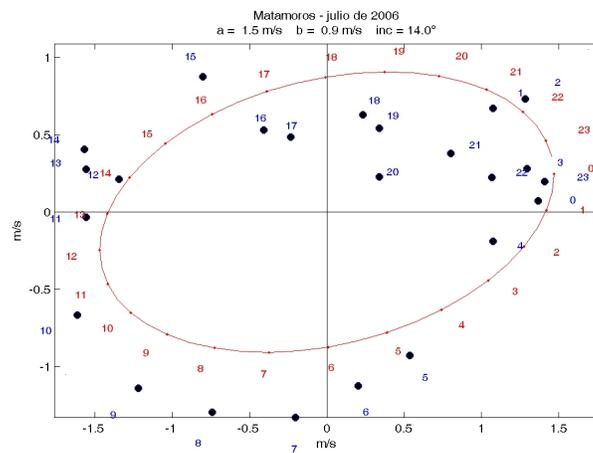
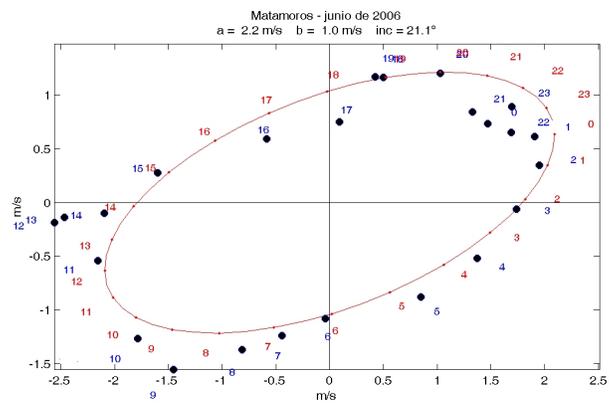
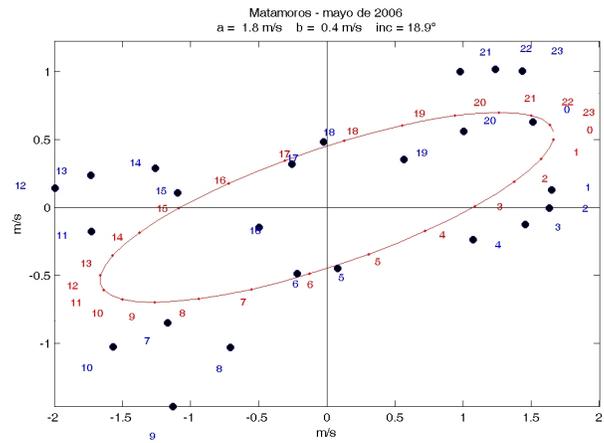
42055 - diciembre de 2006

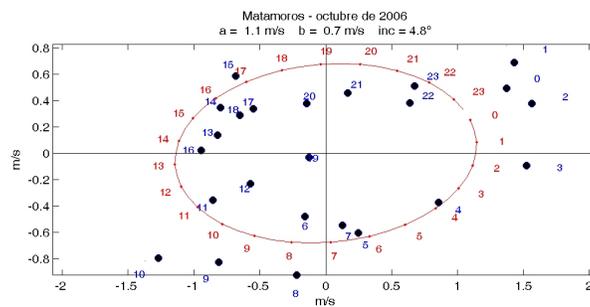
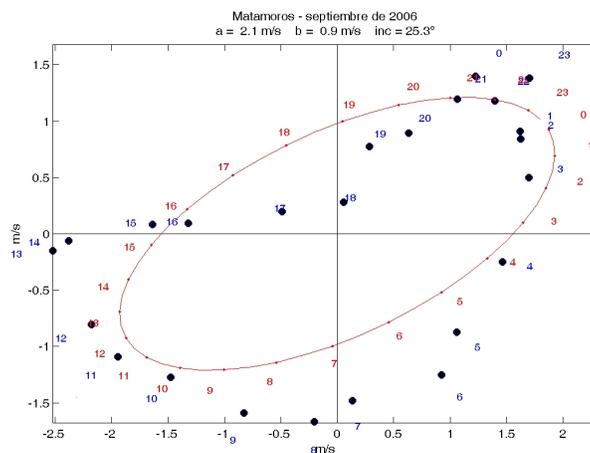
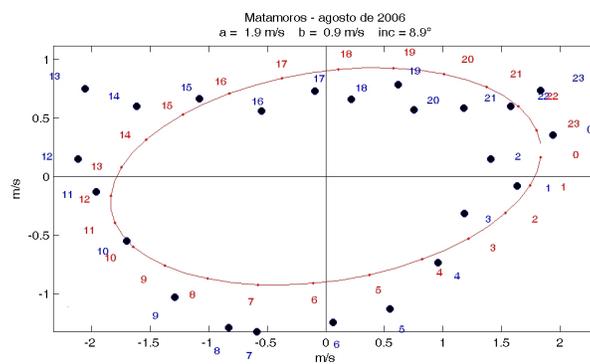


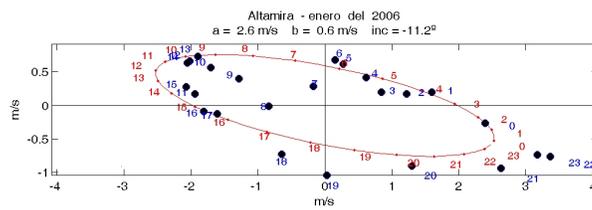
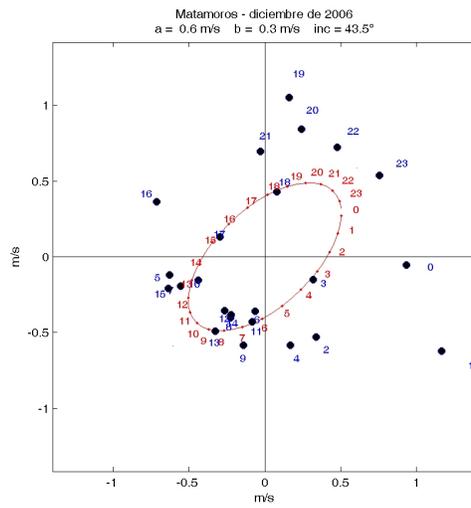
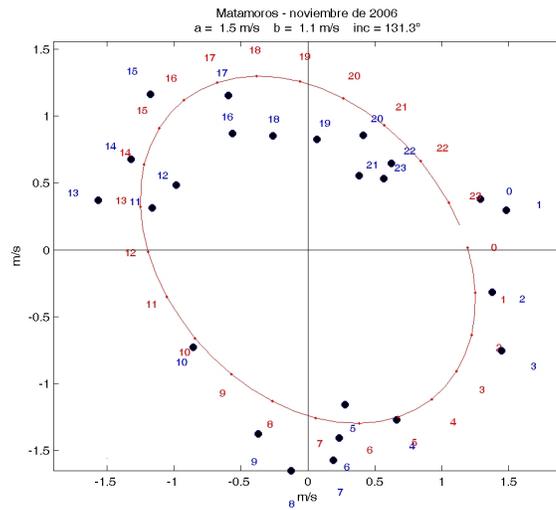
Hodogramas mensuales

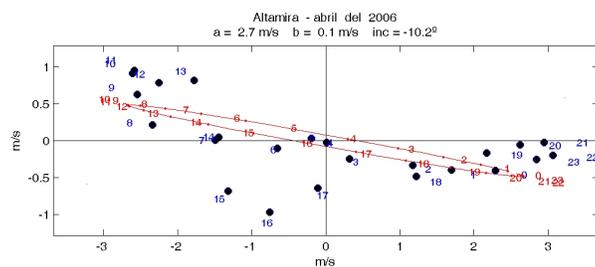
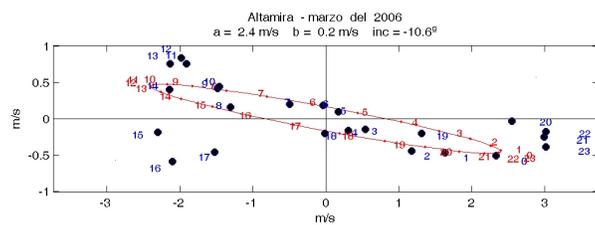
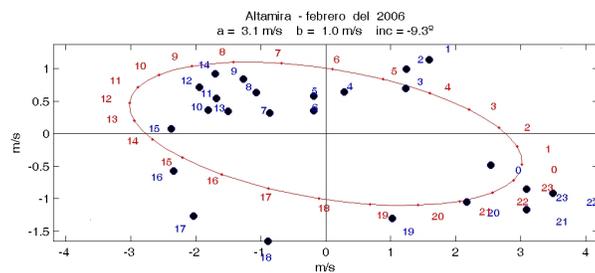
Las elipses calculadas con SVD fueron comparadas con los promedios de cada hora en el mes y puestas en las gráficas. La elipse calculada está marcada con una línea continua y los valores promedio son los círculos. Ambas tienen asociada la hora GMT cuando se le asocia ese vector de viento.

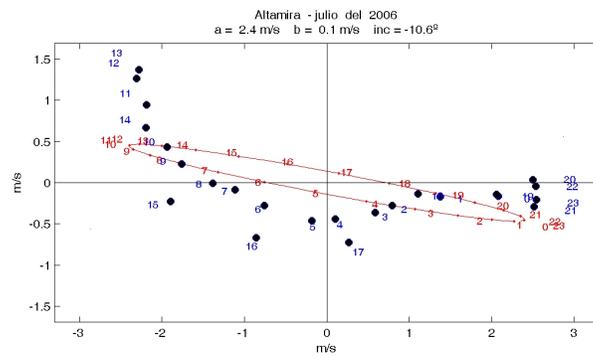
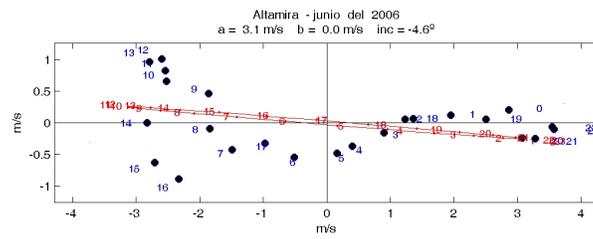
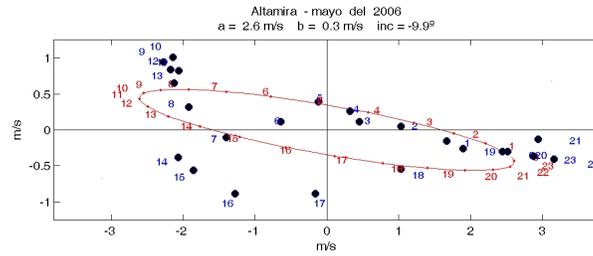


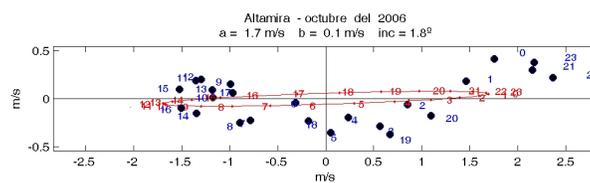
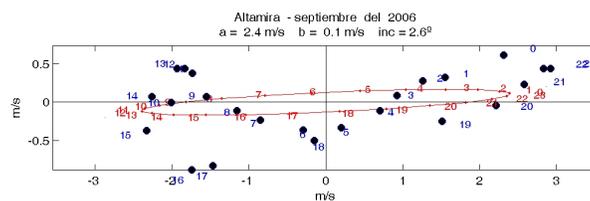
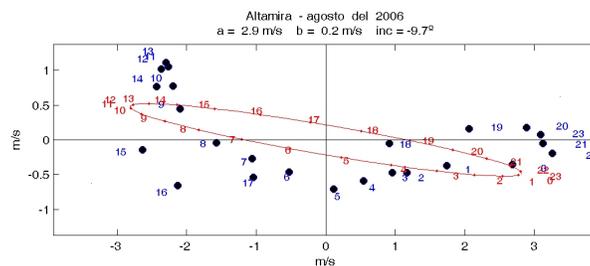


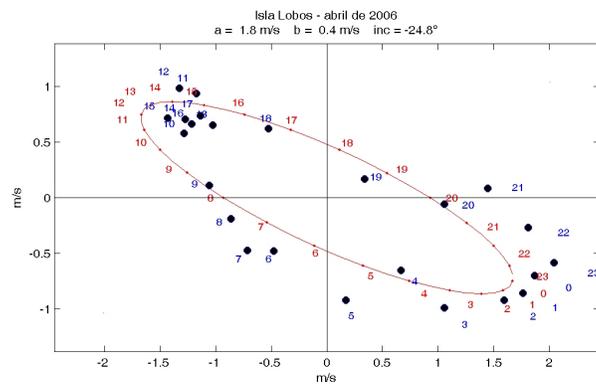
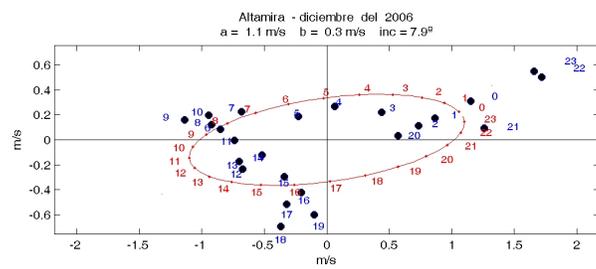
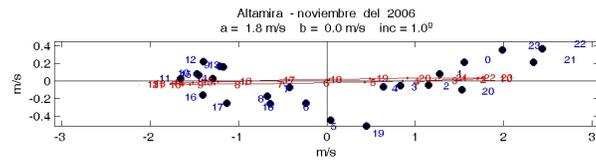


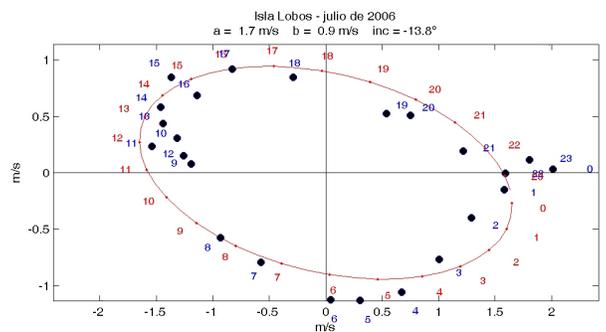
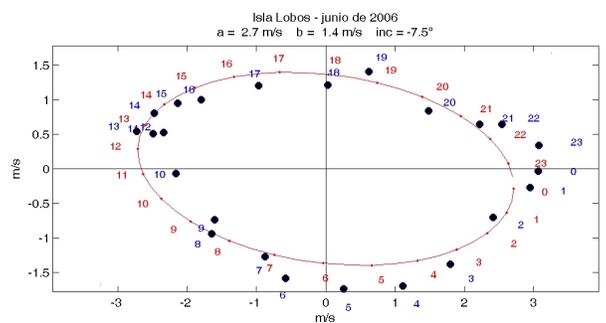
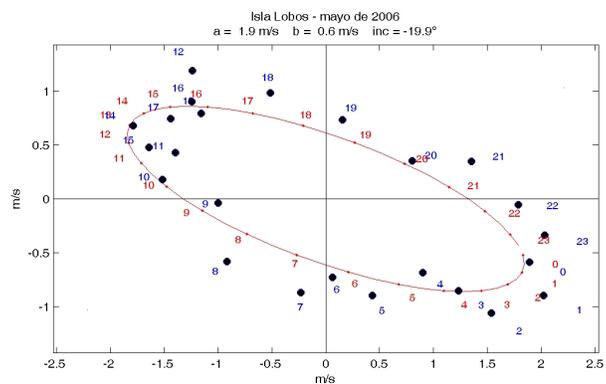


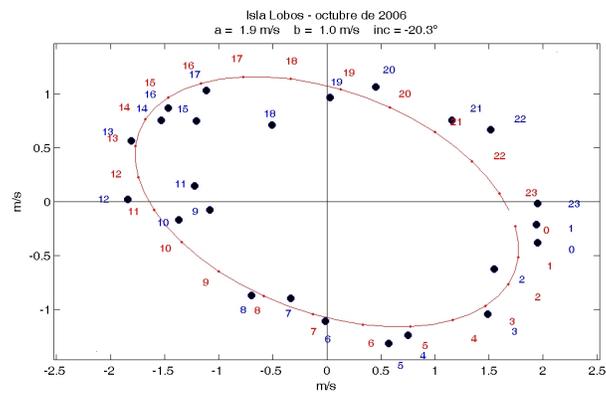
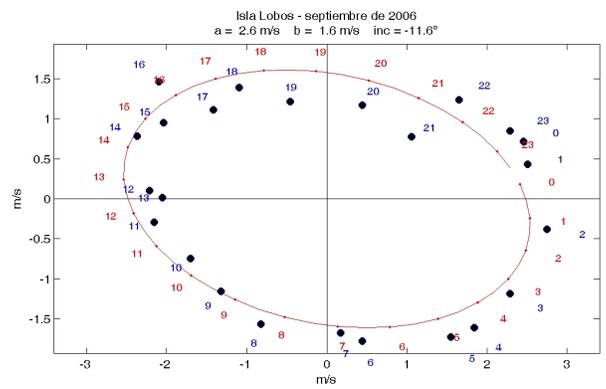
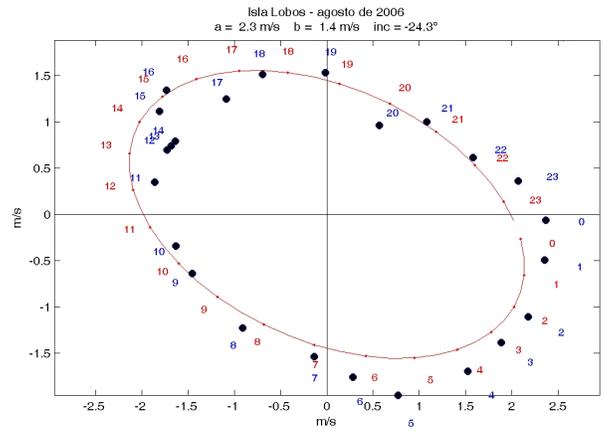


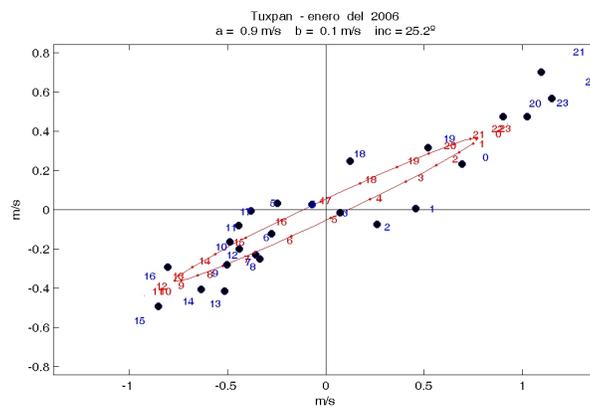
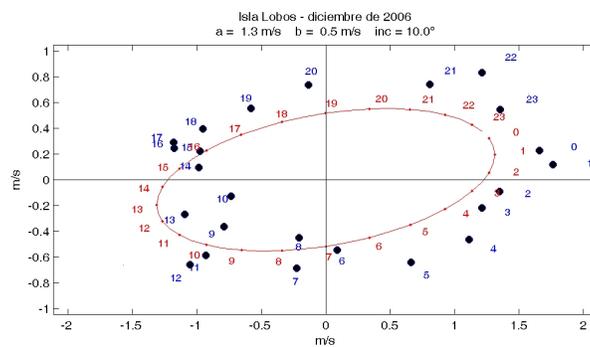
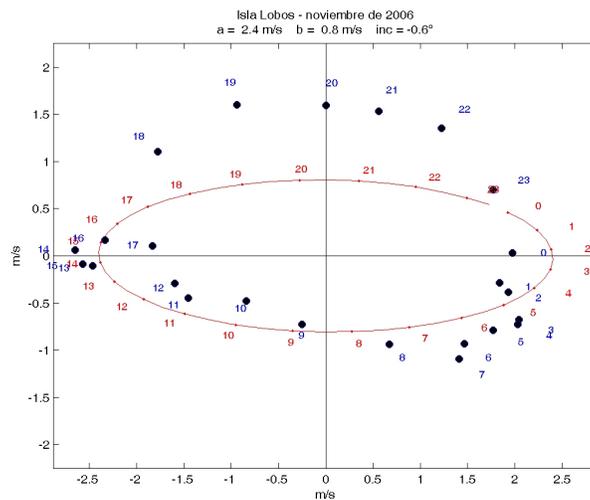


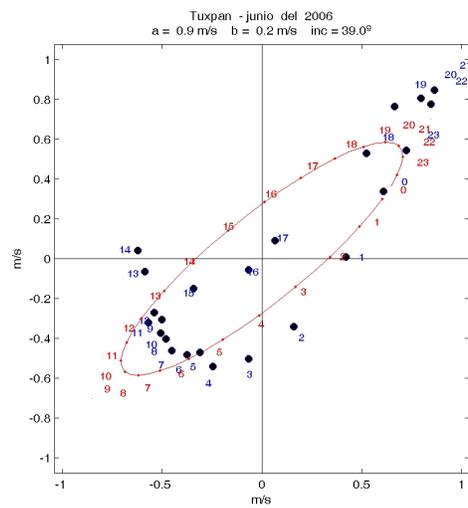
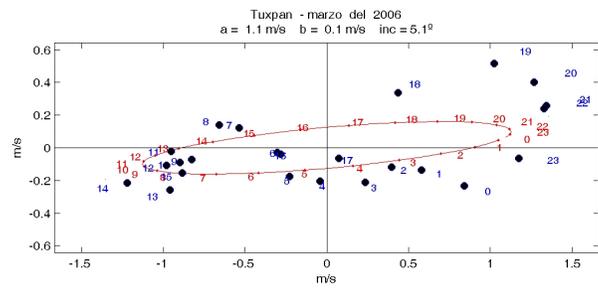
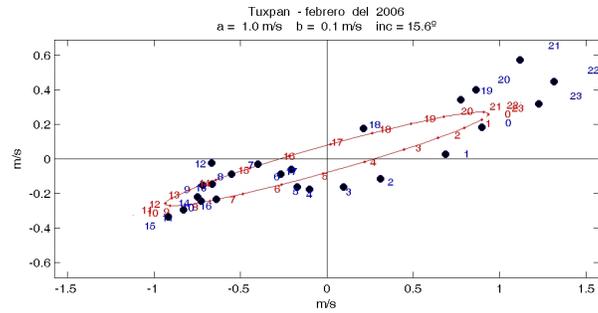


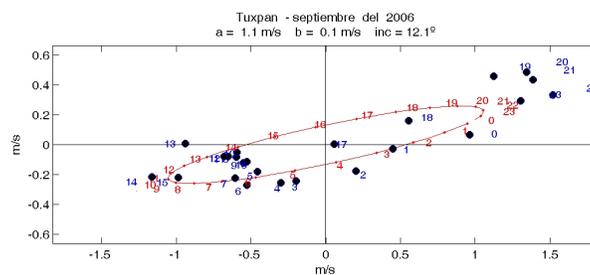
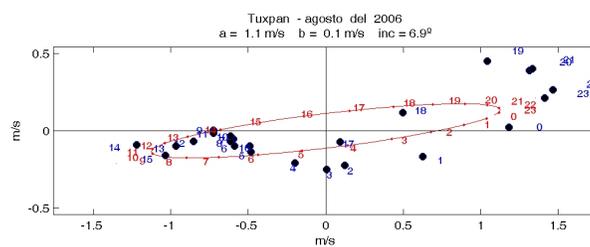
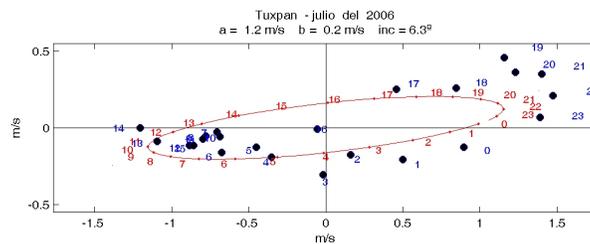


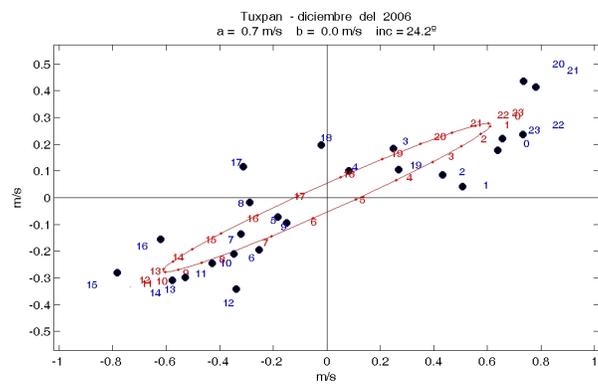
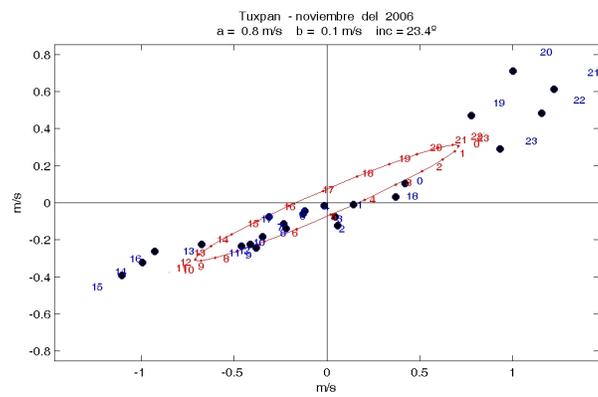
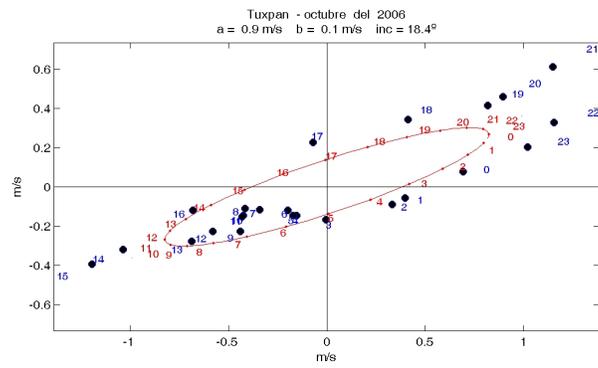


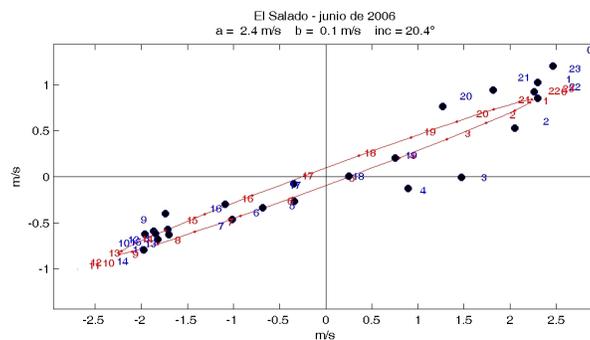
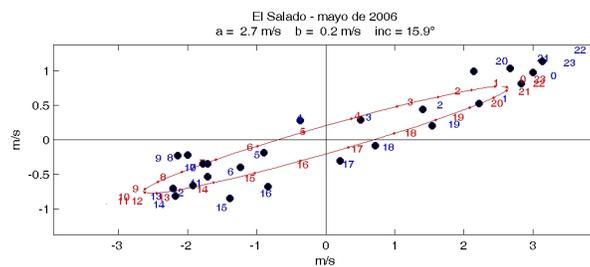
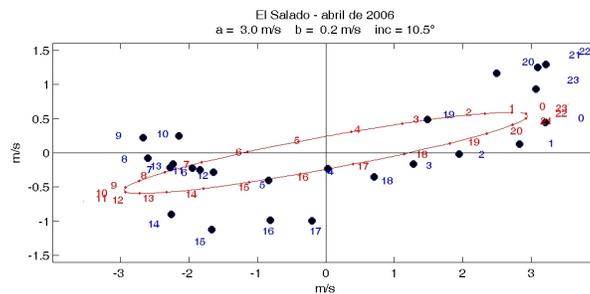


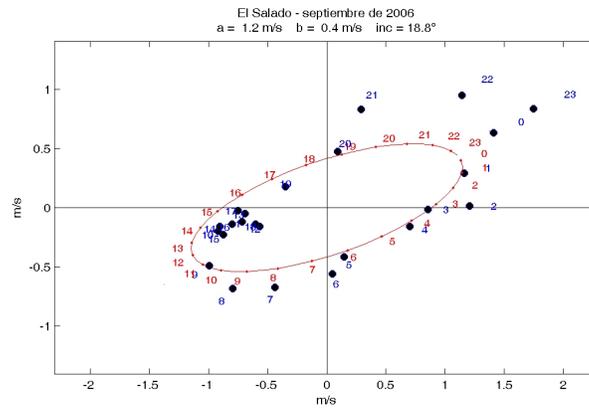
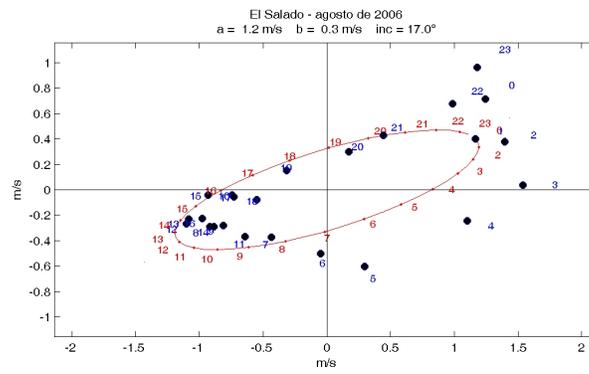
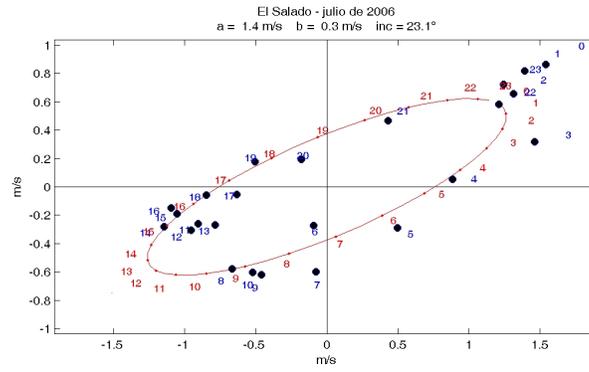


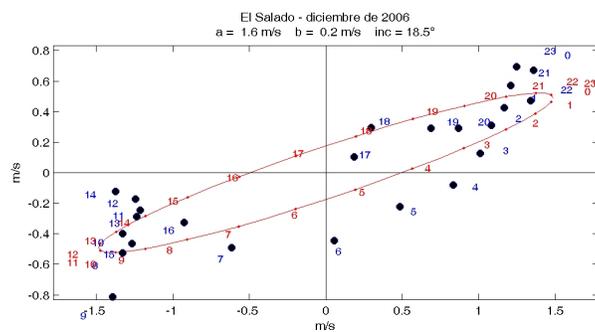
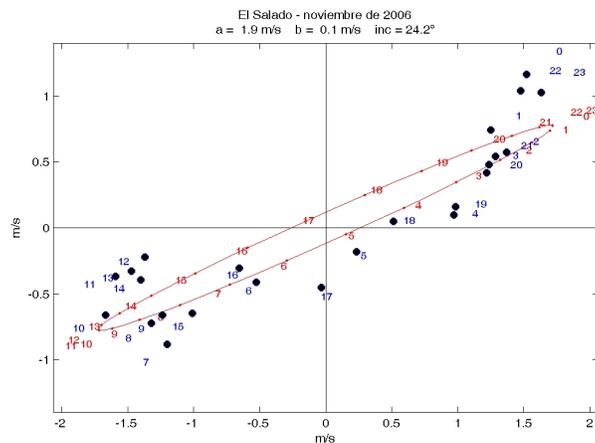
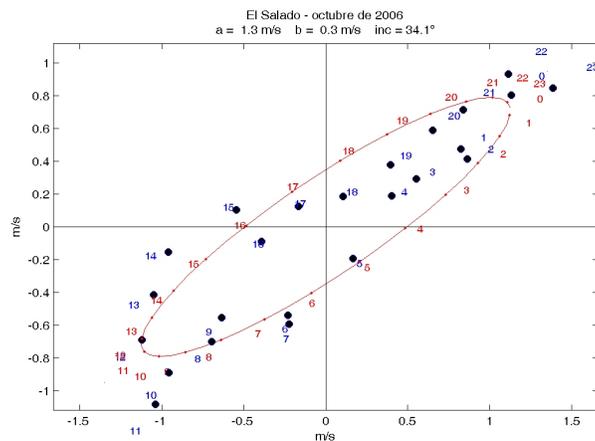


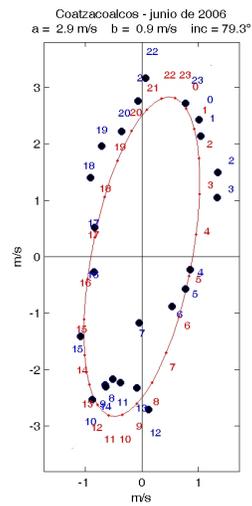
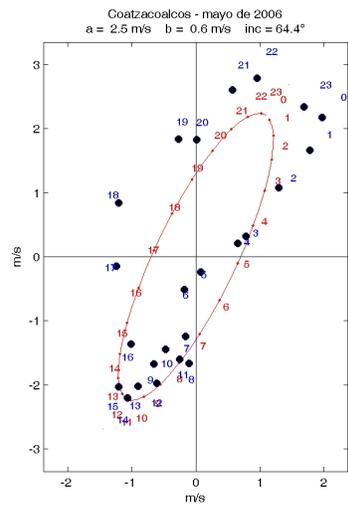
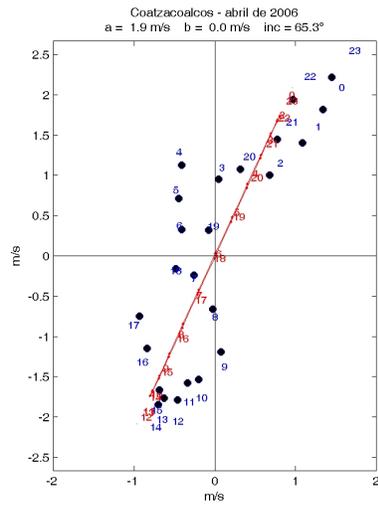


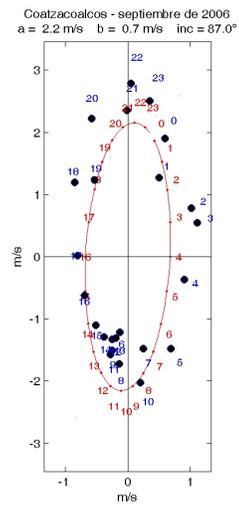
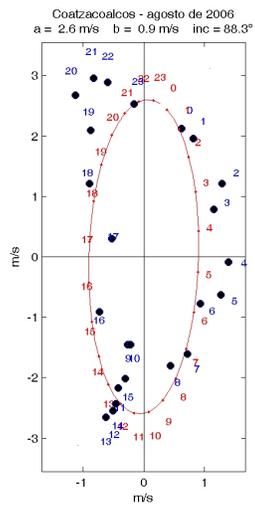
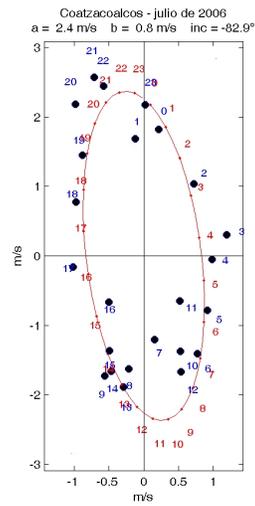


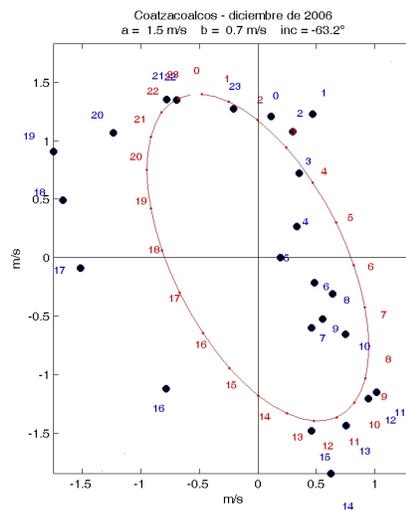
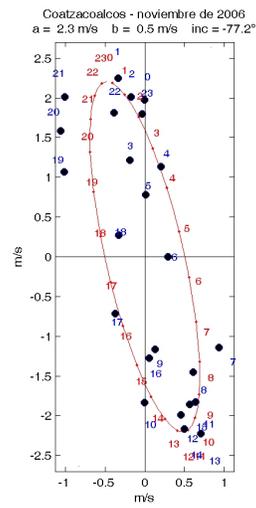
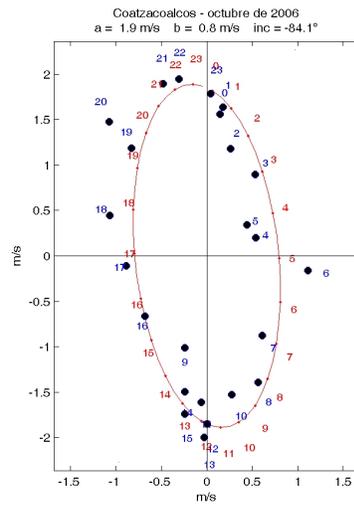


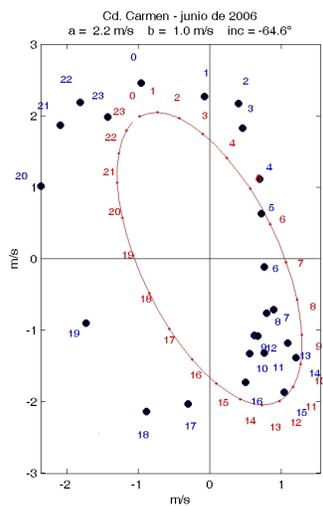
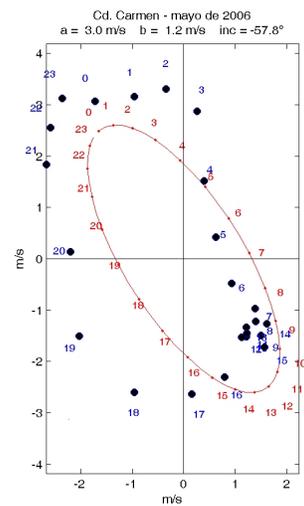
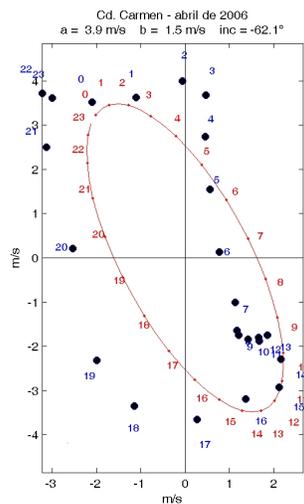


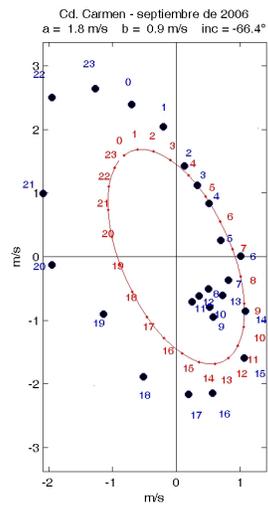
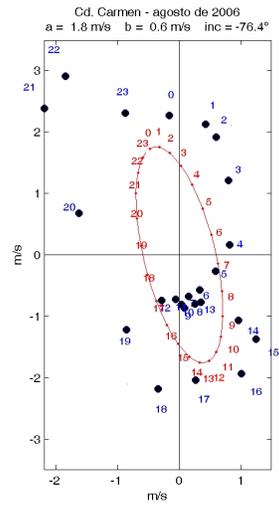
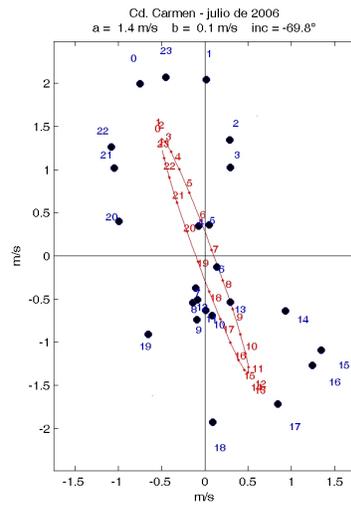


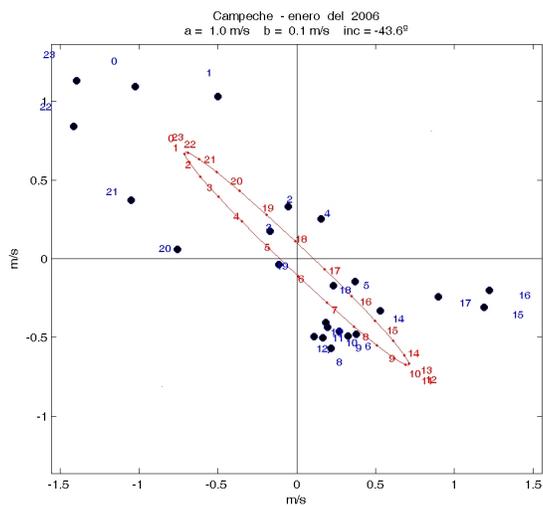
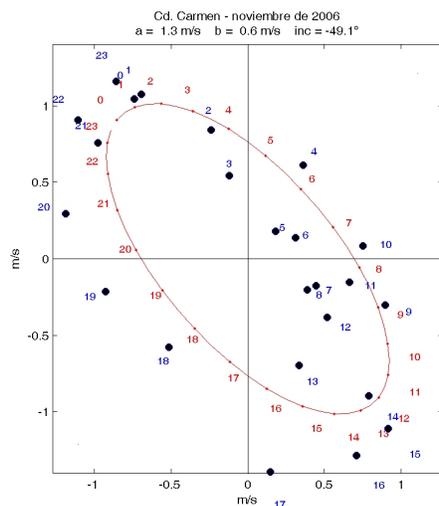
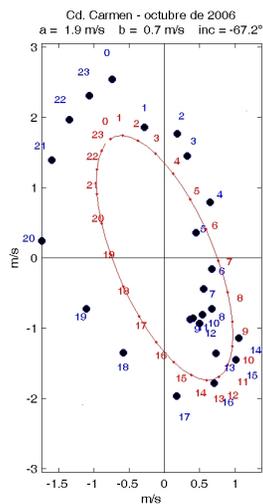


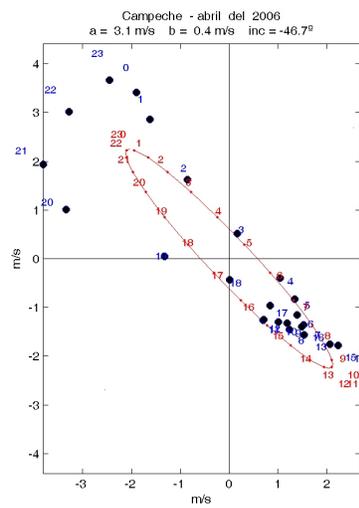
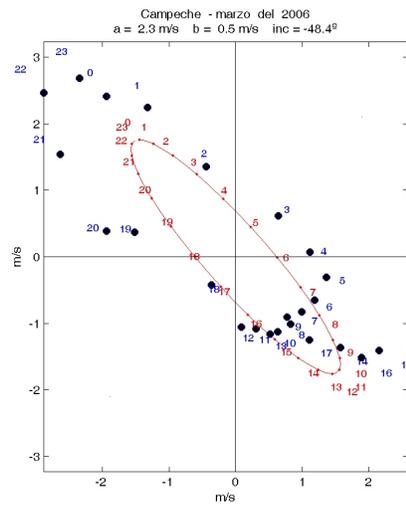
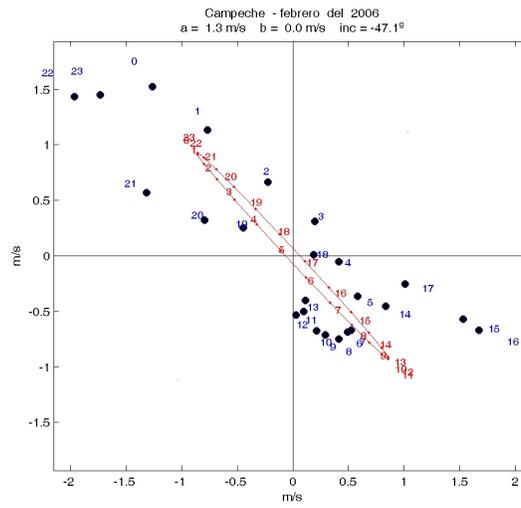


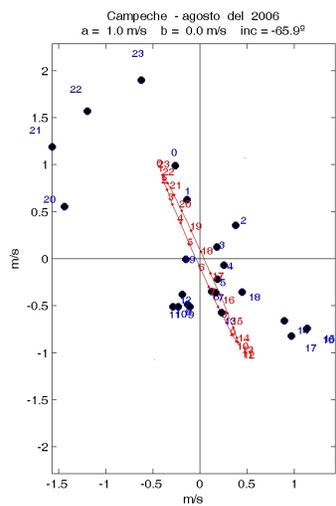
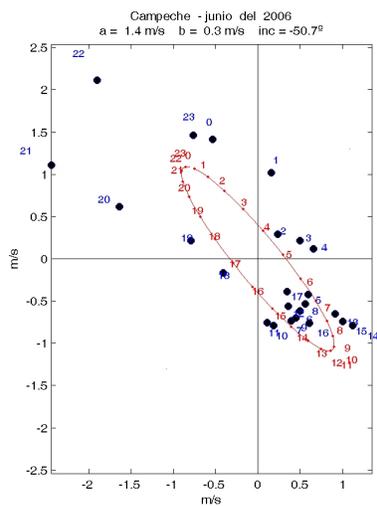
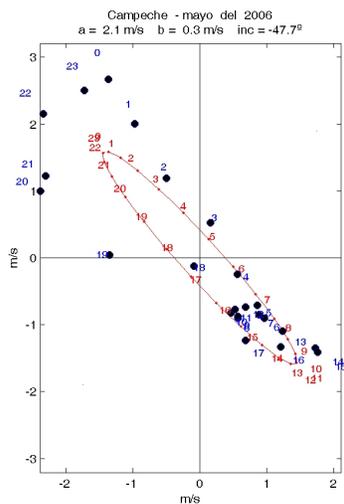


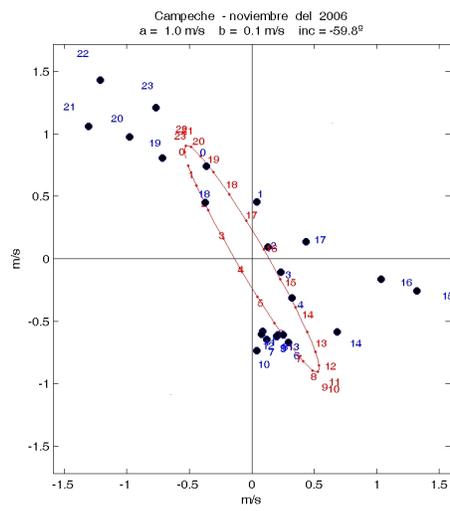
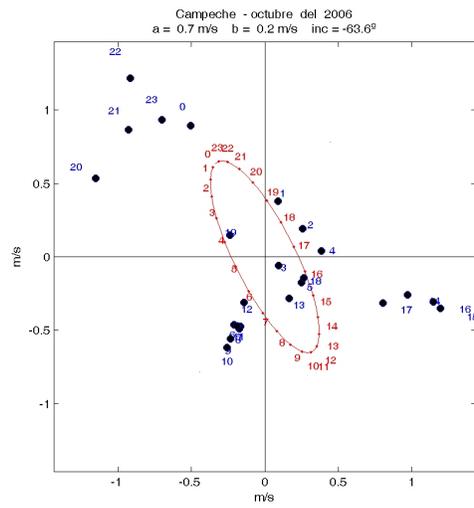
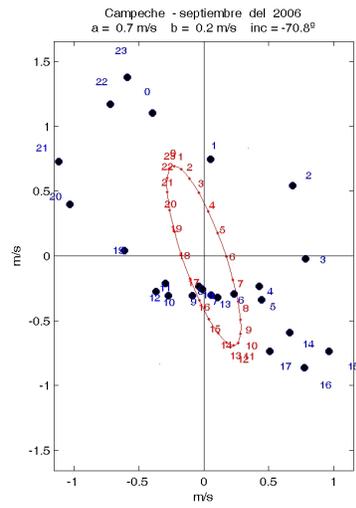


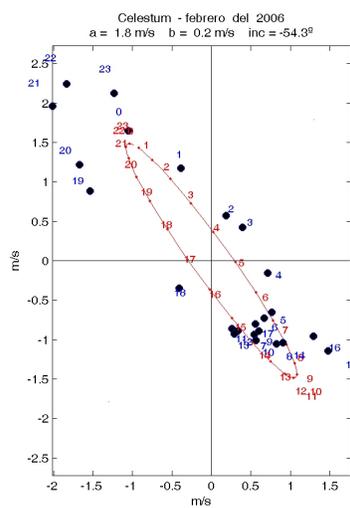
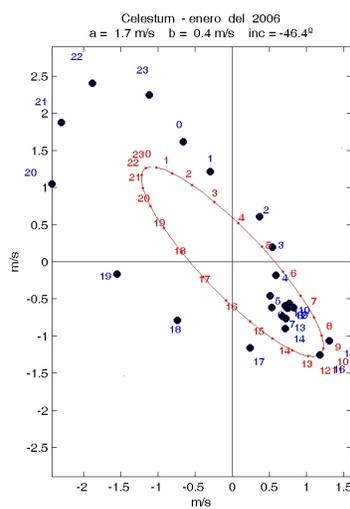
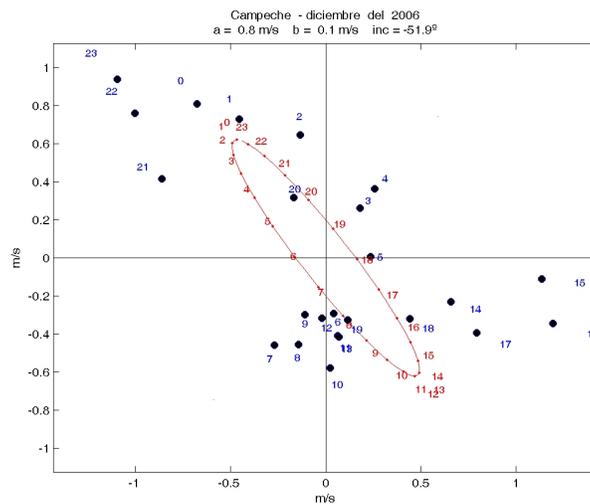


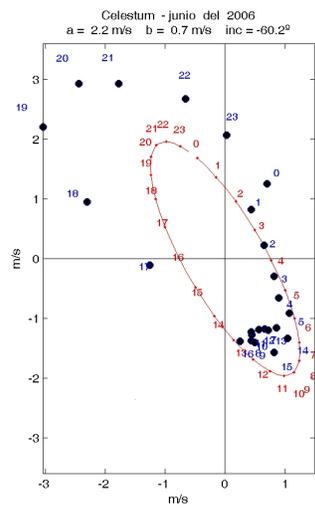
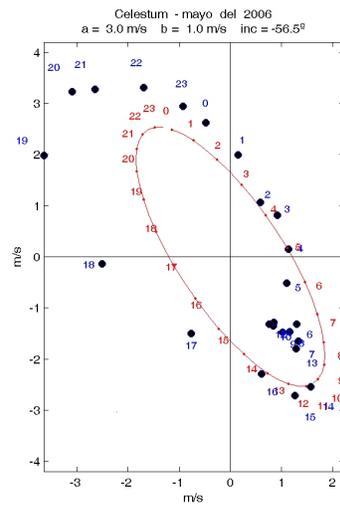
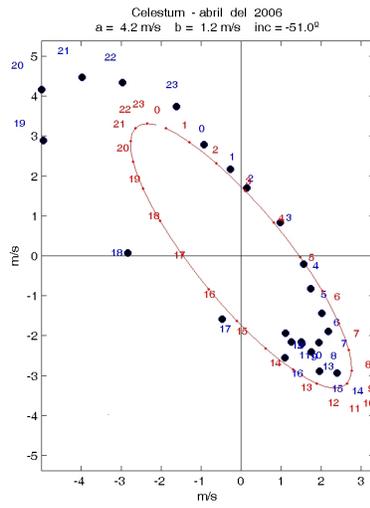


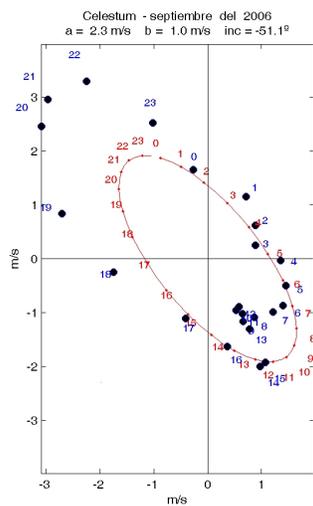
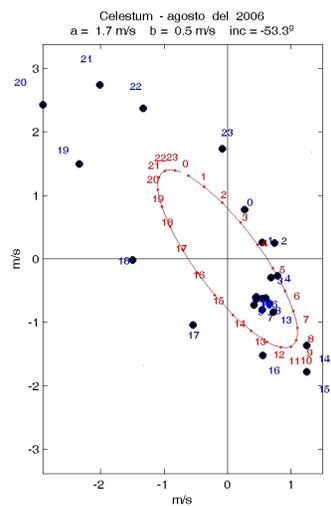
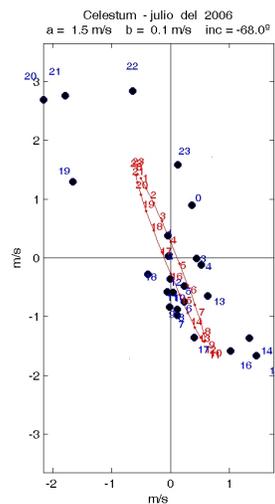


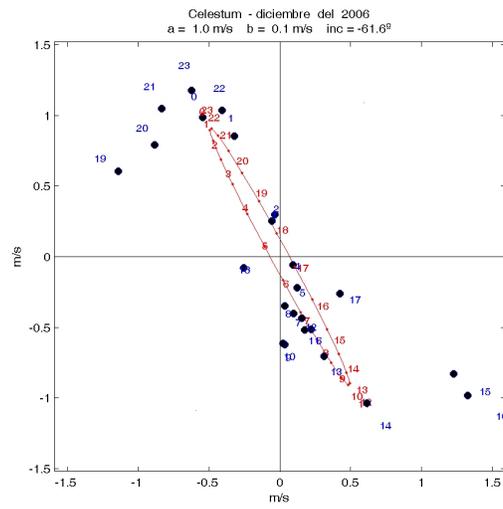
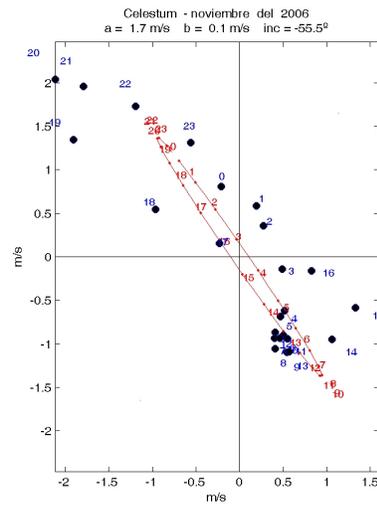
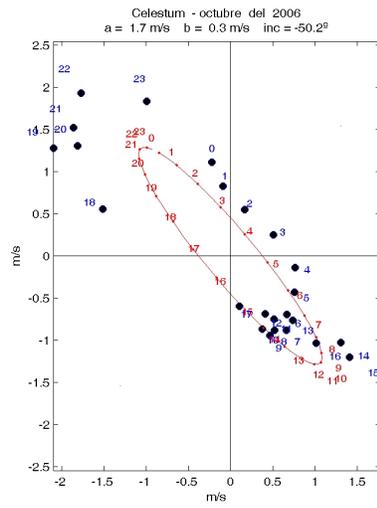


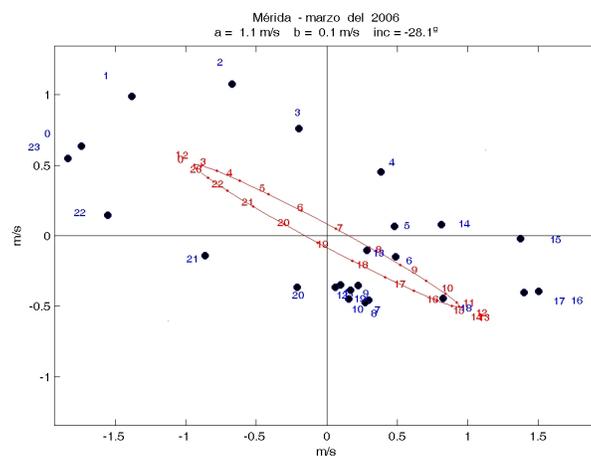
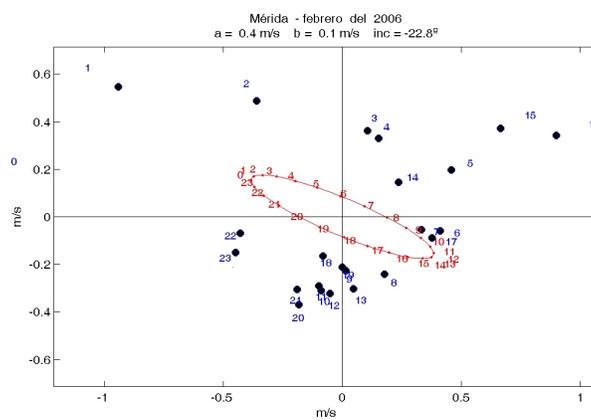
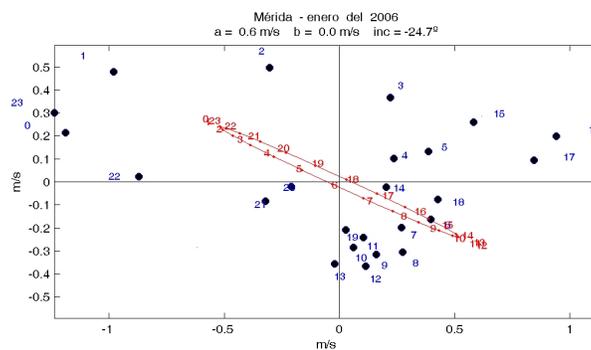


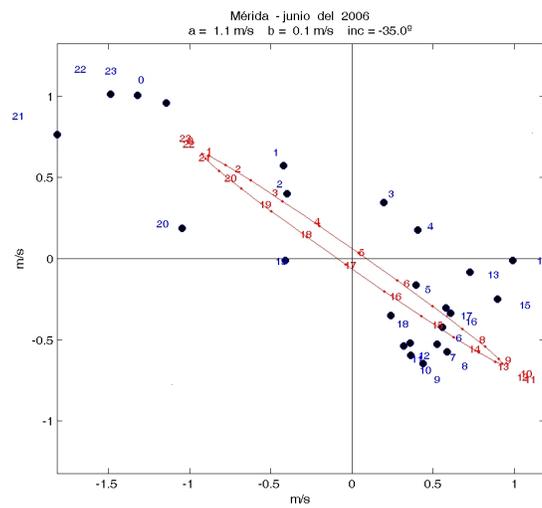
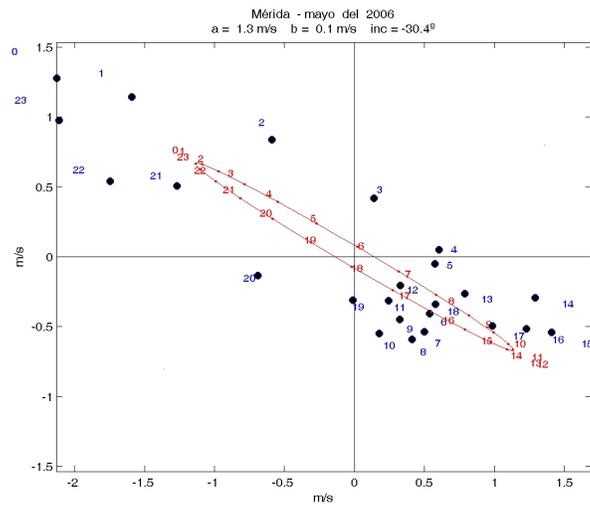
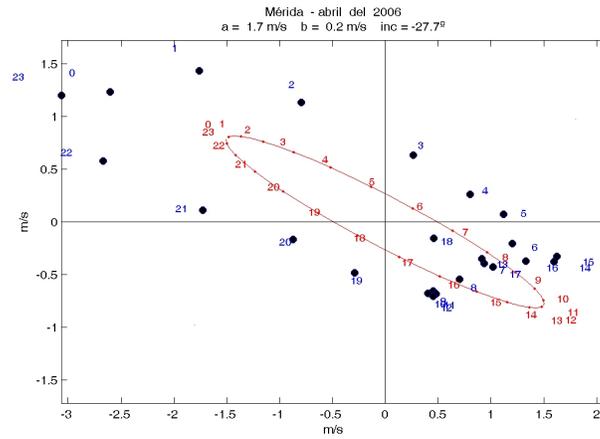


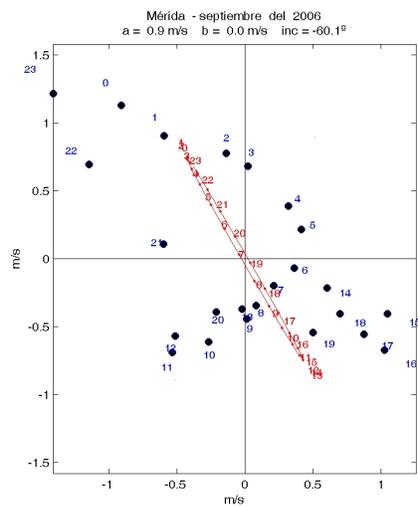
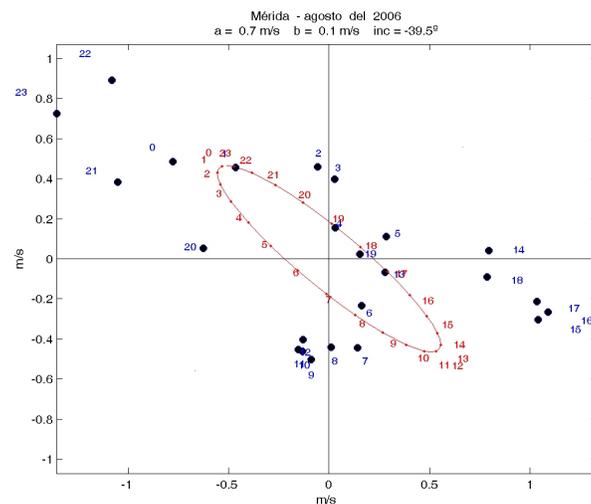
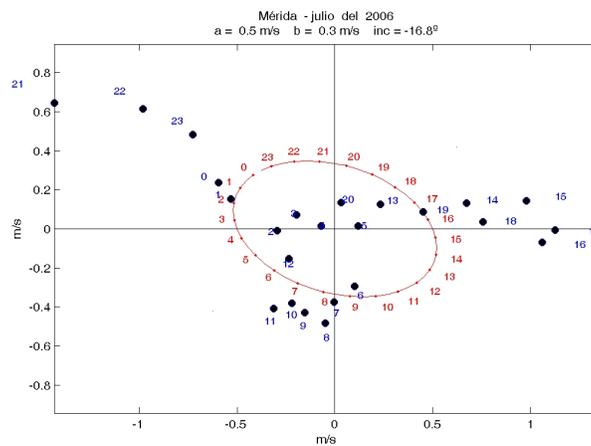


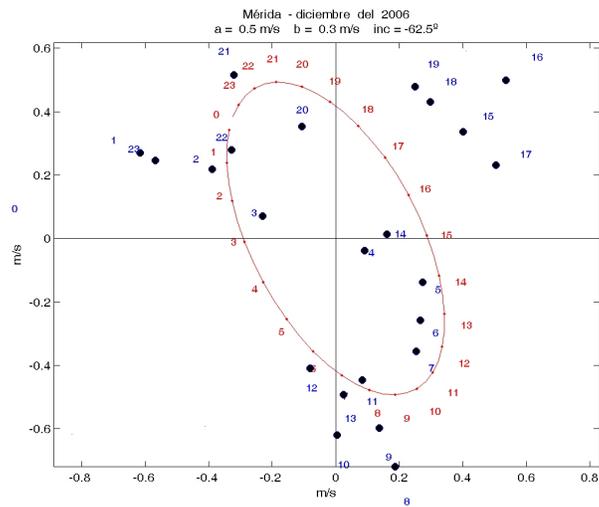
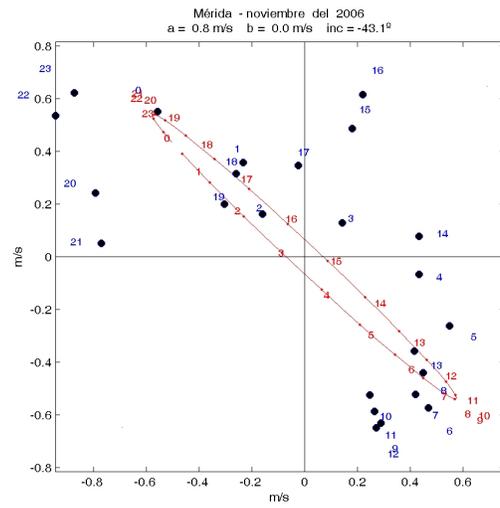
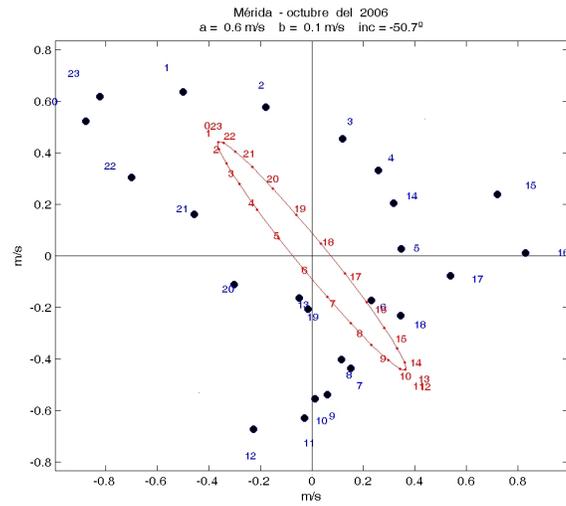


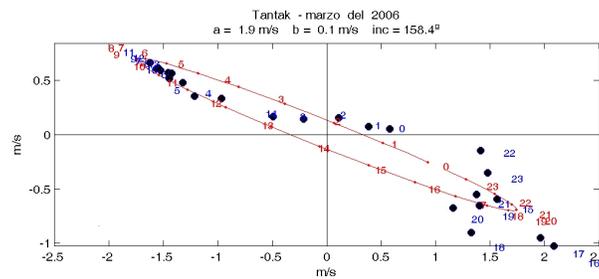
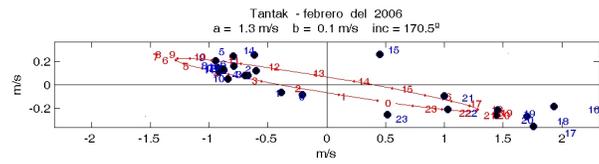
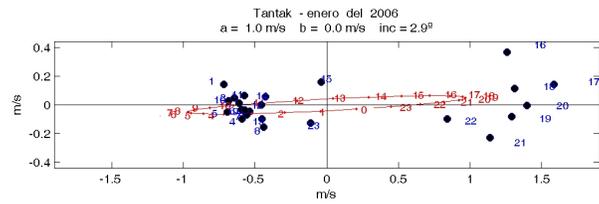


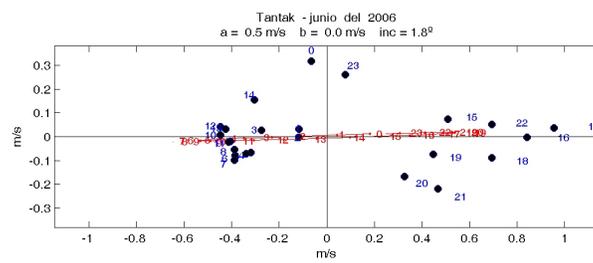
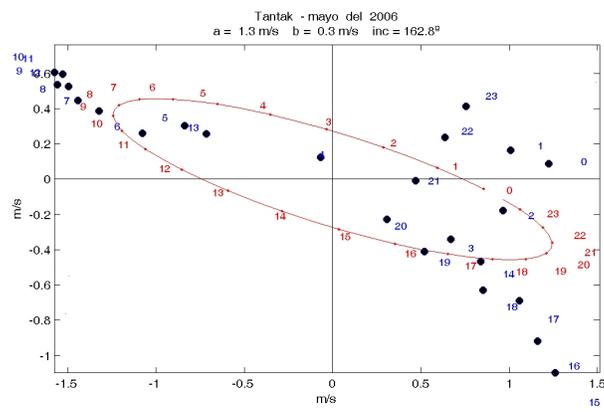
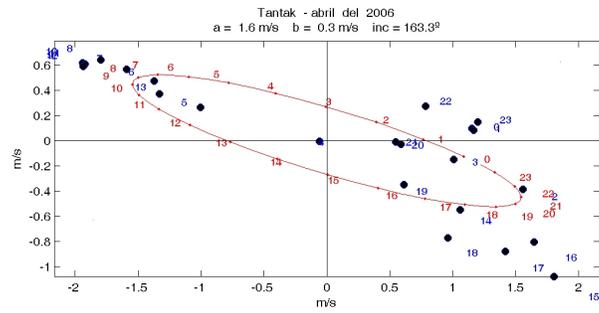


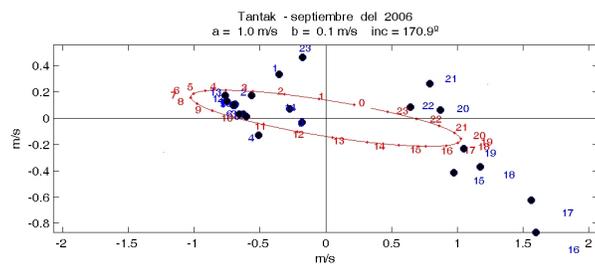
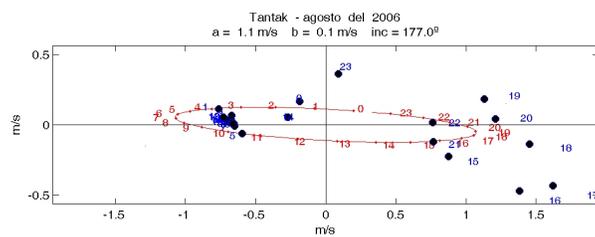
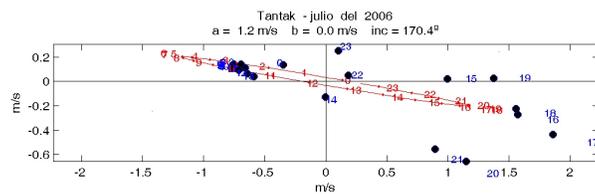


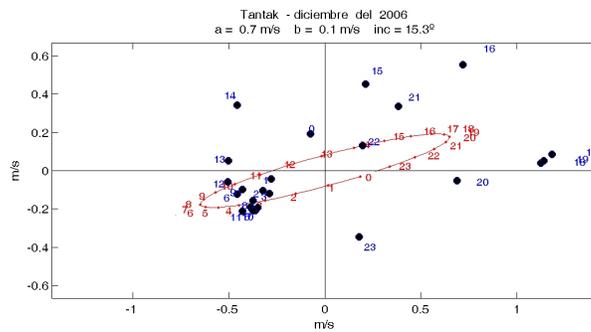
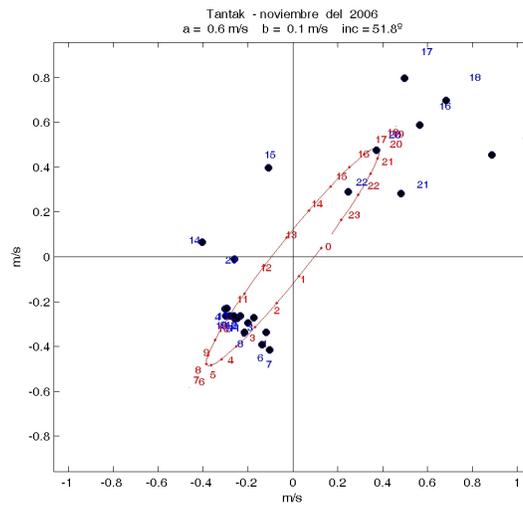
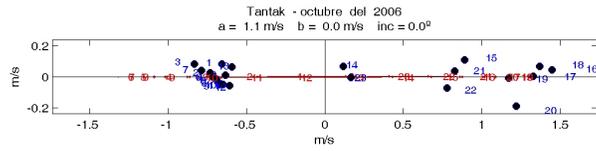


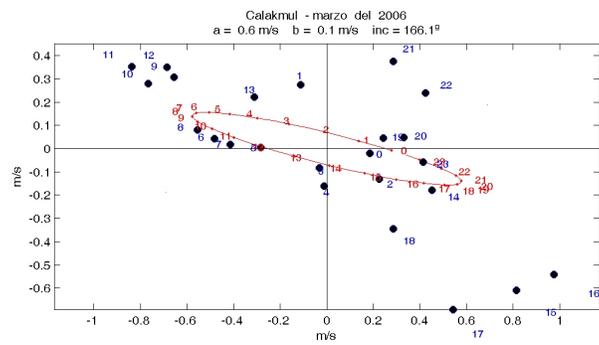
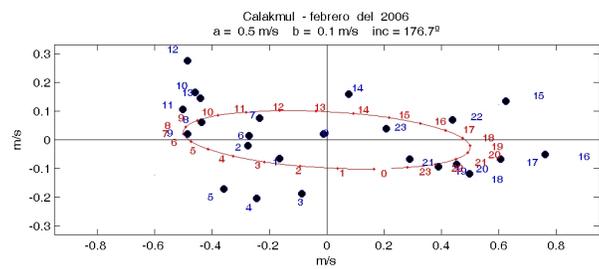
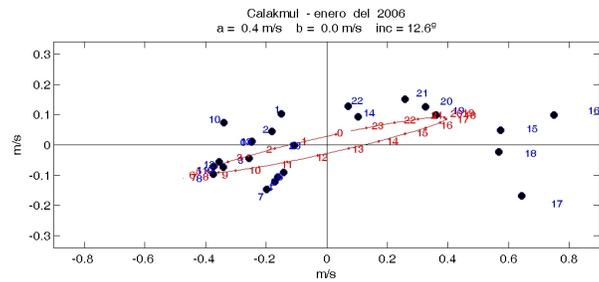


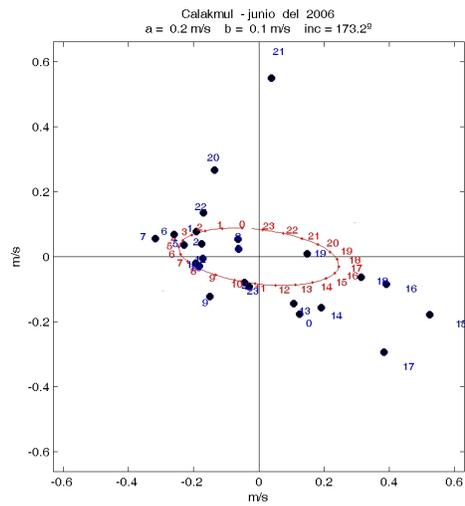
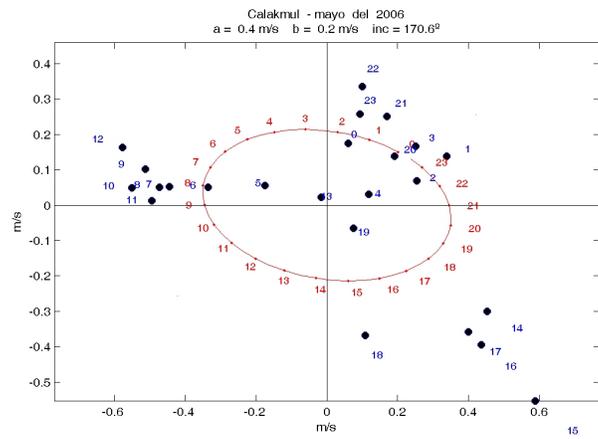
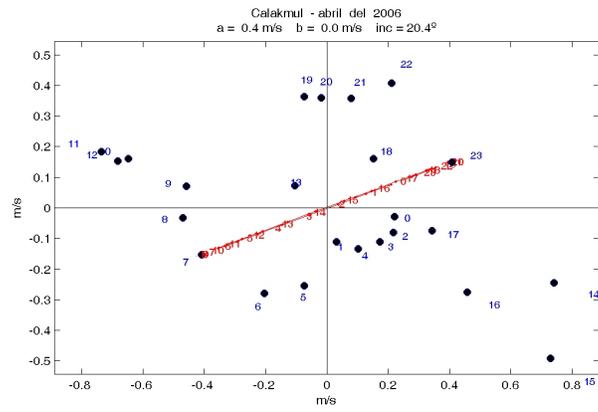


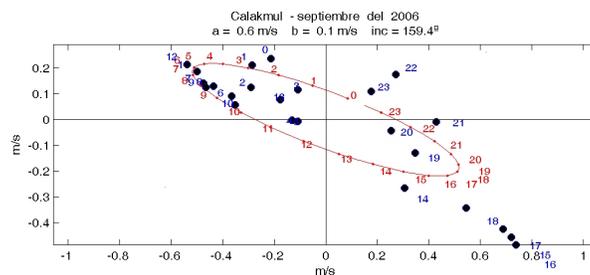
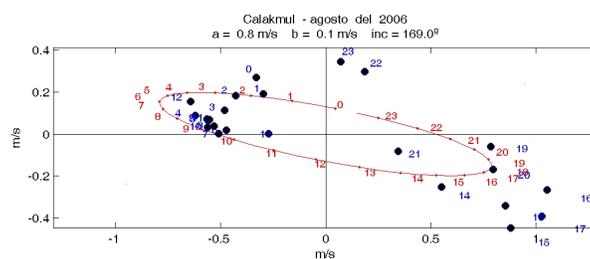
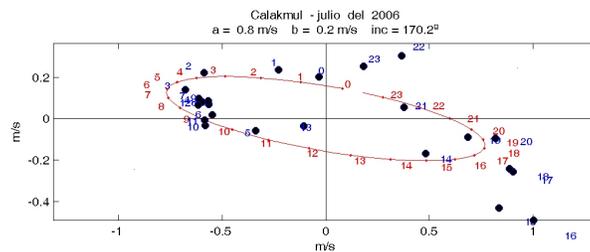


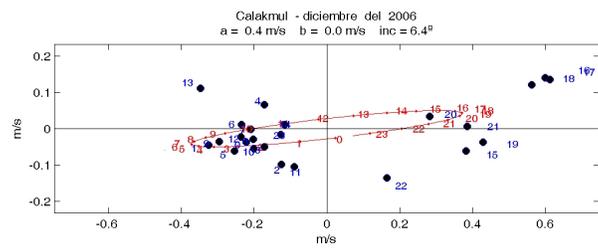
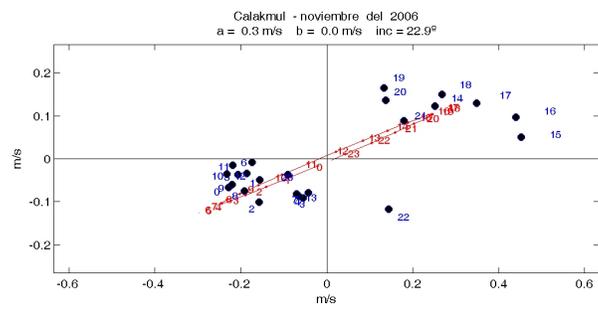
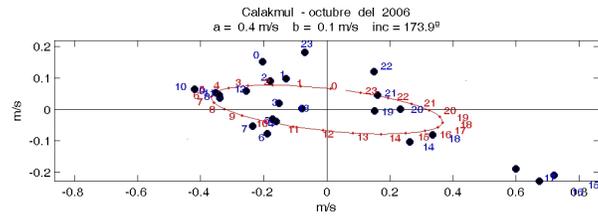


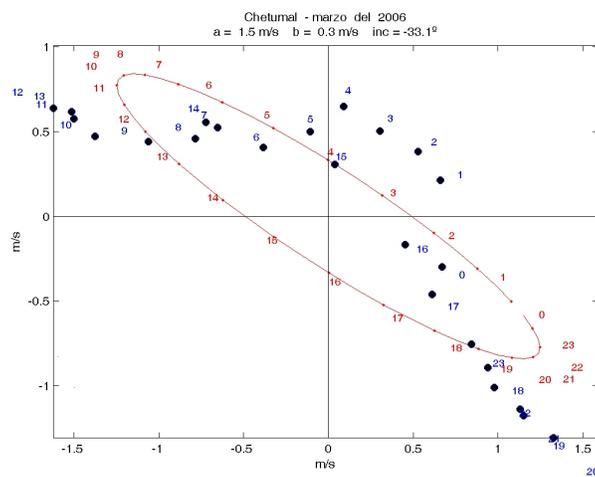
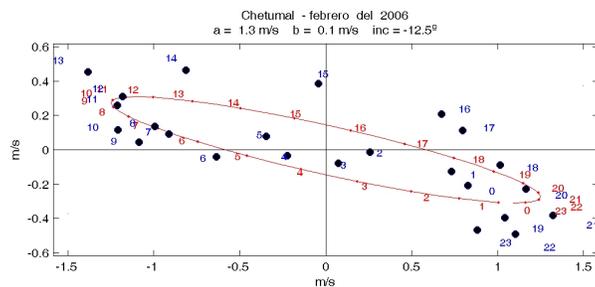
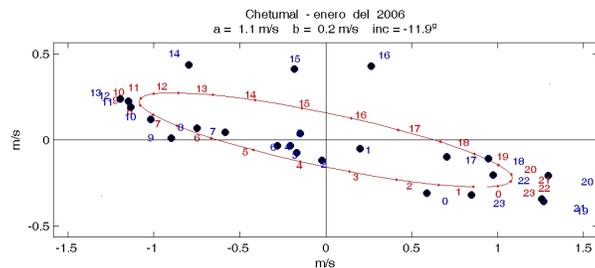


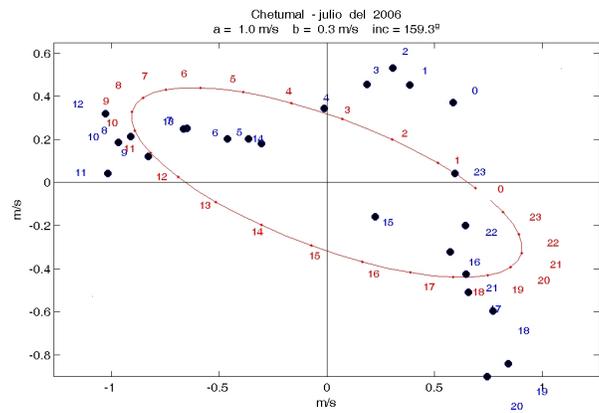
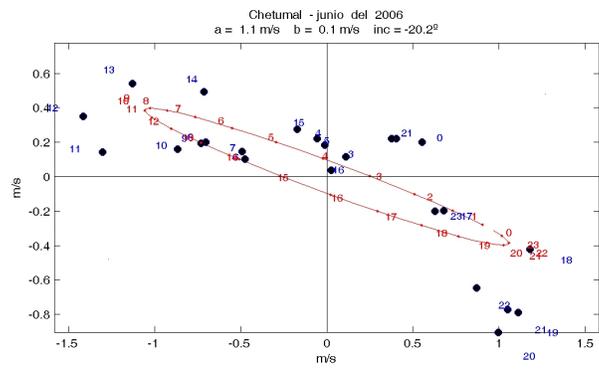
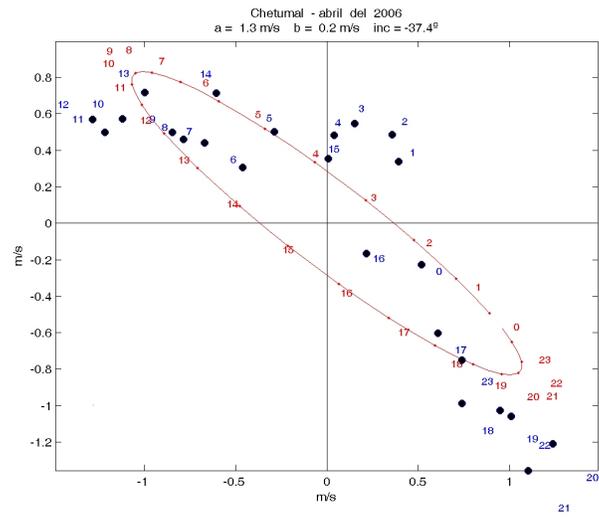


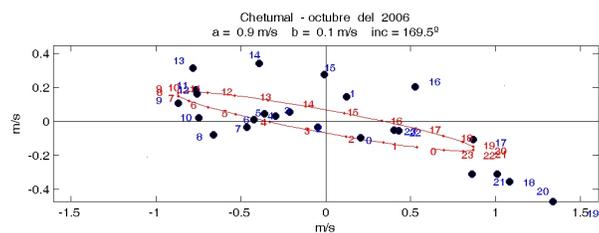
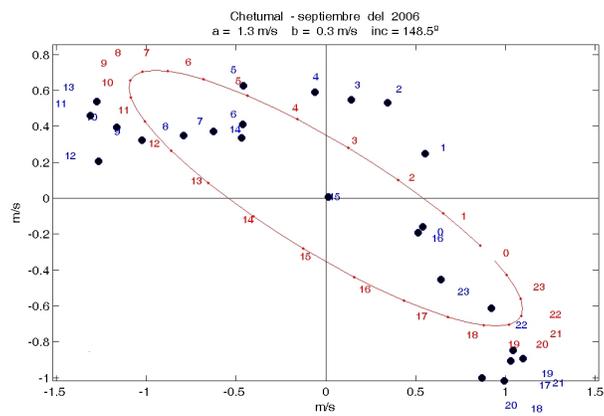
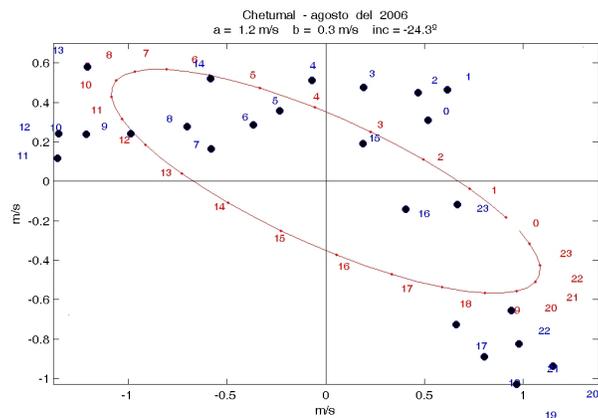


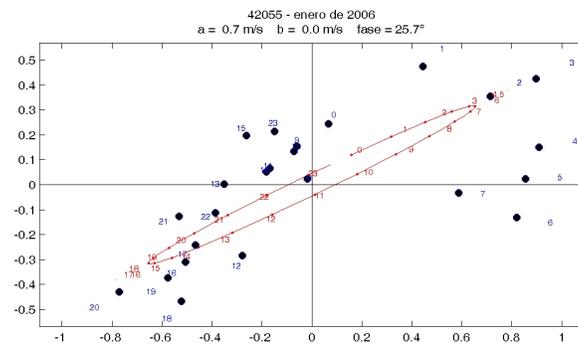
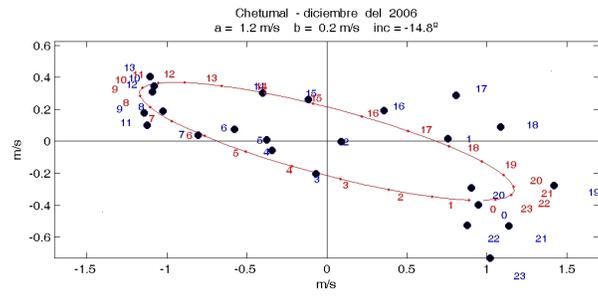
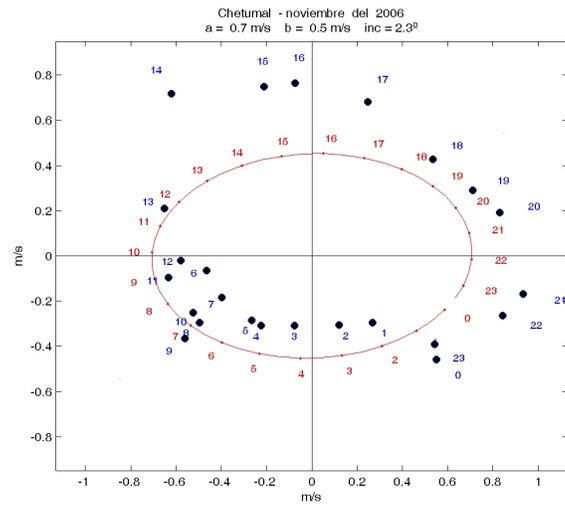


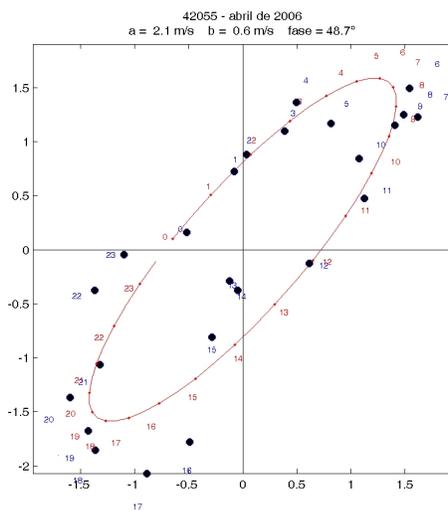
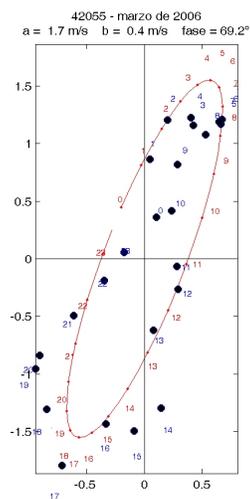
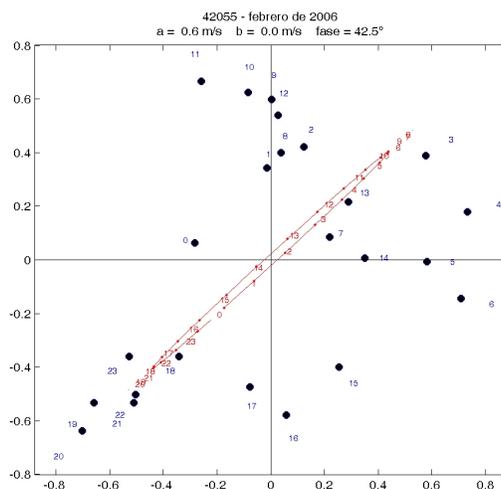


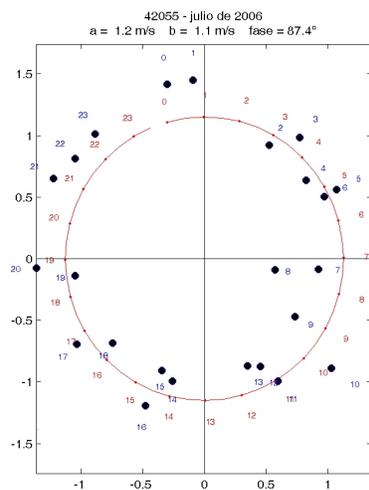
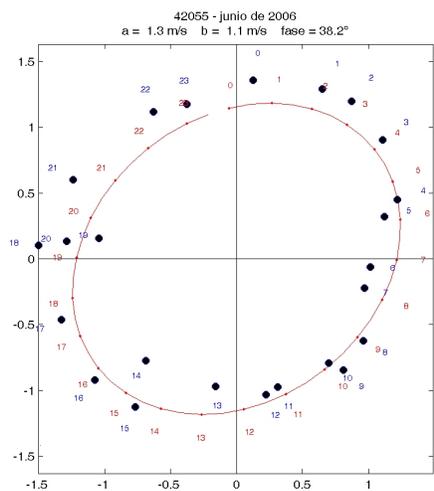
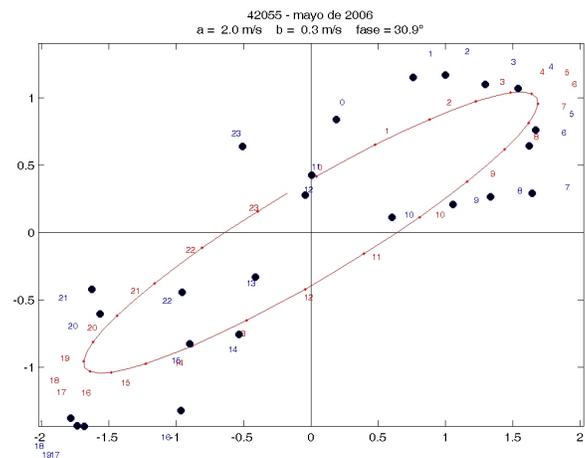


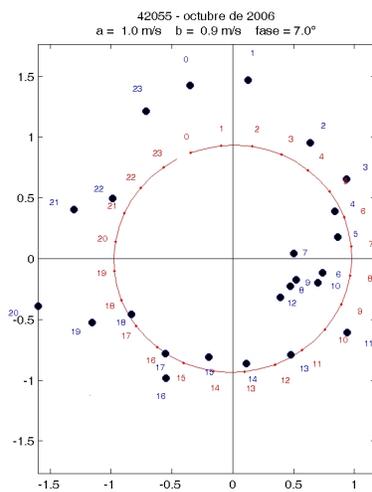
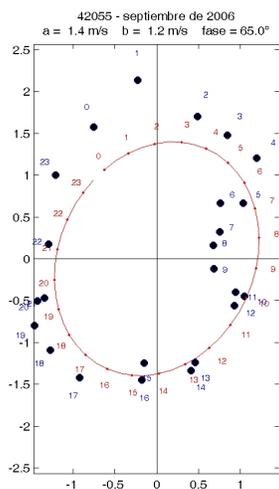
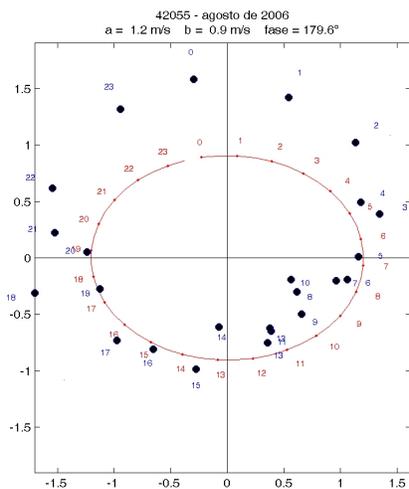


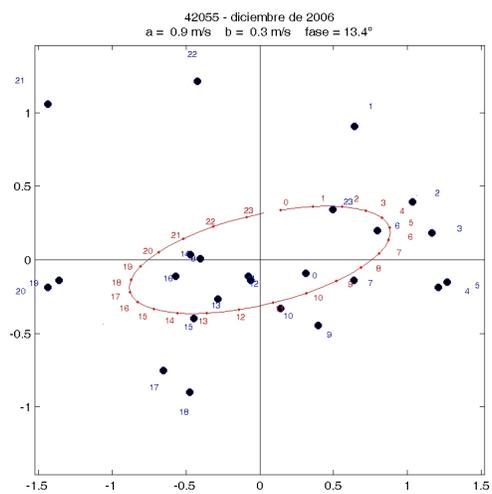
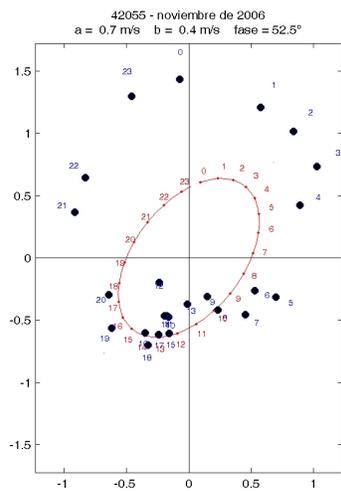






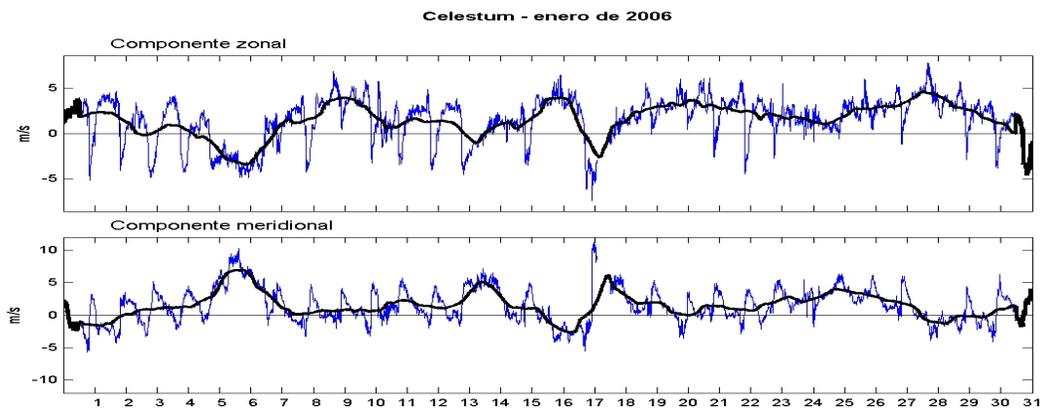


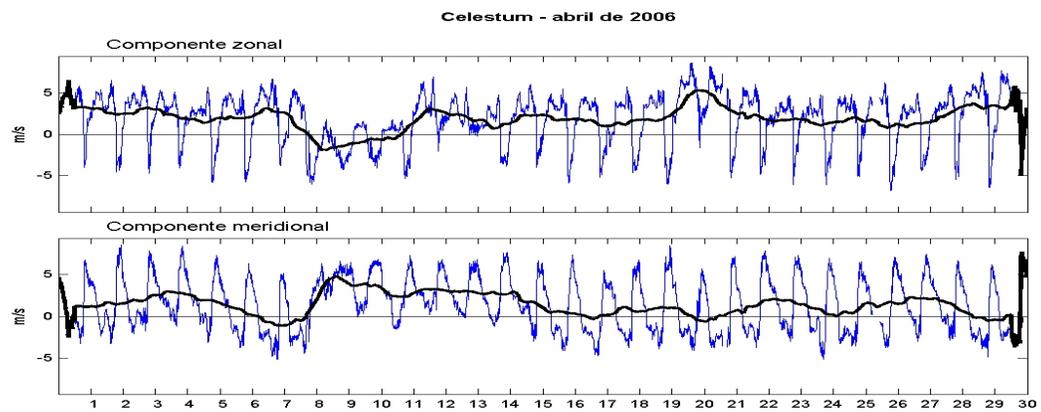
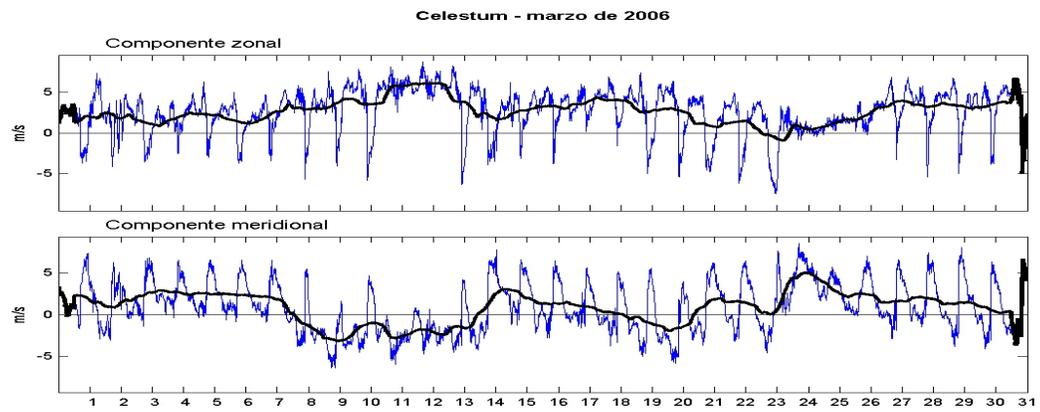
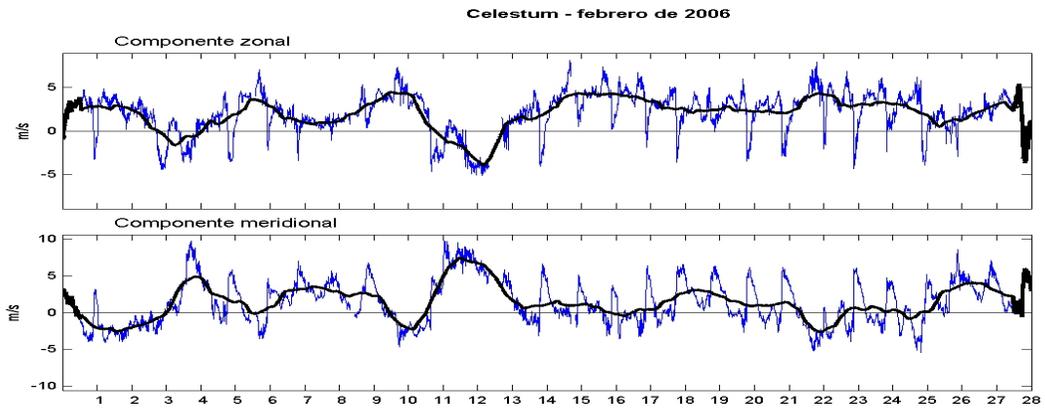


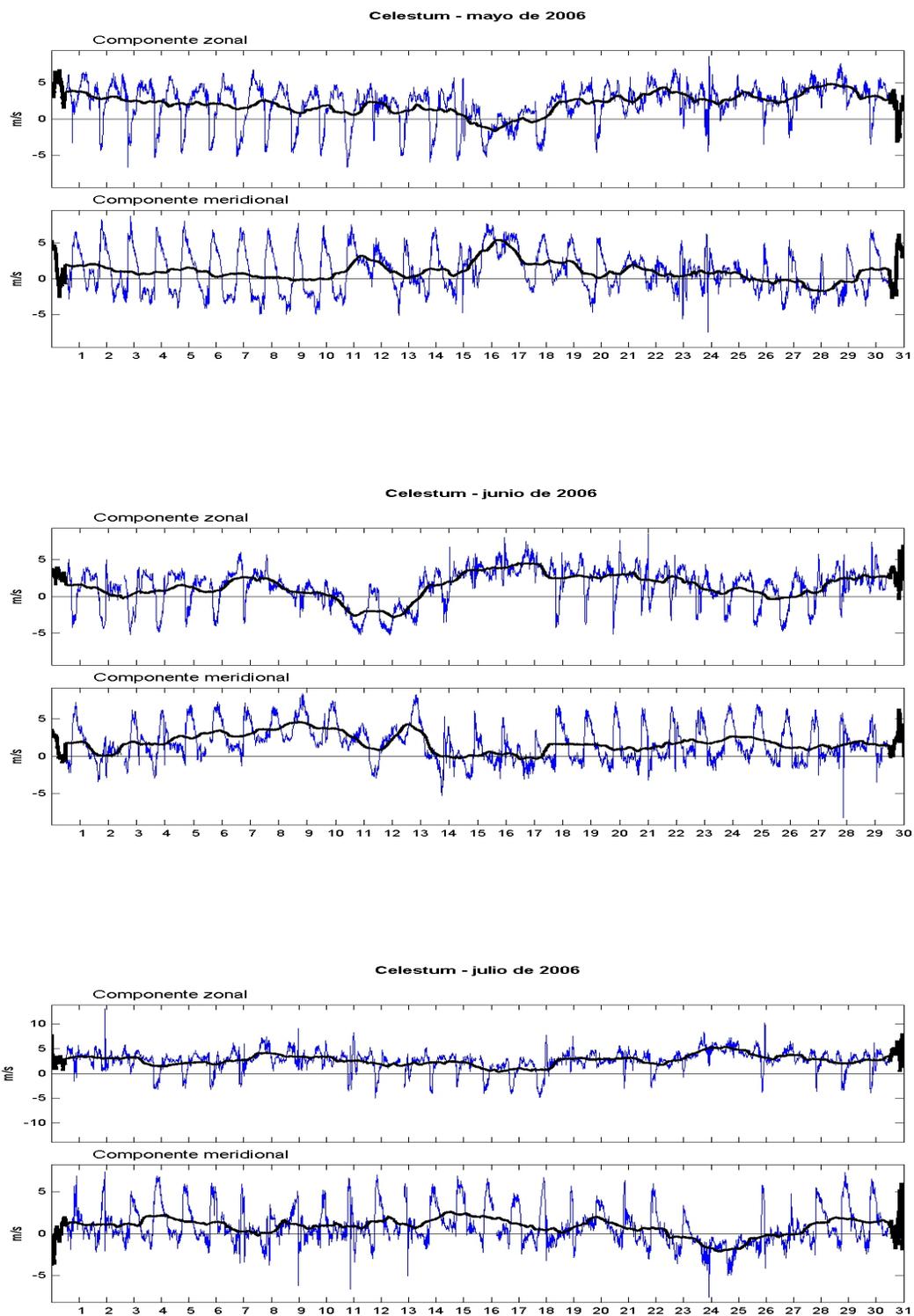


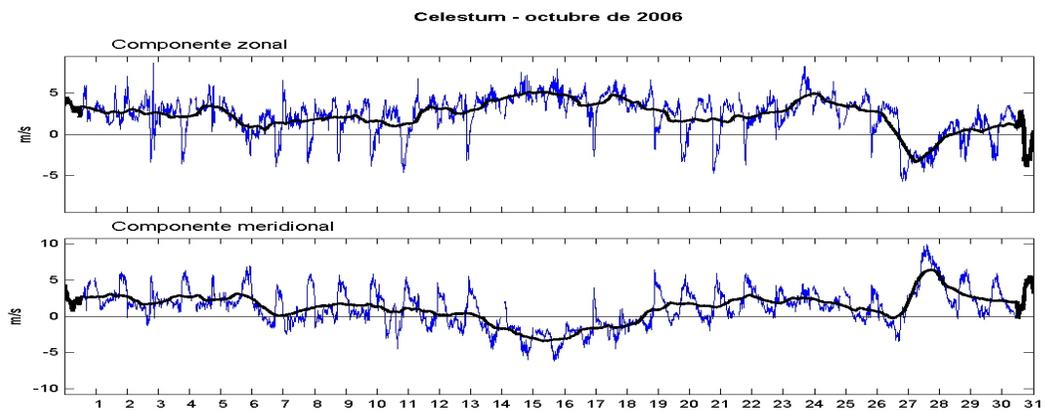
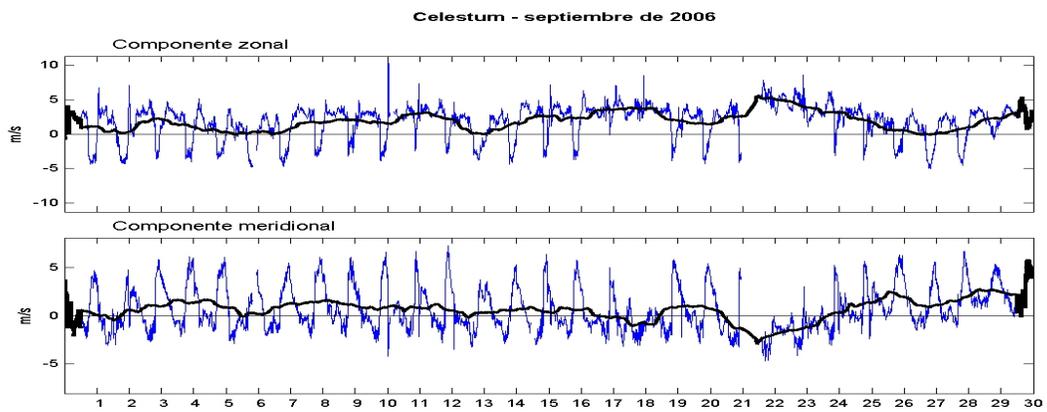
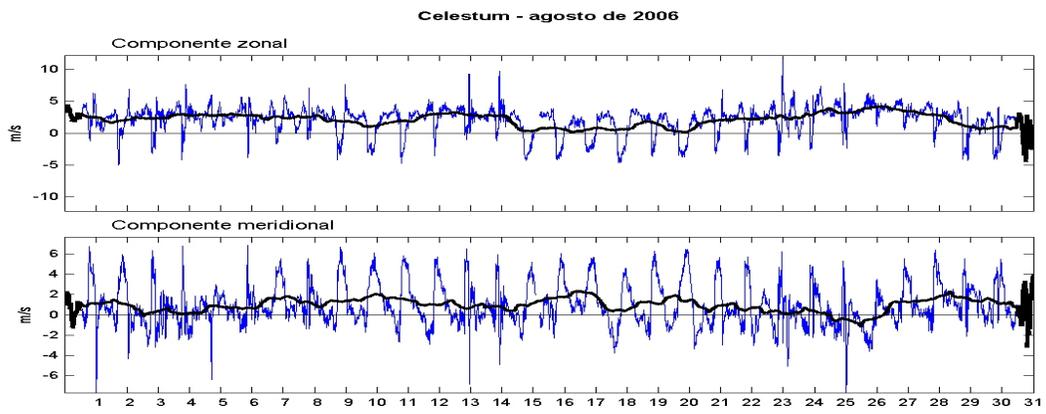
Figuras con filtro de promedios móviles

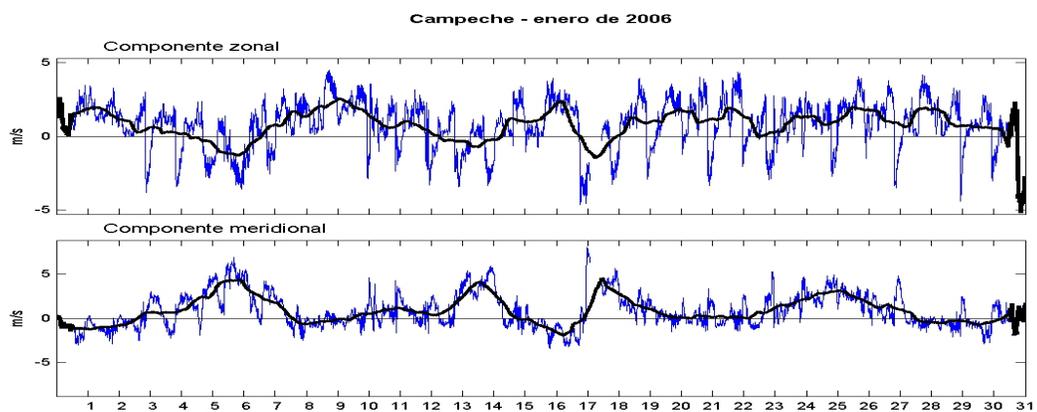
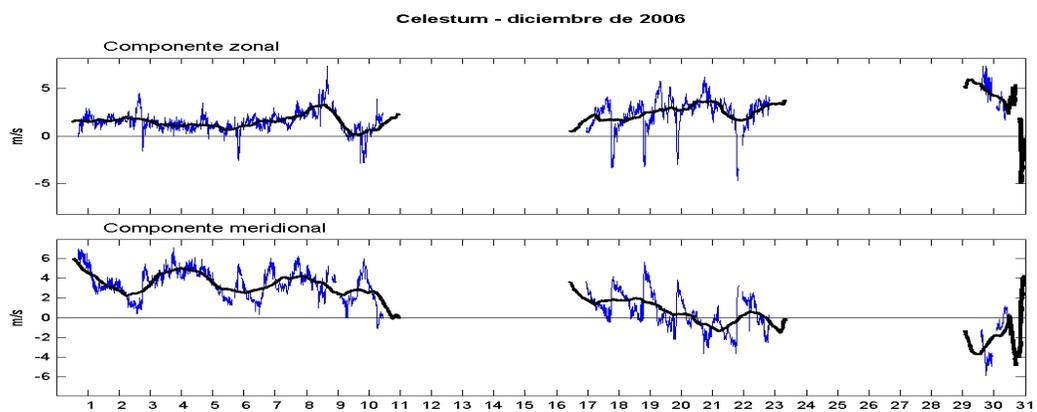
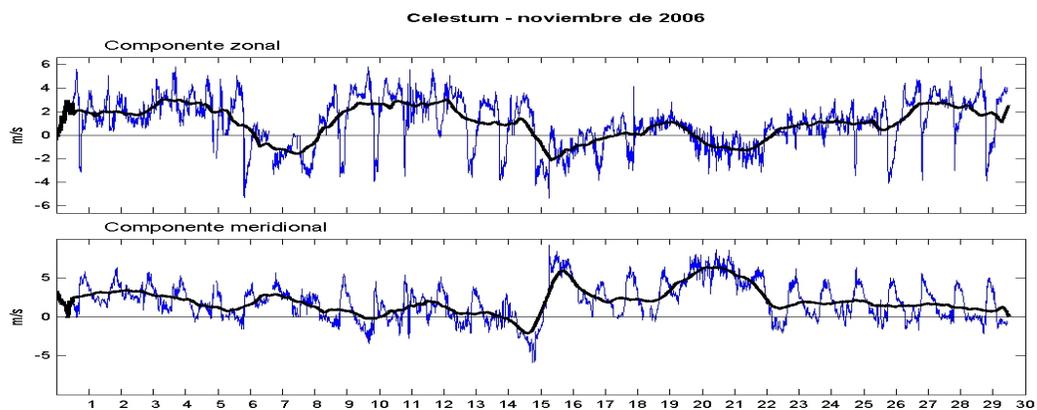
Las gráficas de los promedios móviles con frecuencia de 24 hrs están representadas con la línea más gruesa, la línea más delgada muestra la serie de tiempo de las componentes zonal y meridional. Cada gráfica contienen la serie de tiempo correspondiente a un mes.

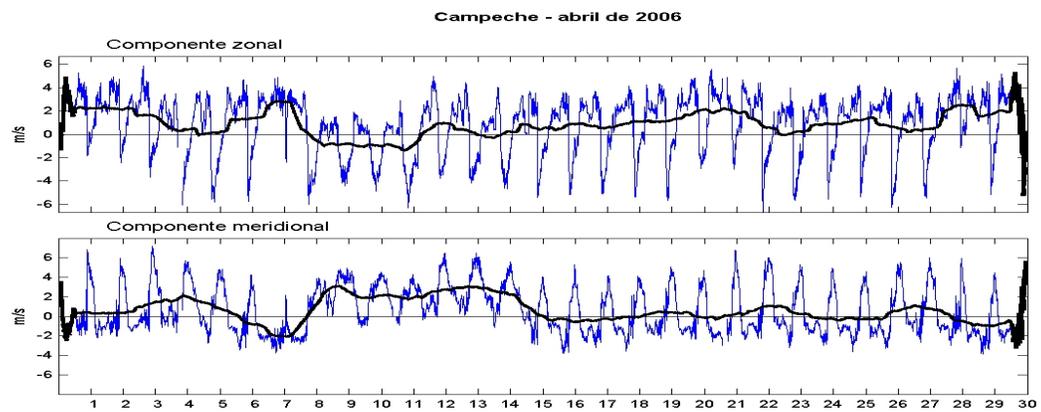
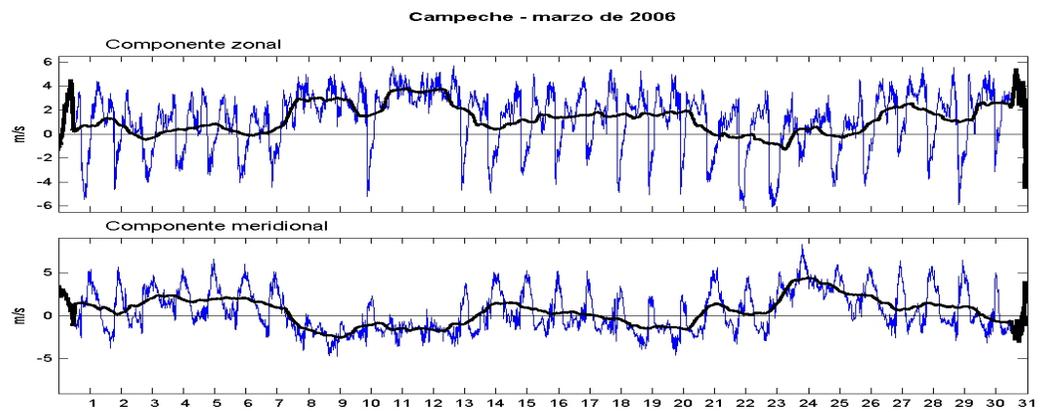
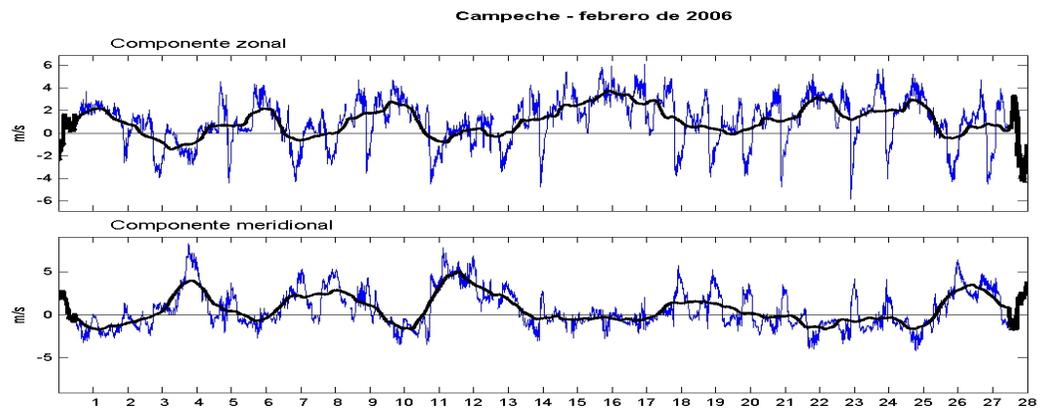


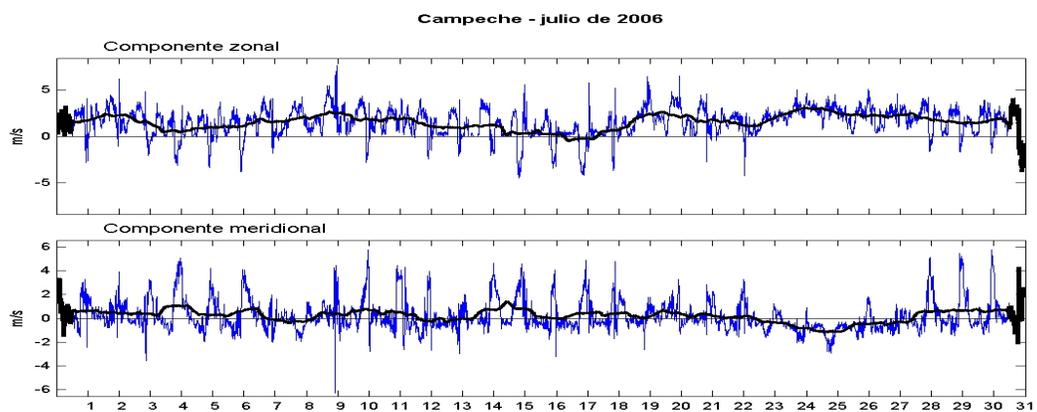
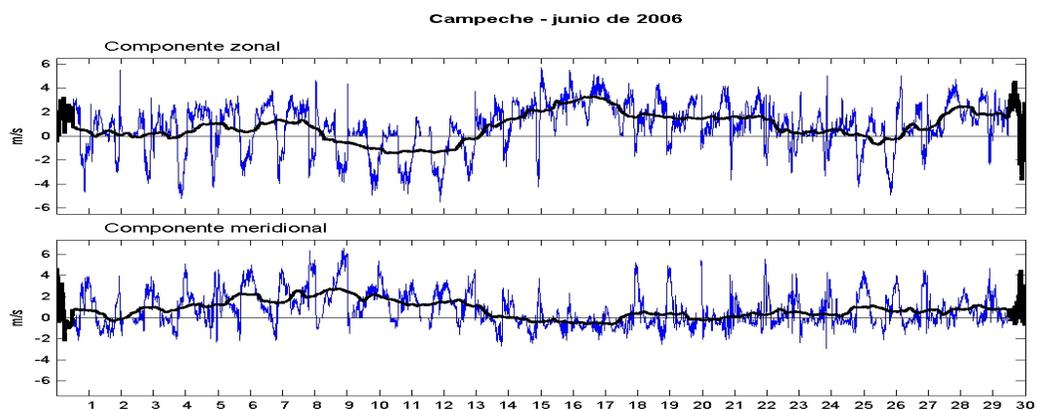
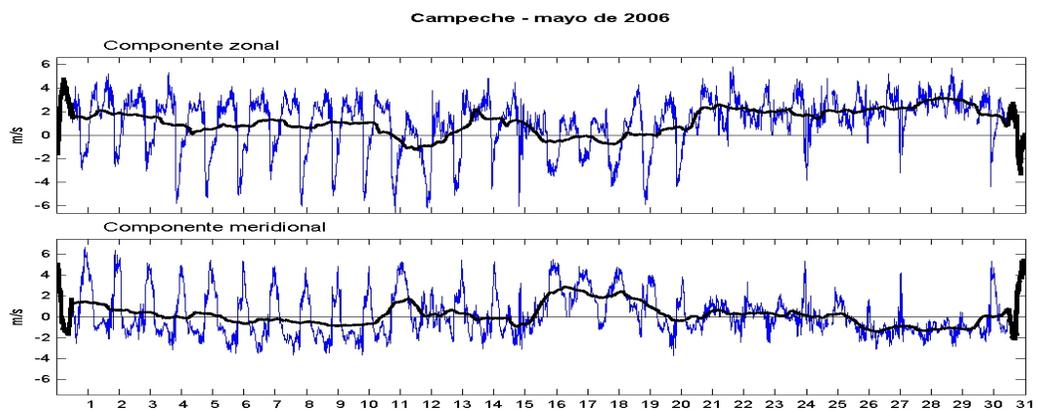


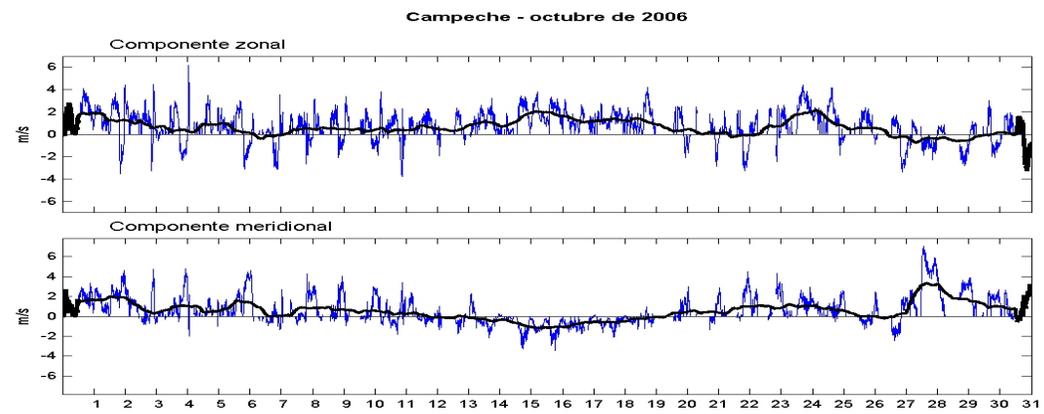
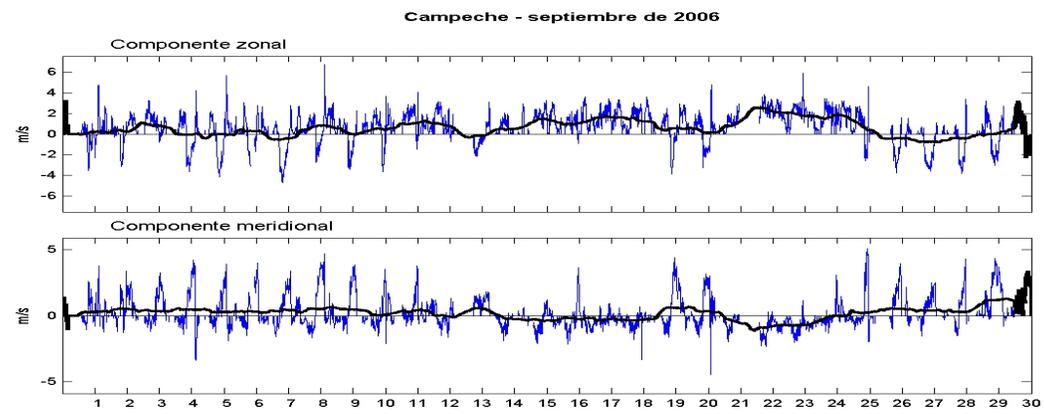
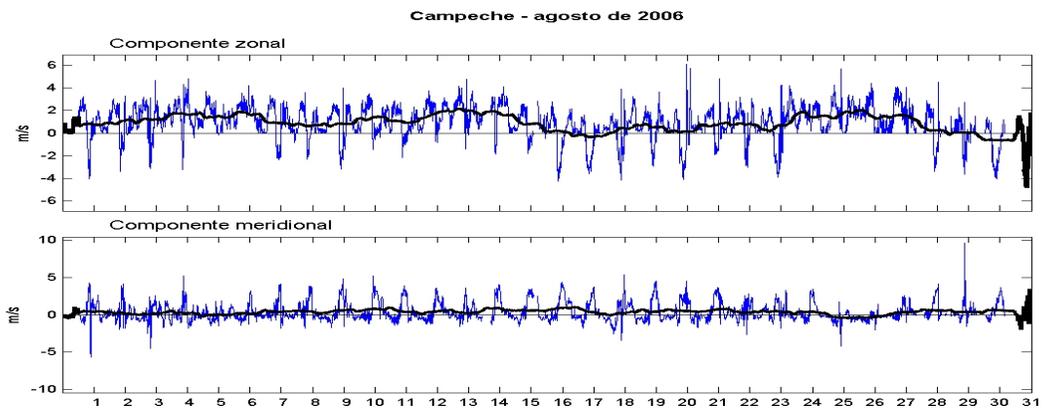


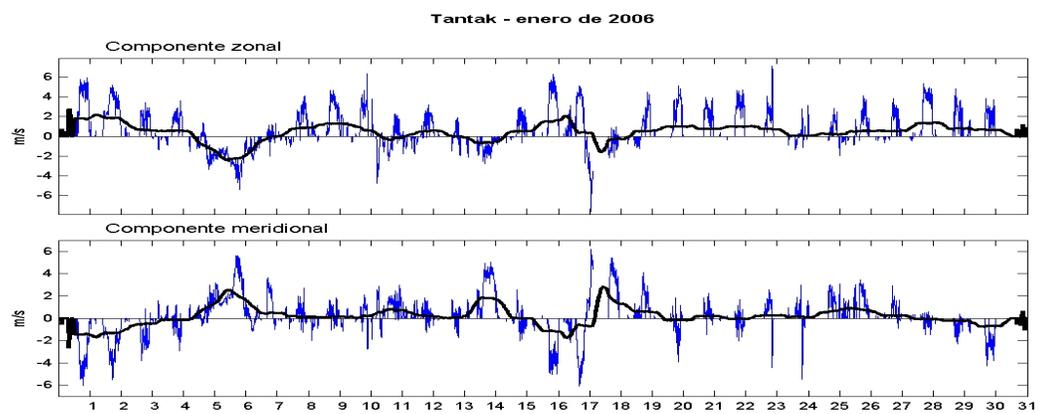
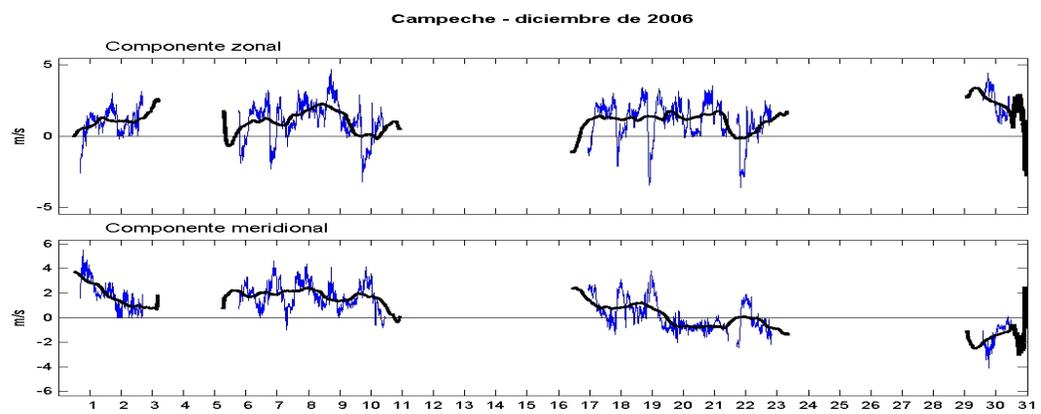
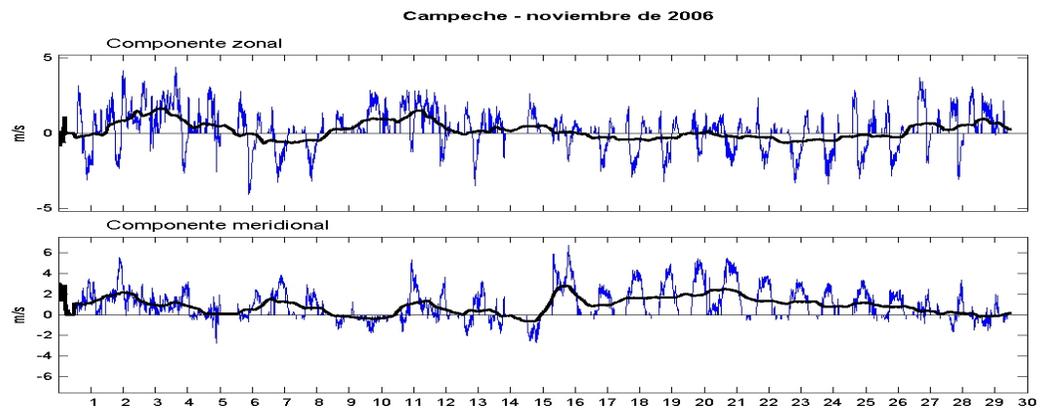


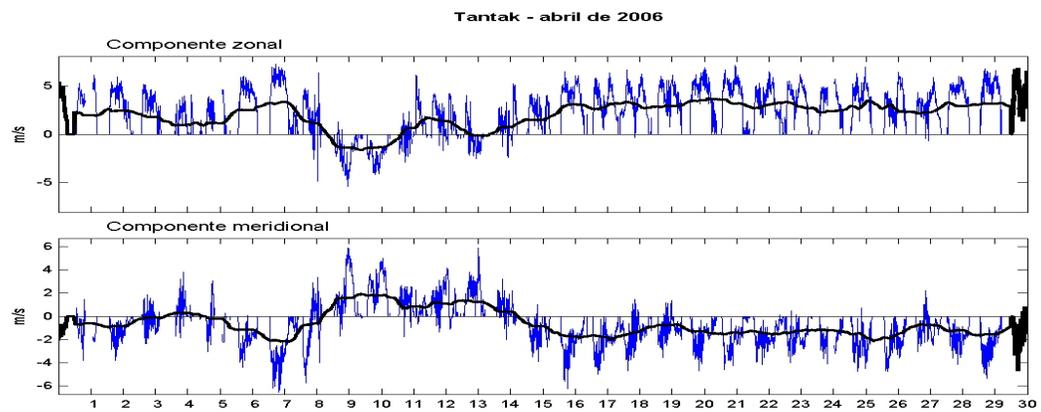
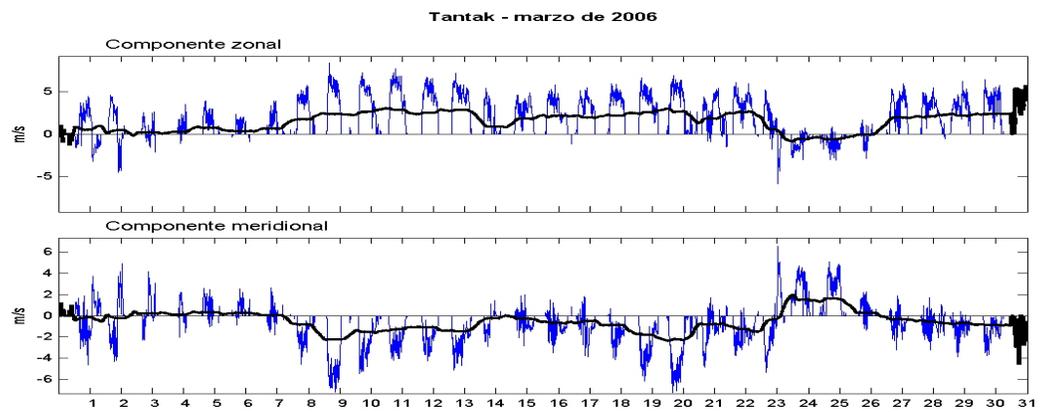
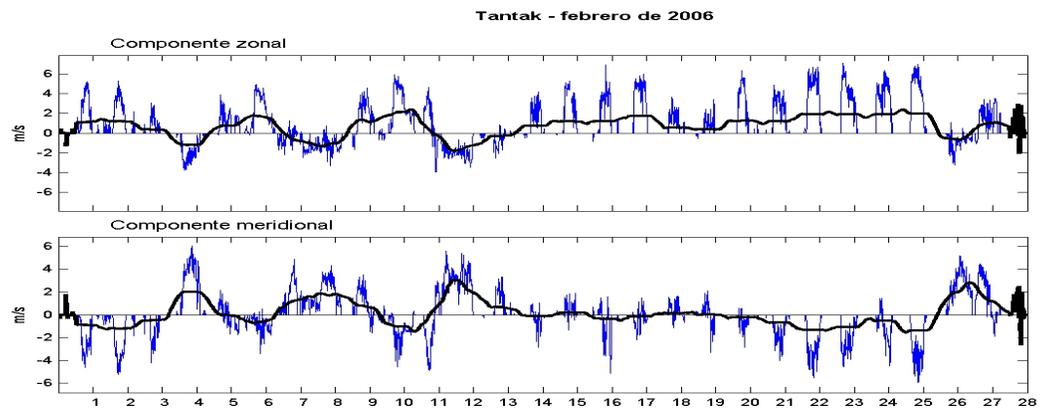


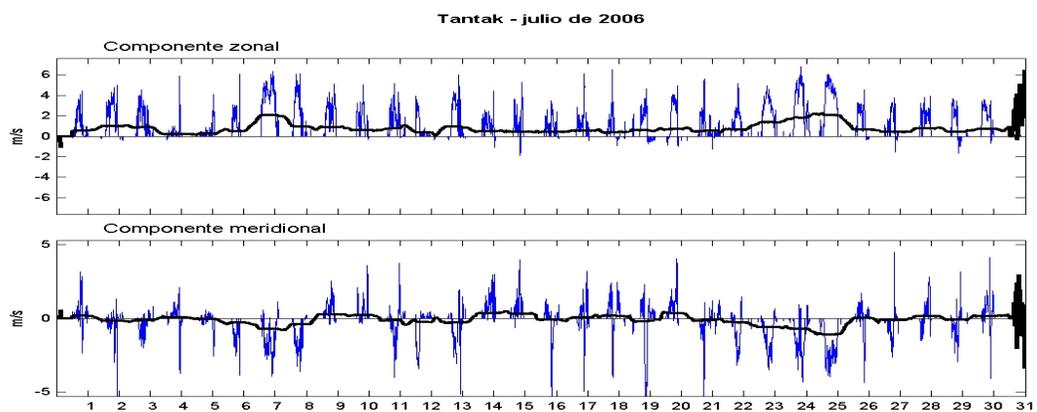
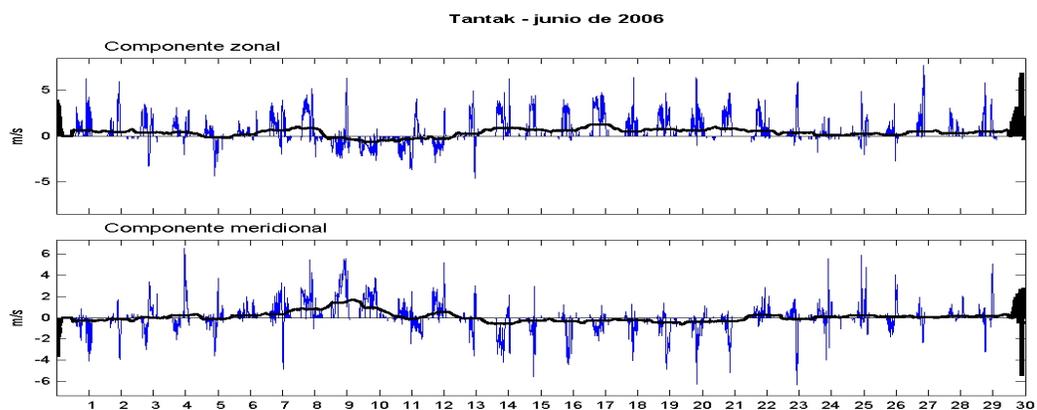
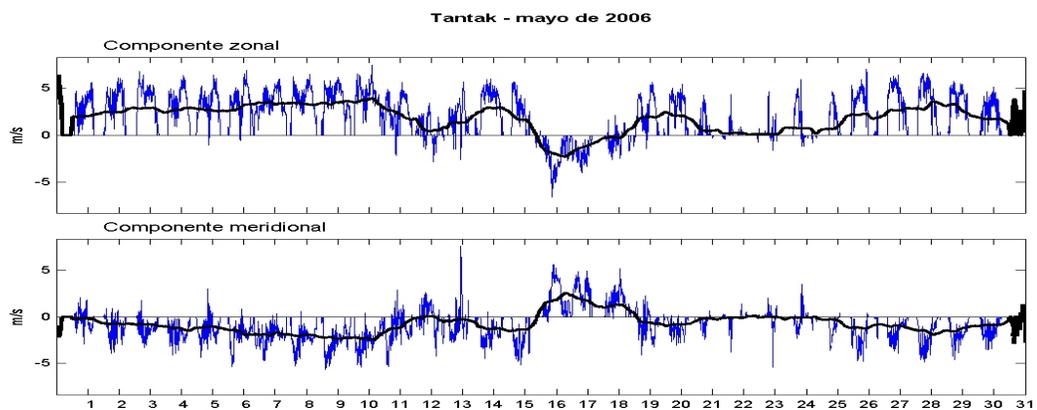


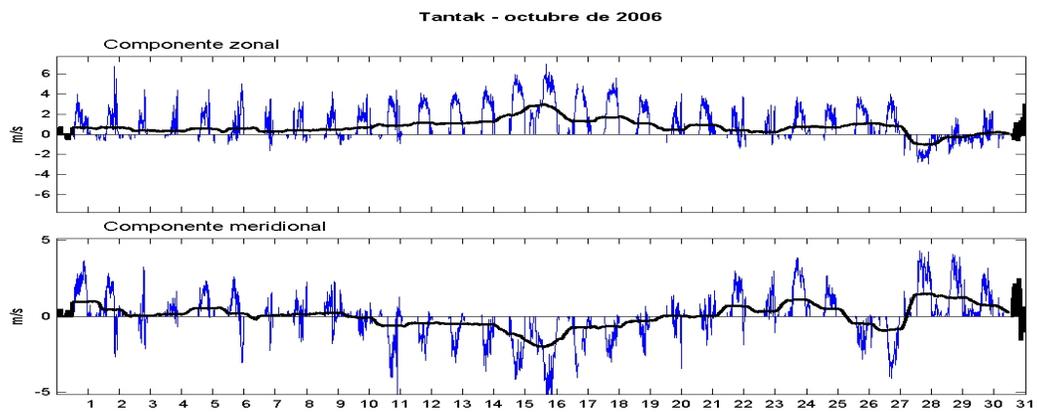
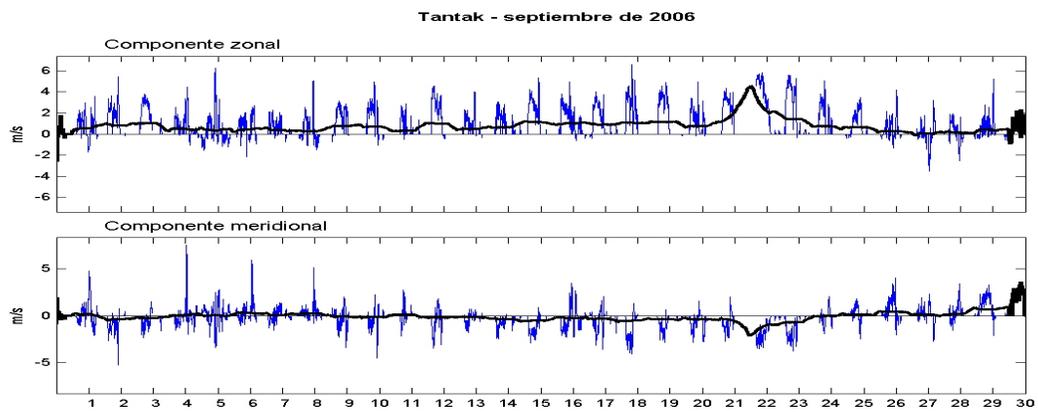
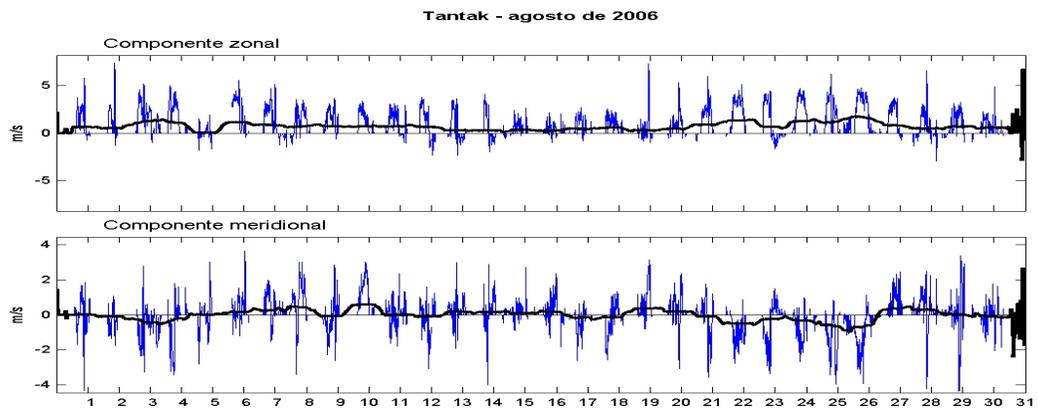


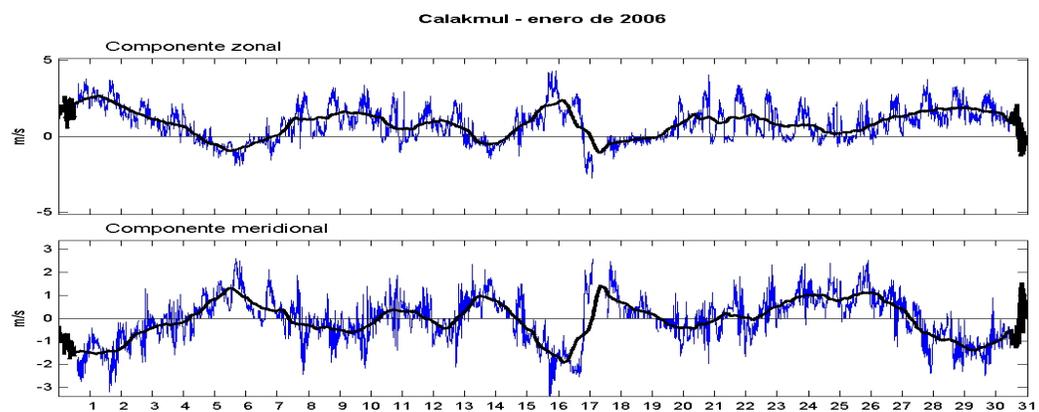
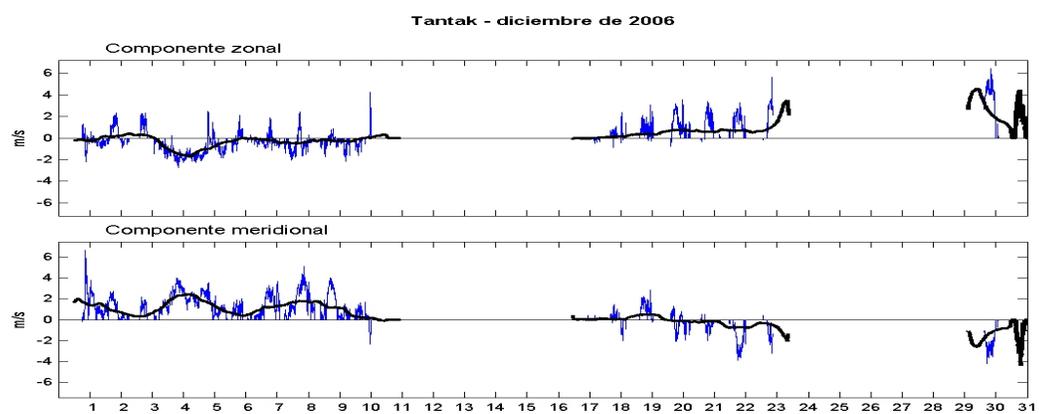
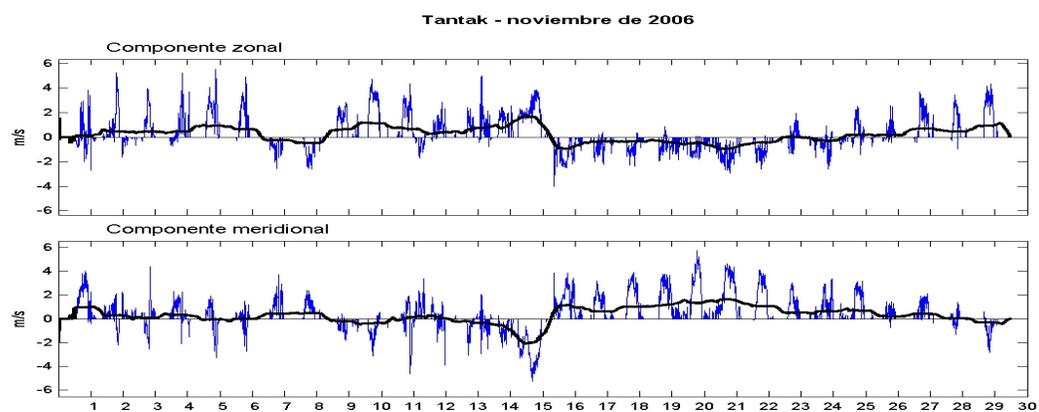


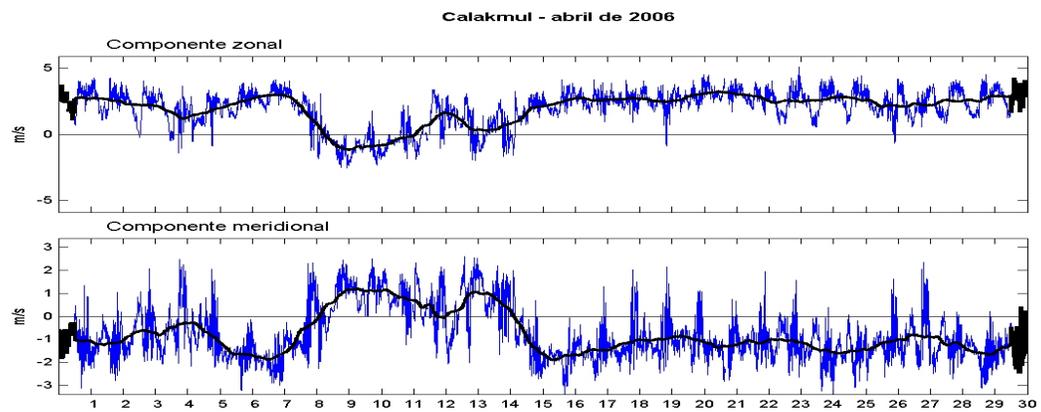
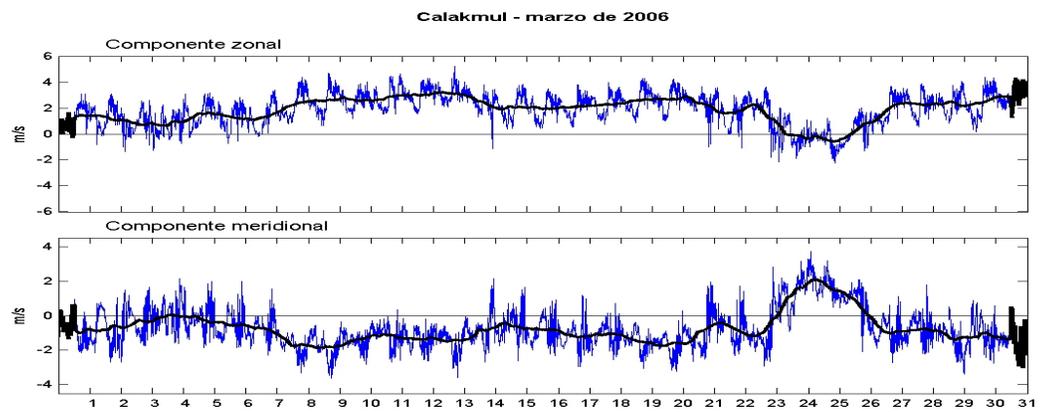
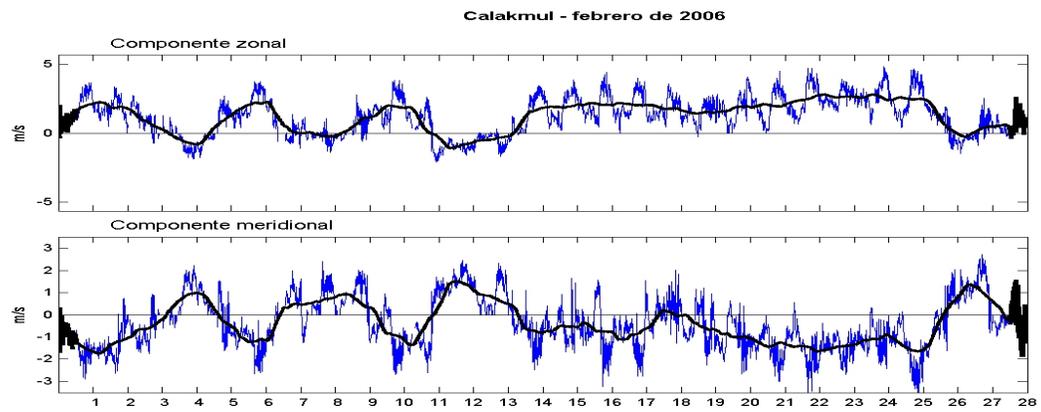


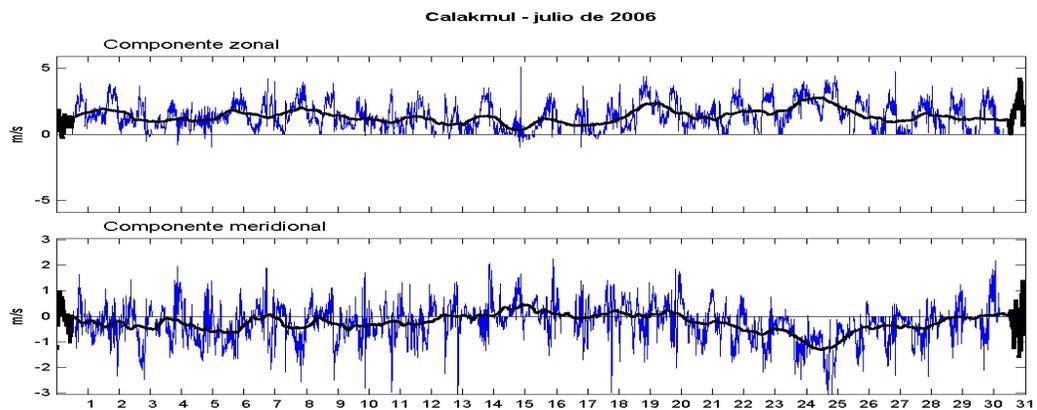
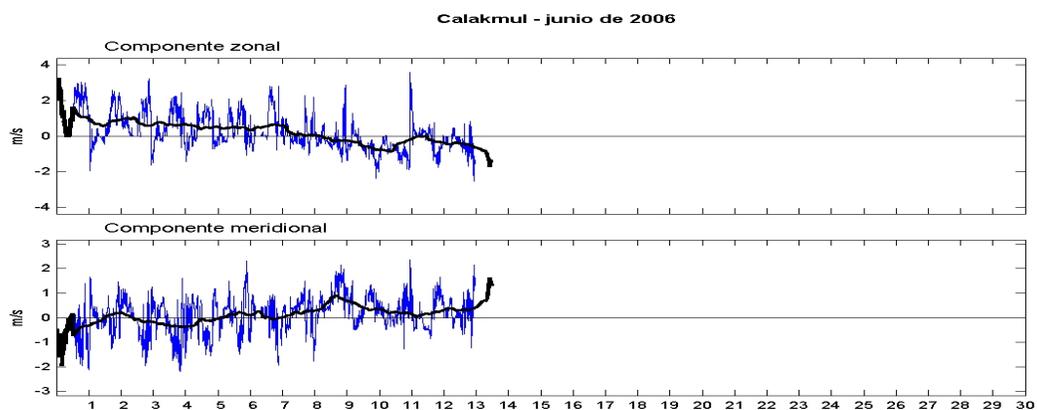
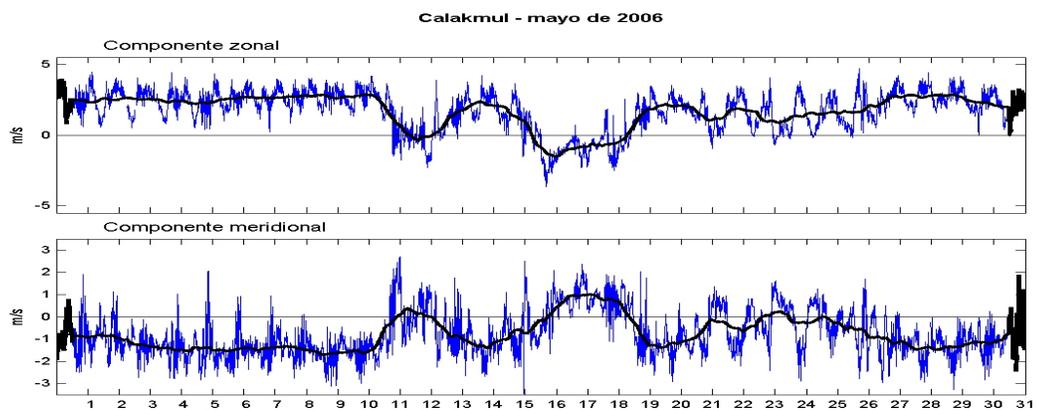


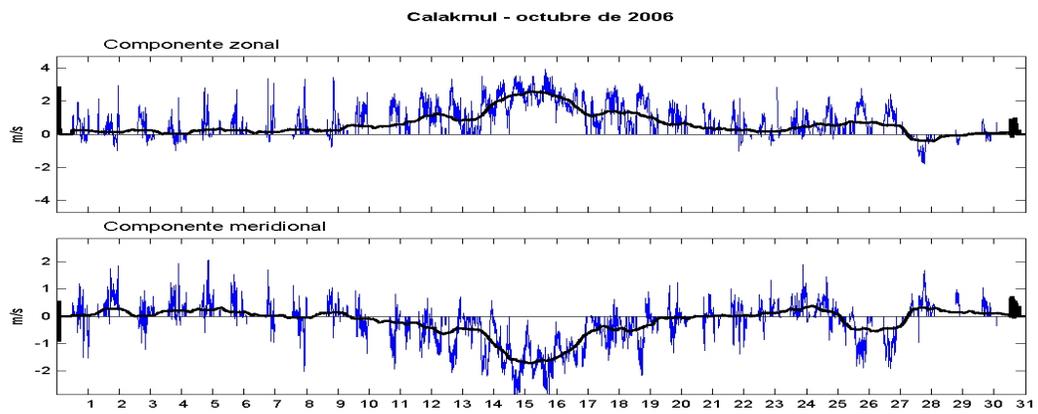
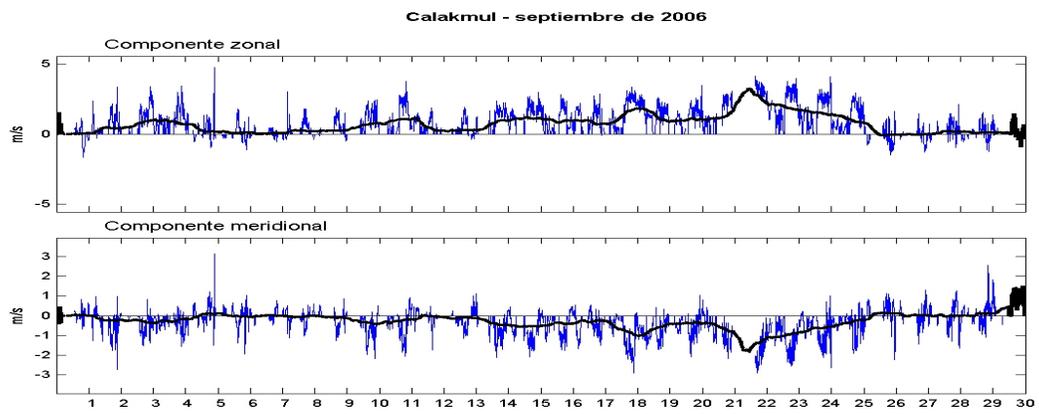
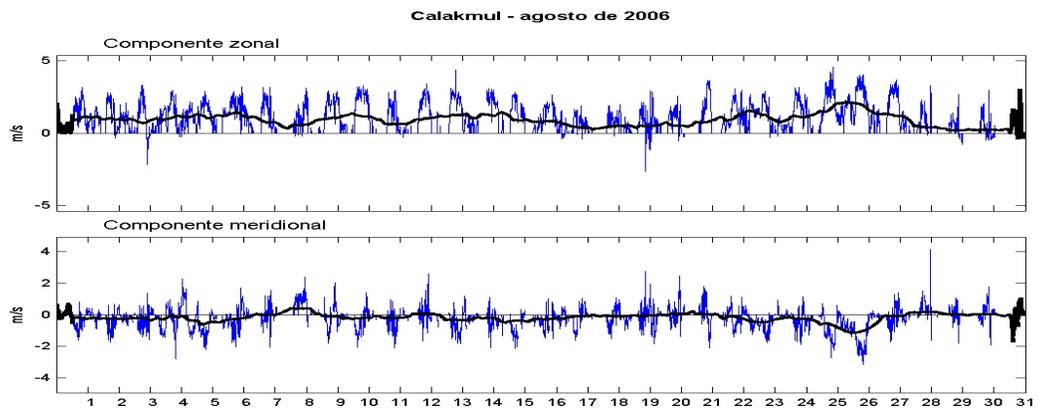


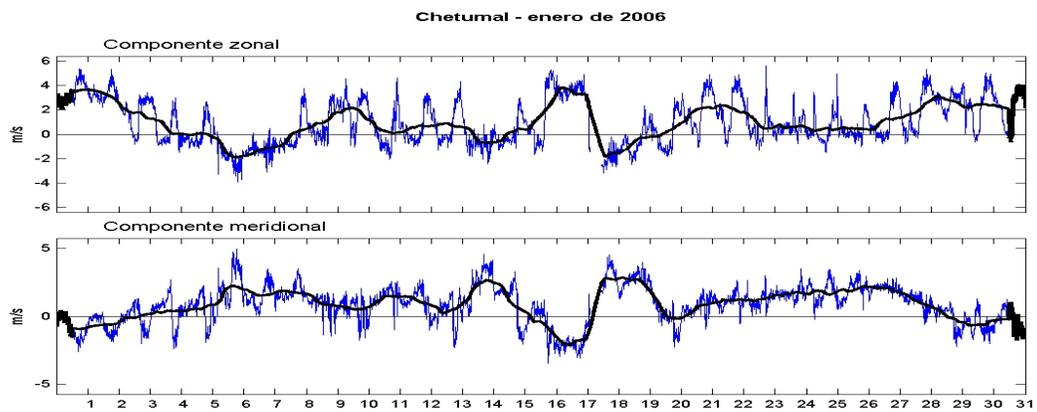
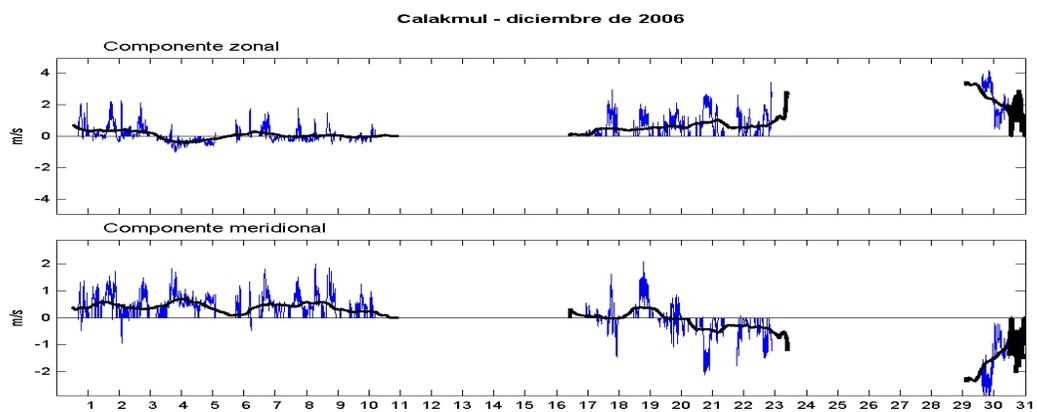
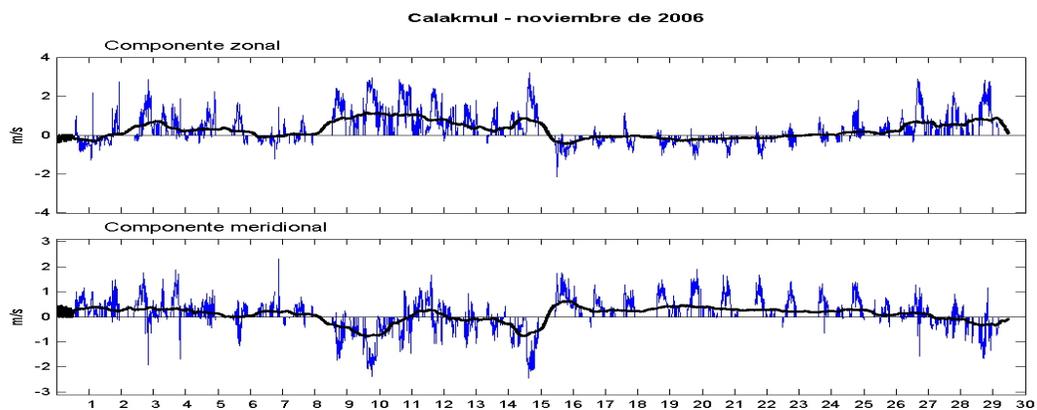


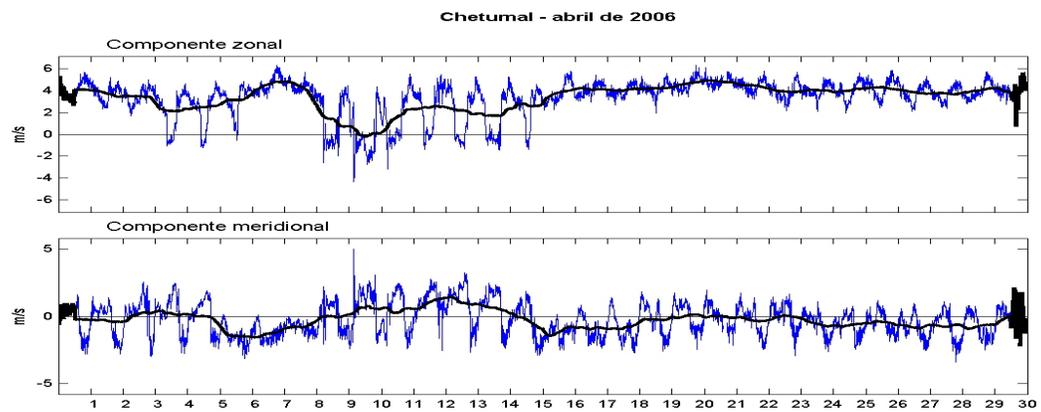
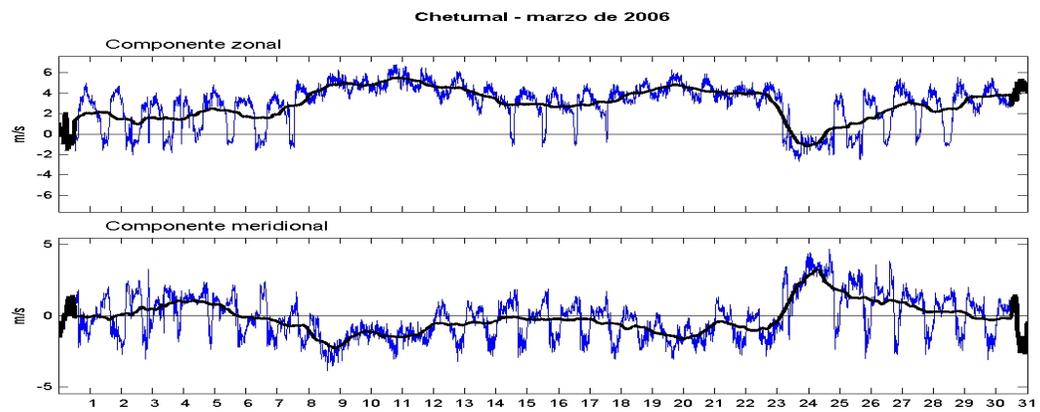
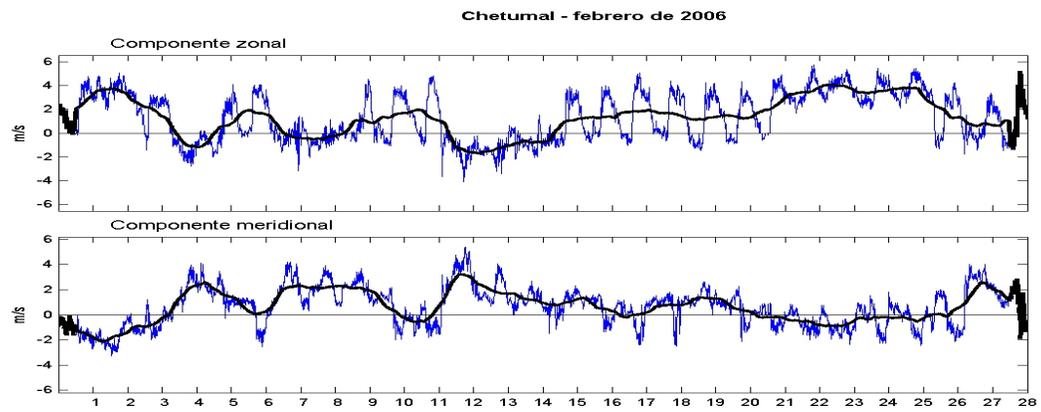


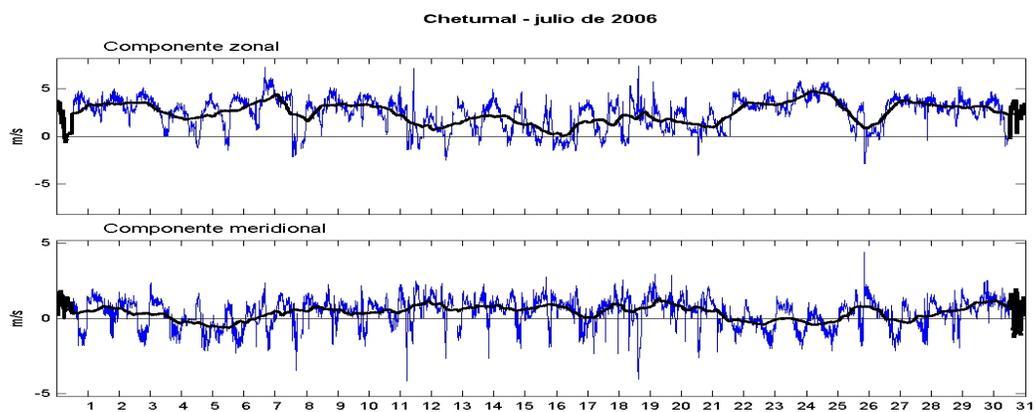
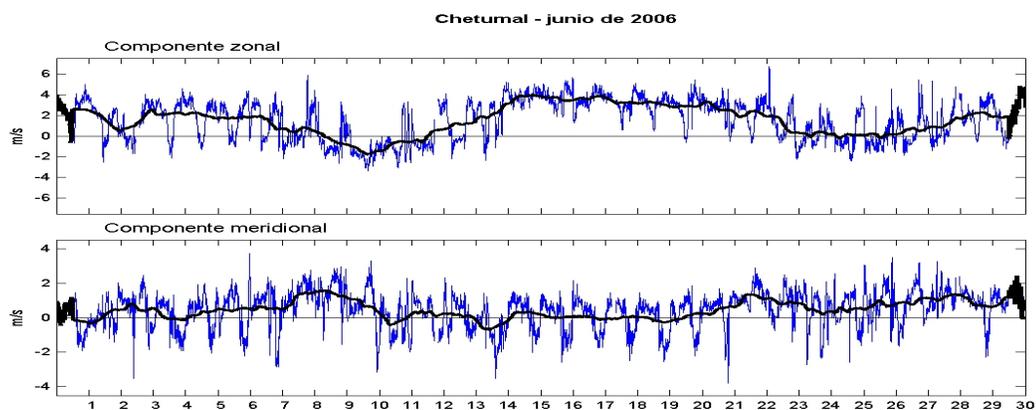
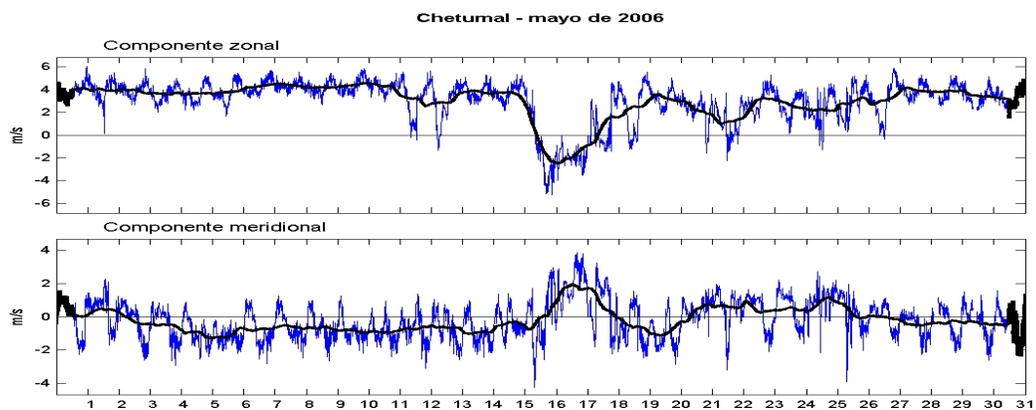


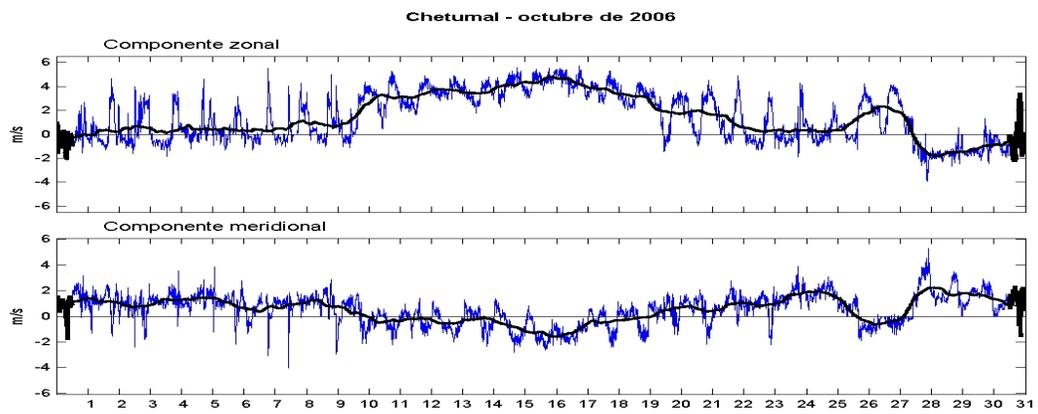
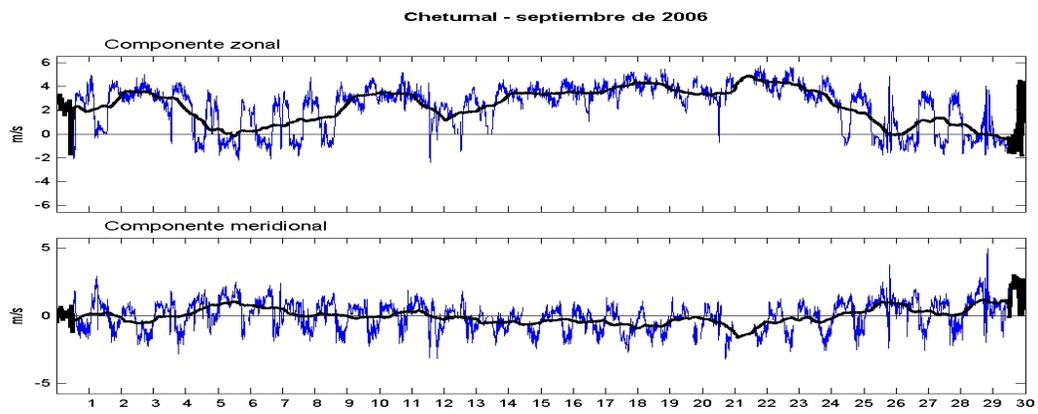
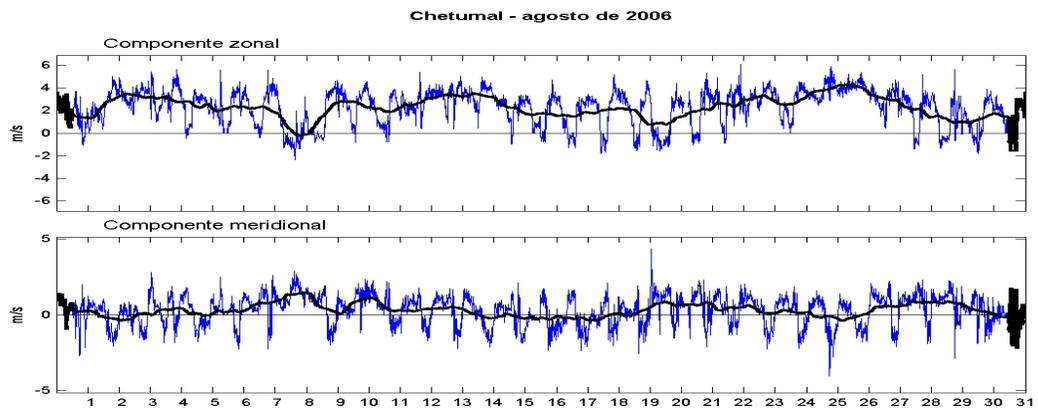


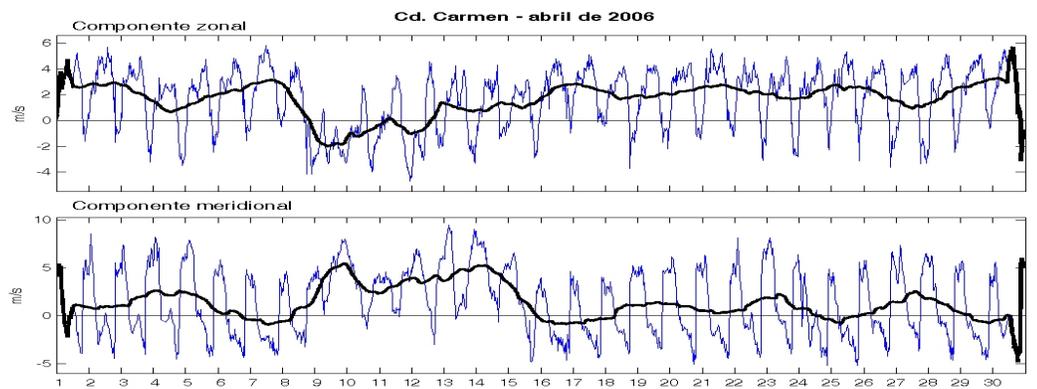
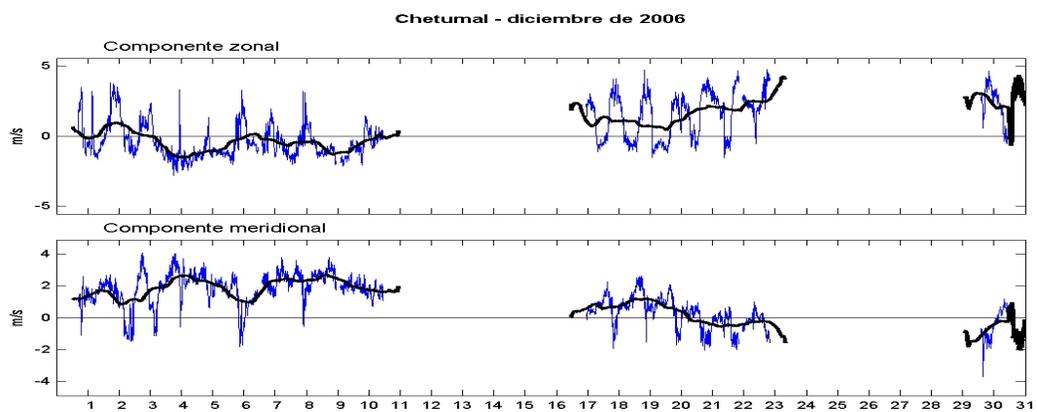
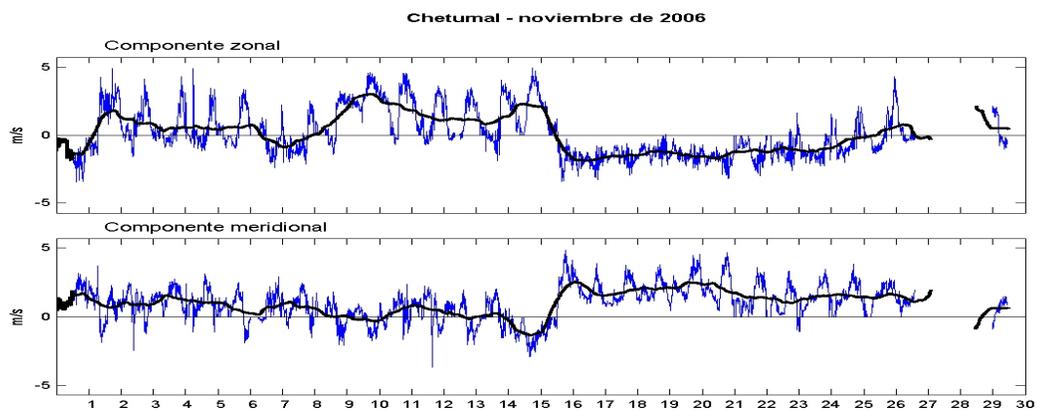


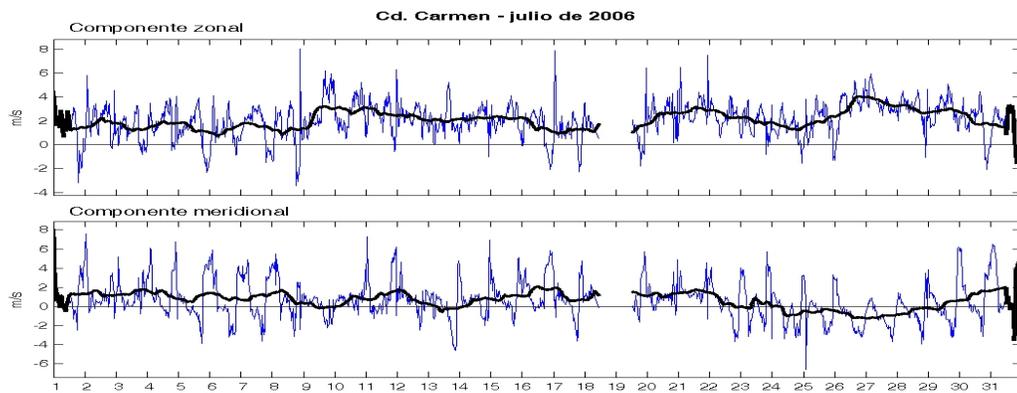
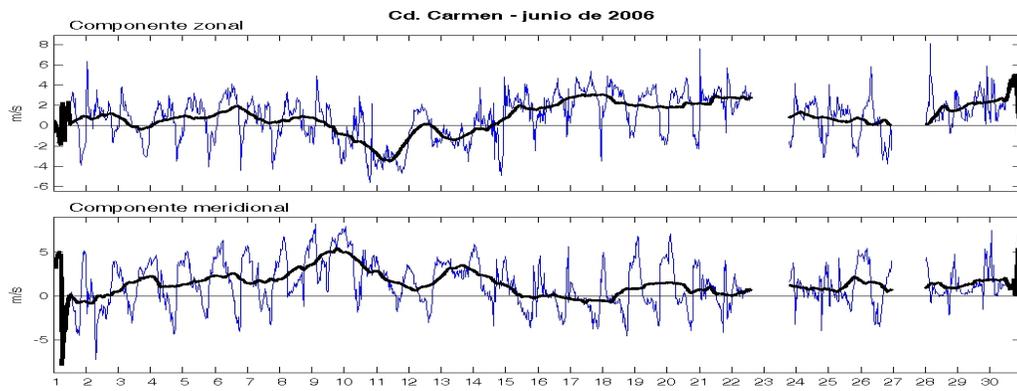
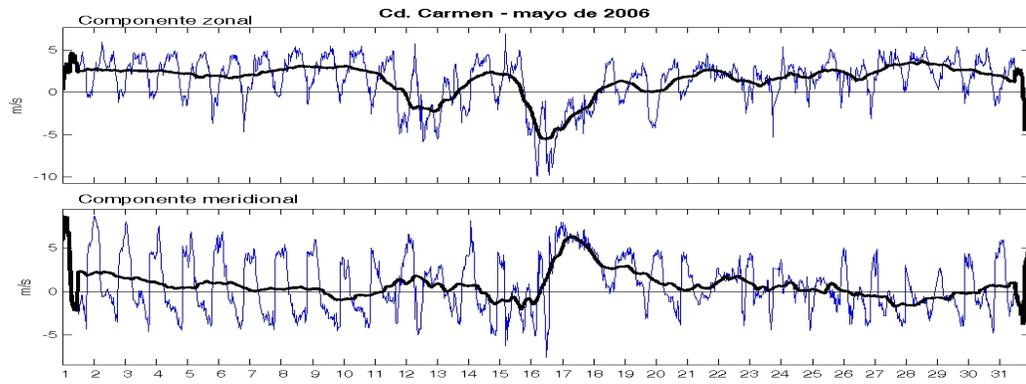


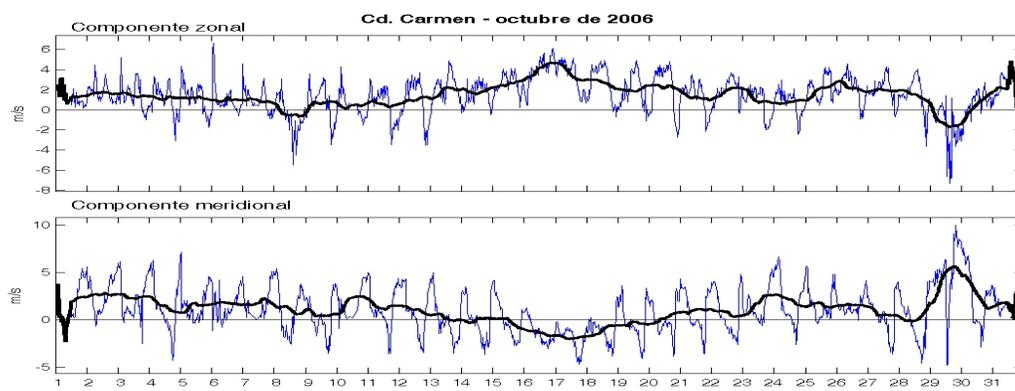
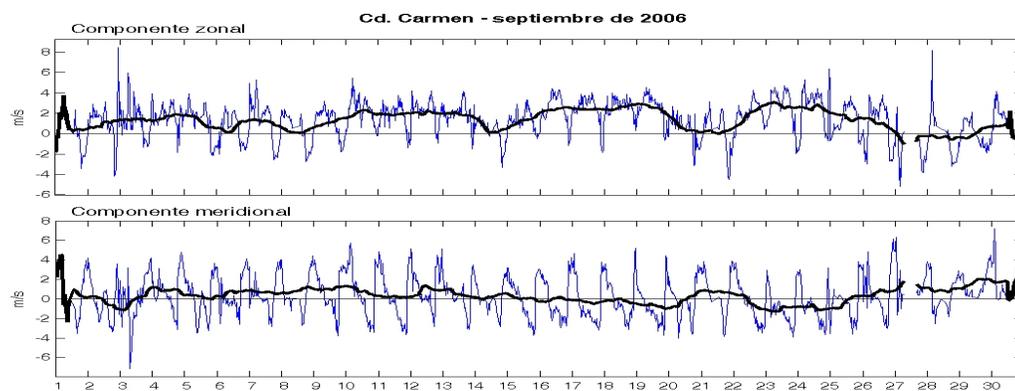
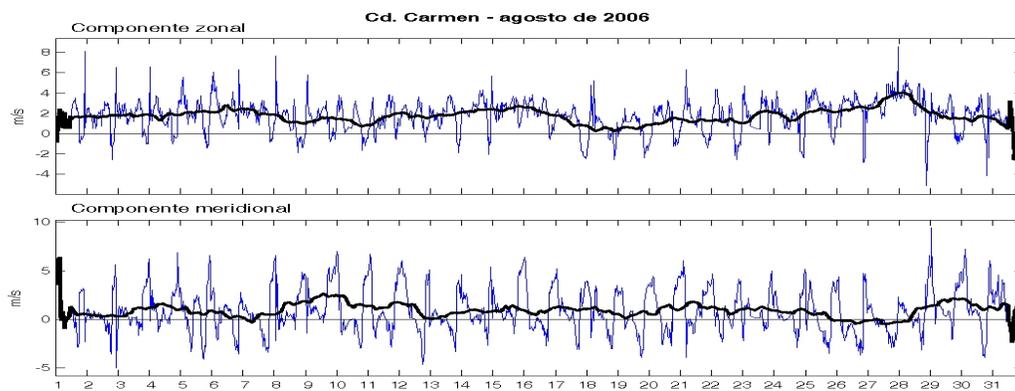


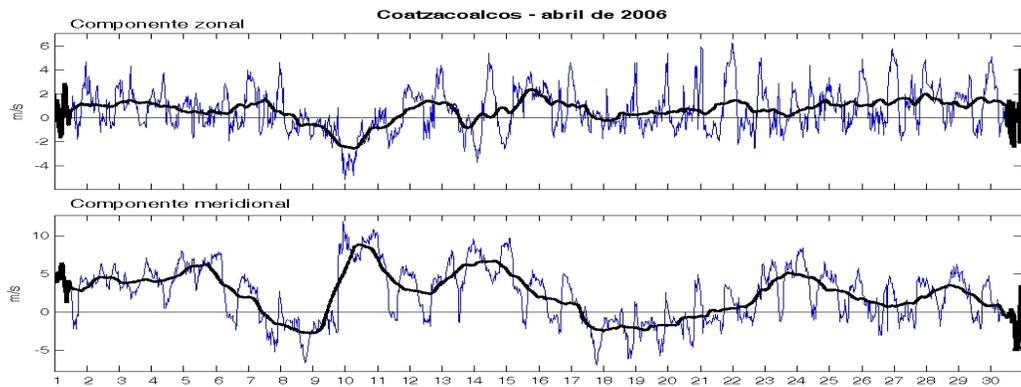
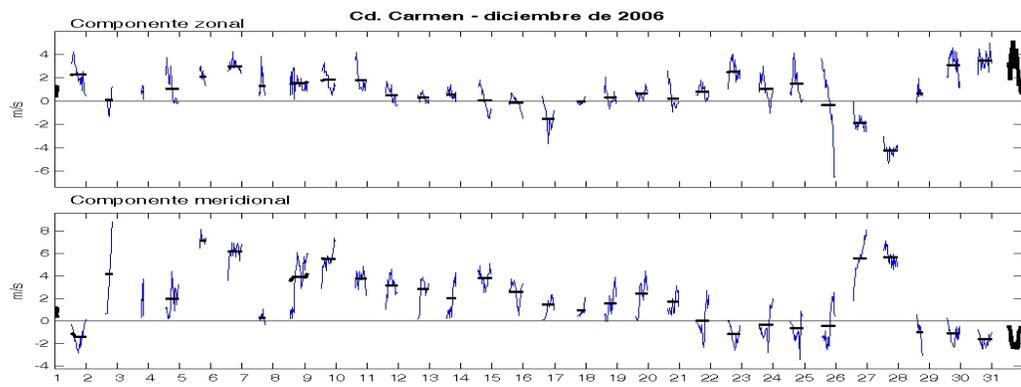
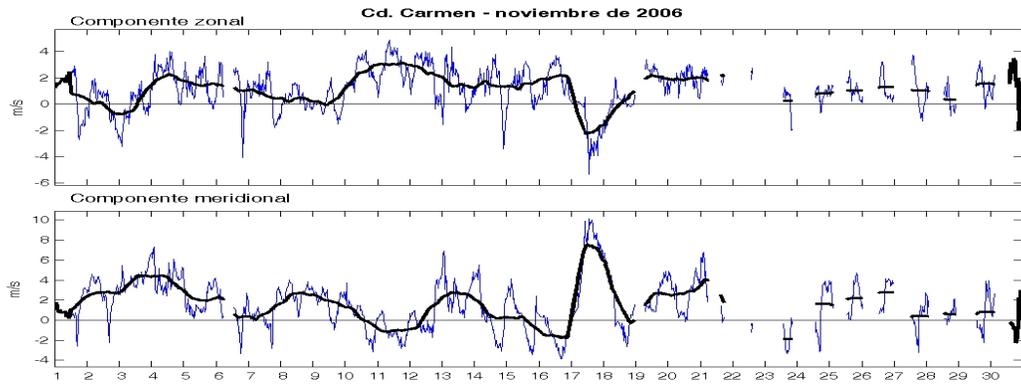


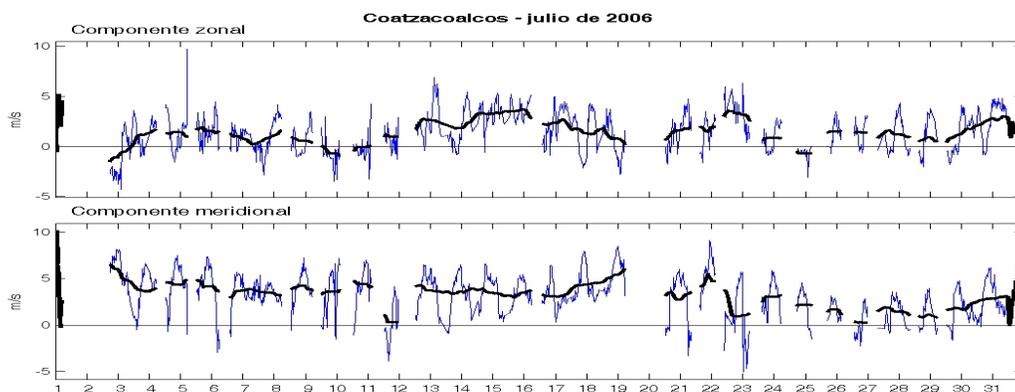
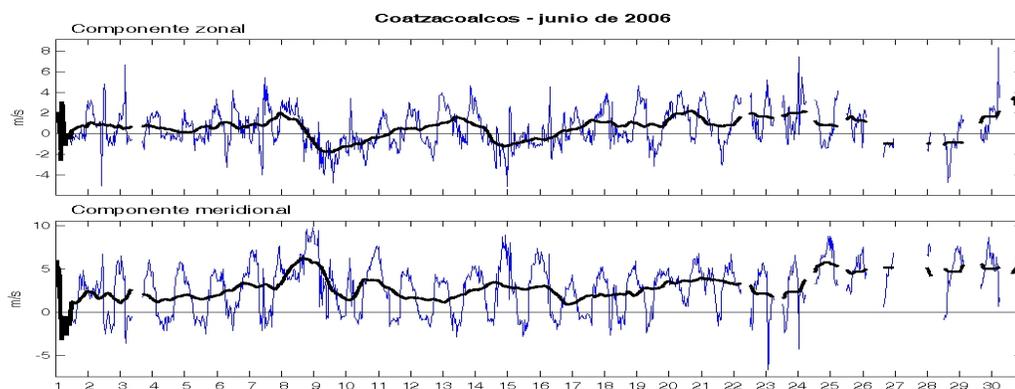
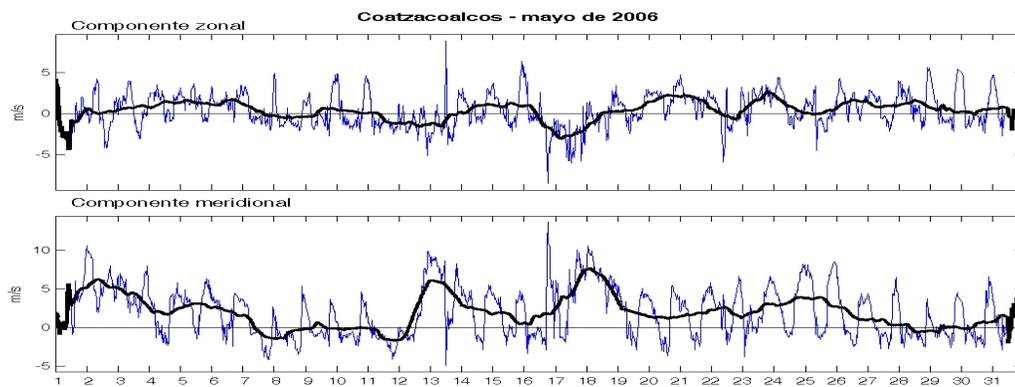


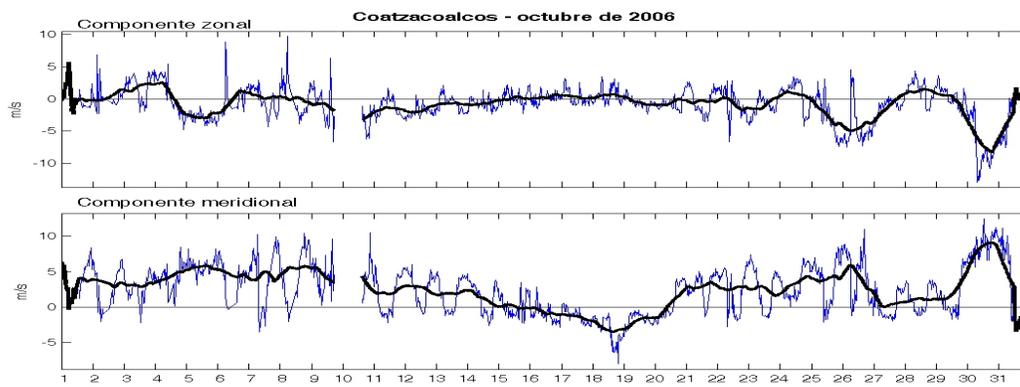
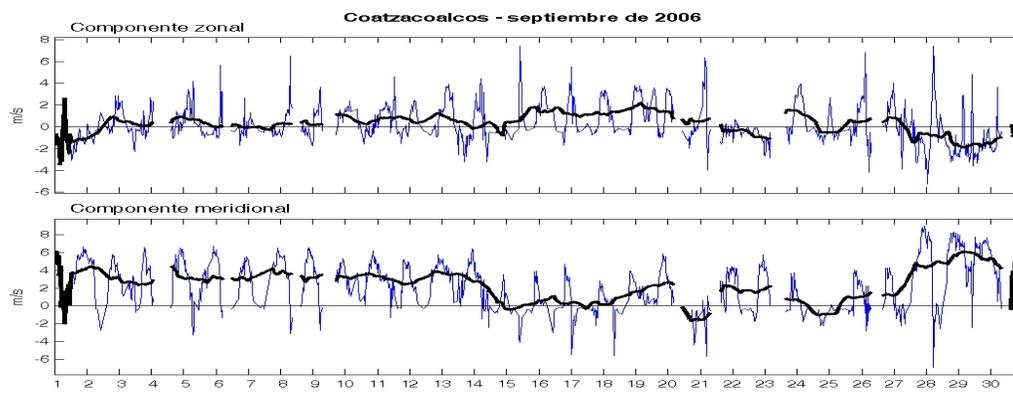
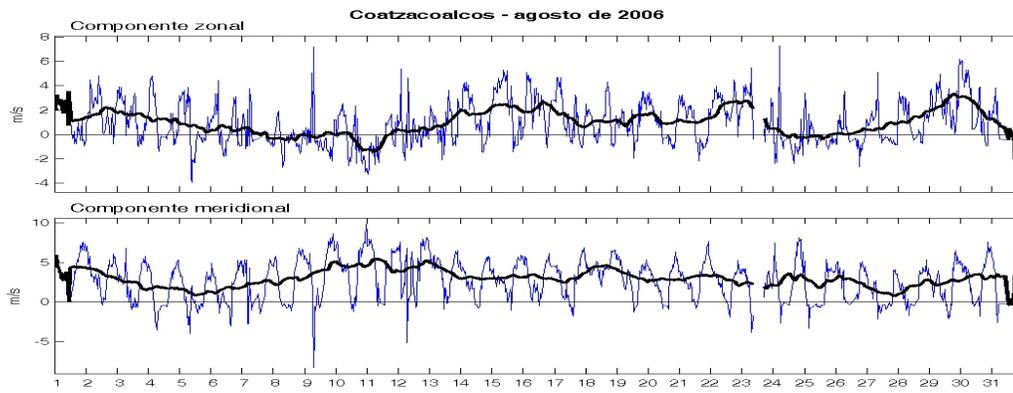


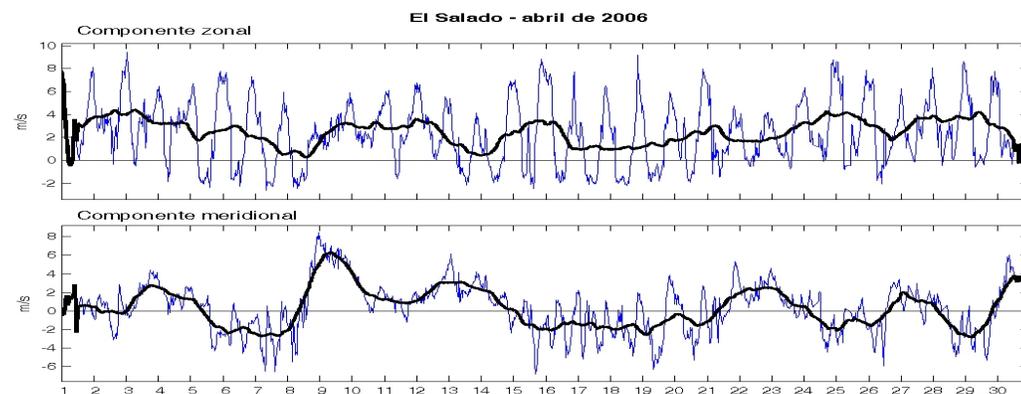
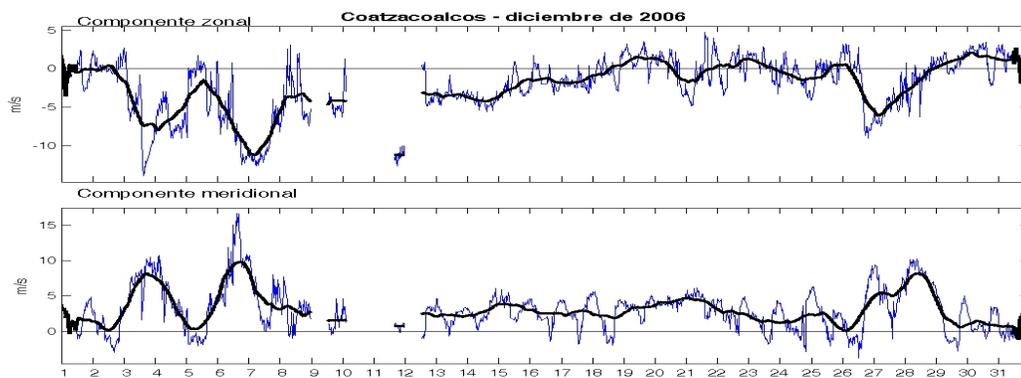
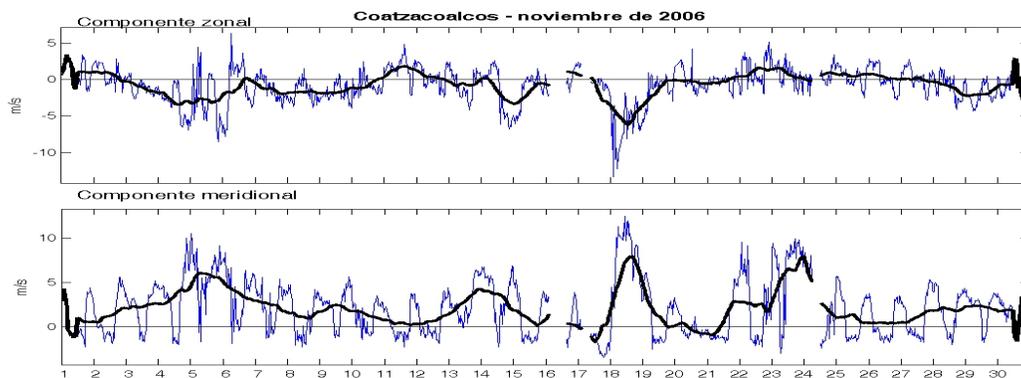


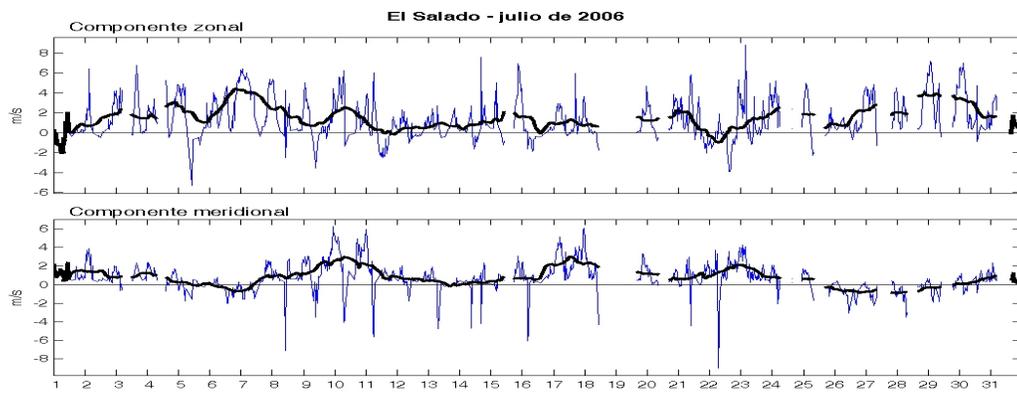
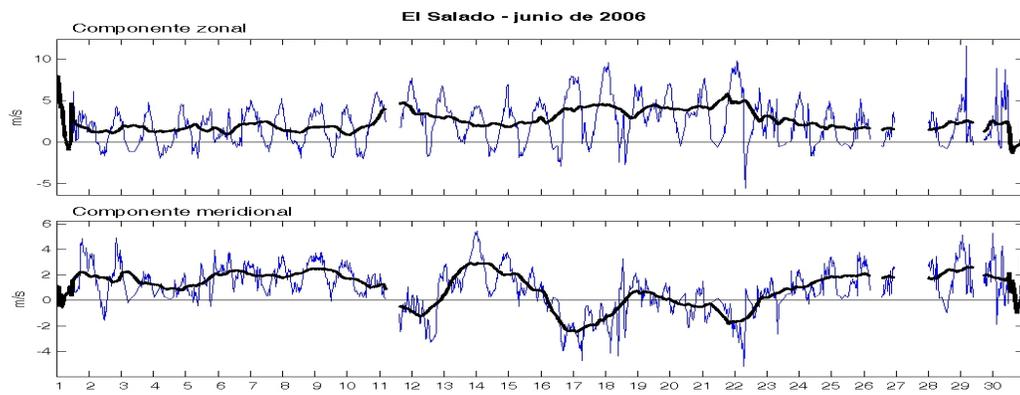
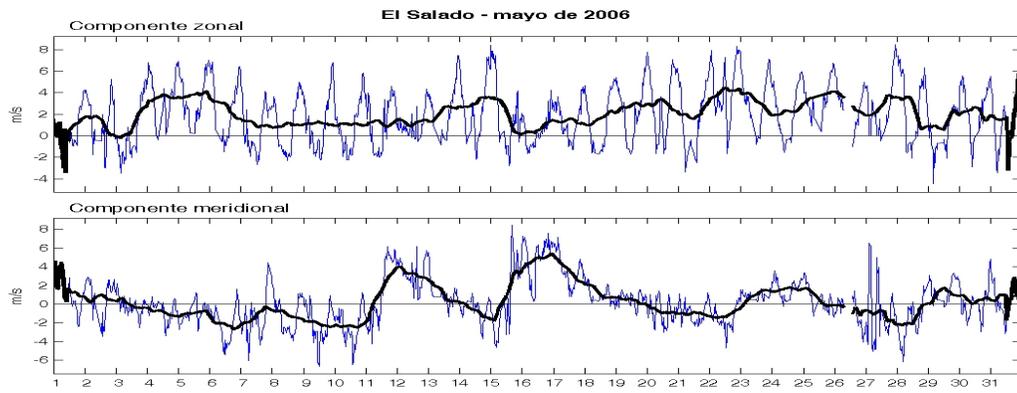


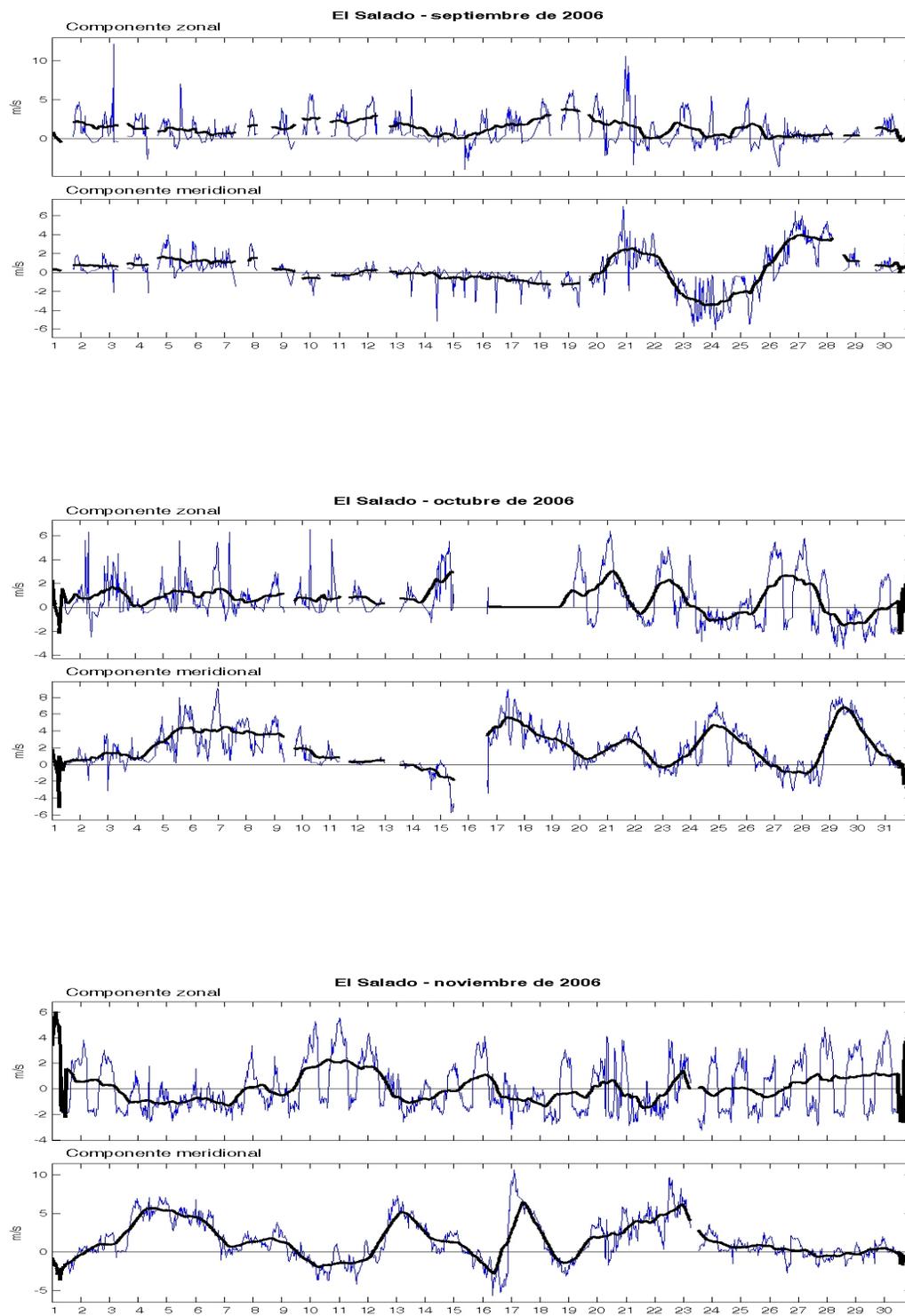


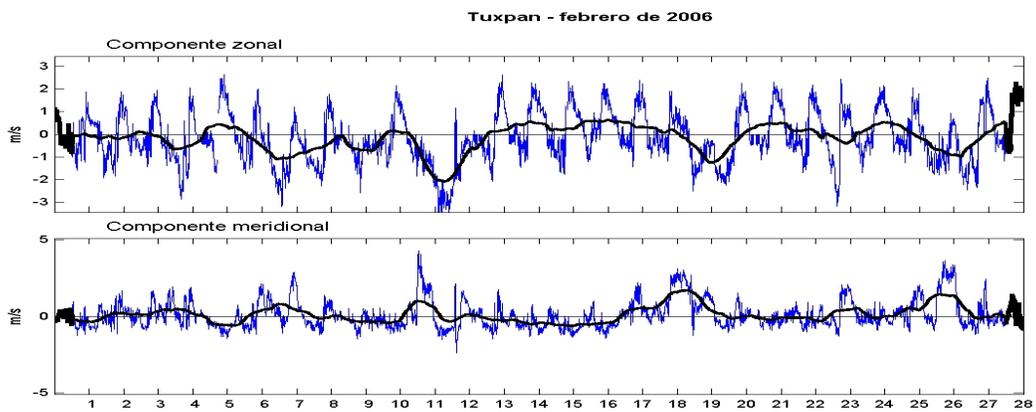
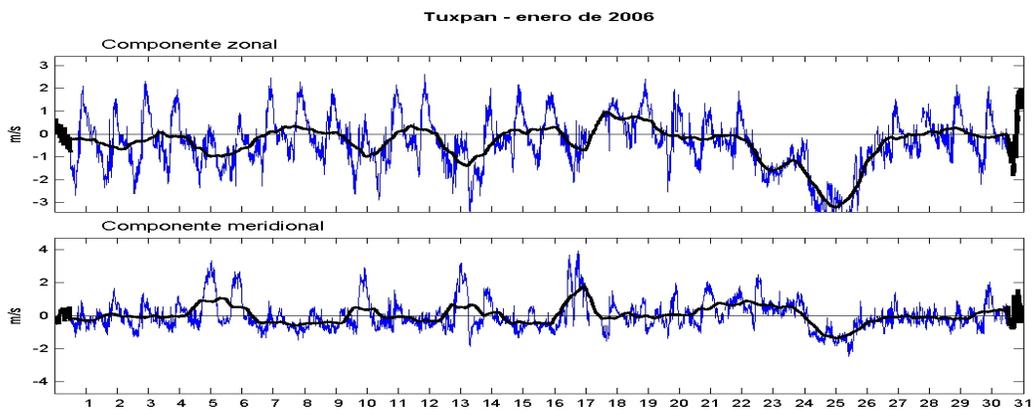
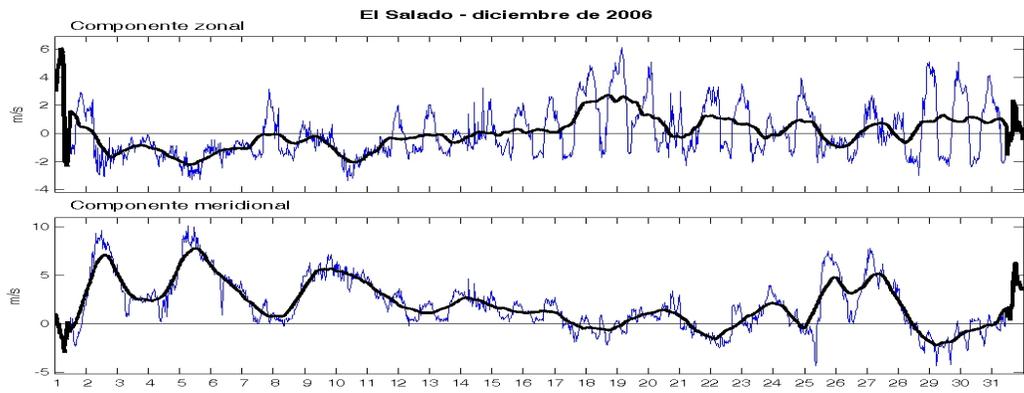


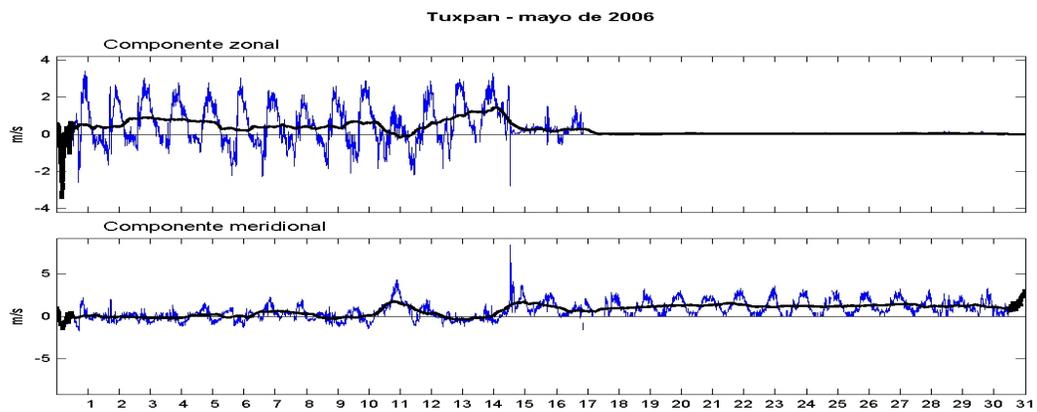
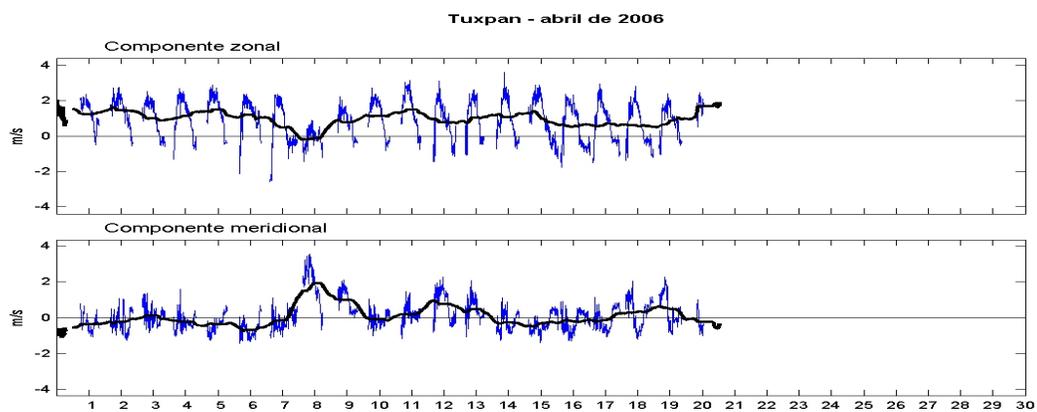
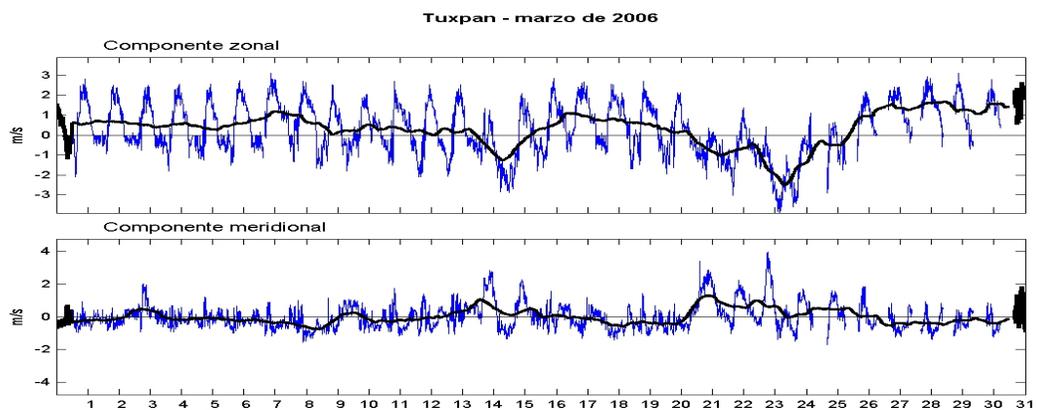


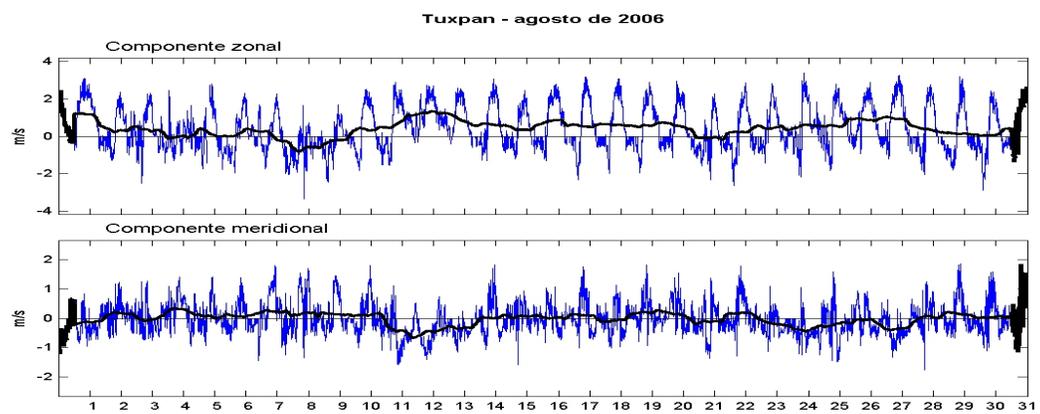
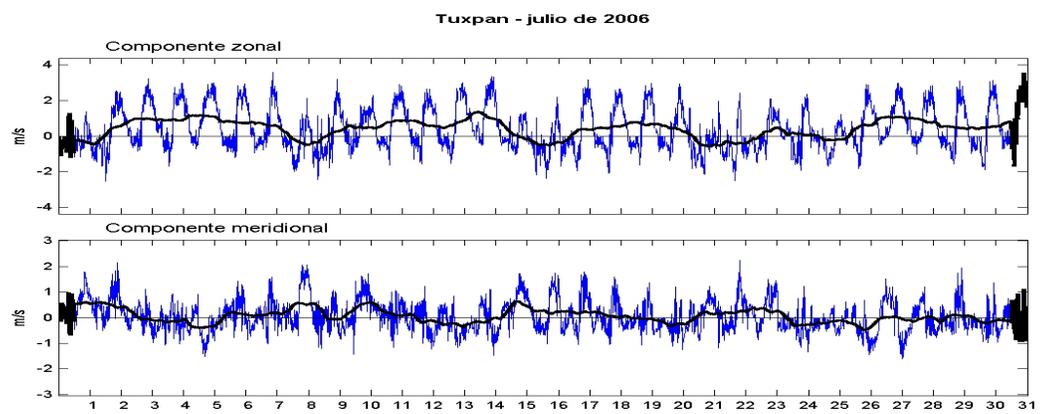
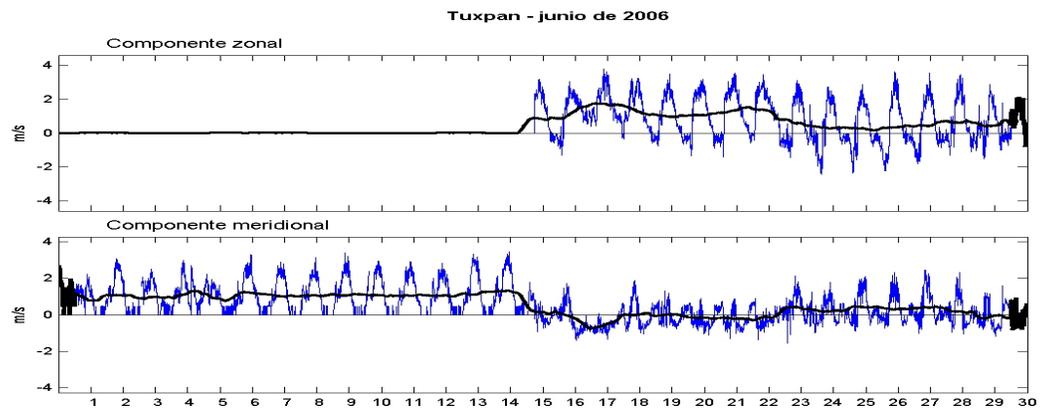


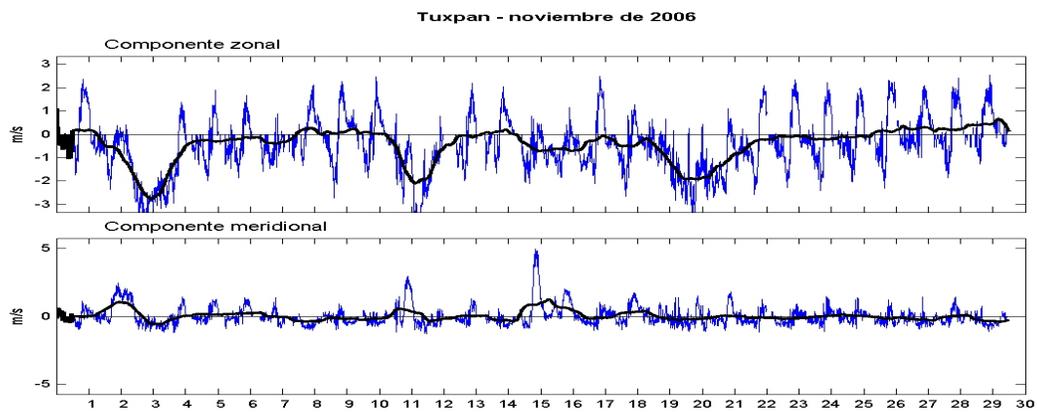
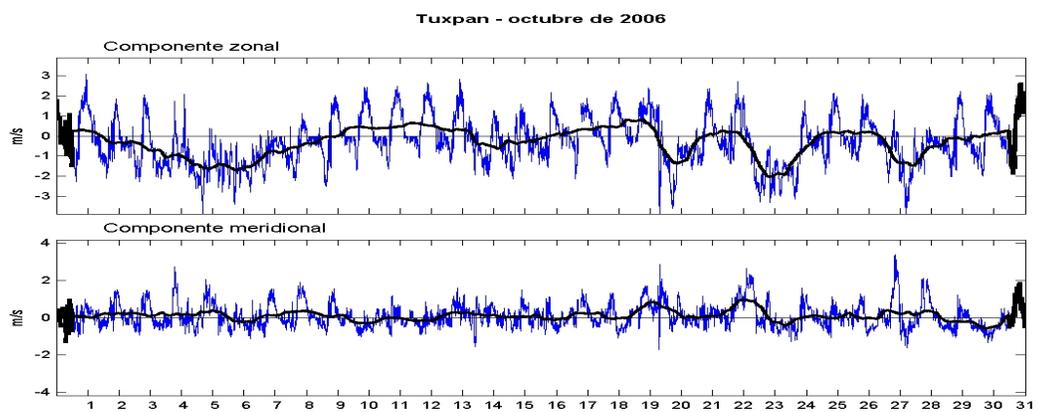
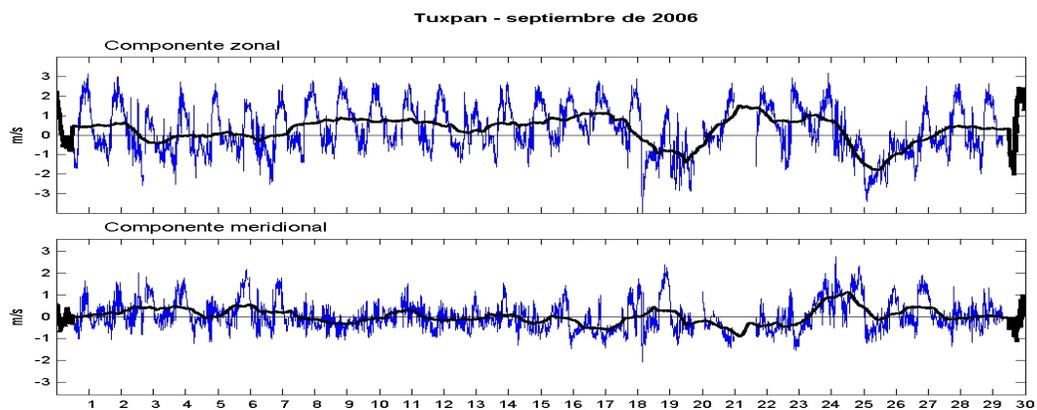


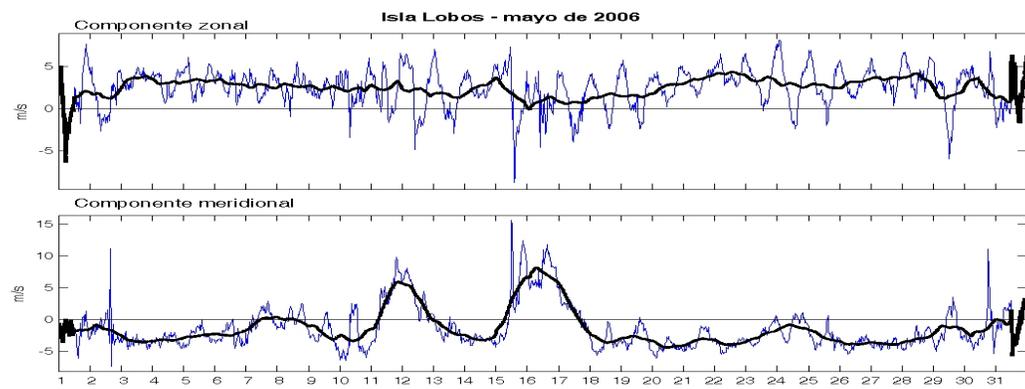
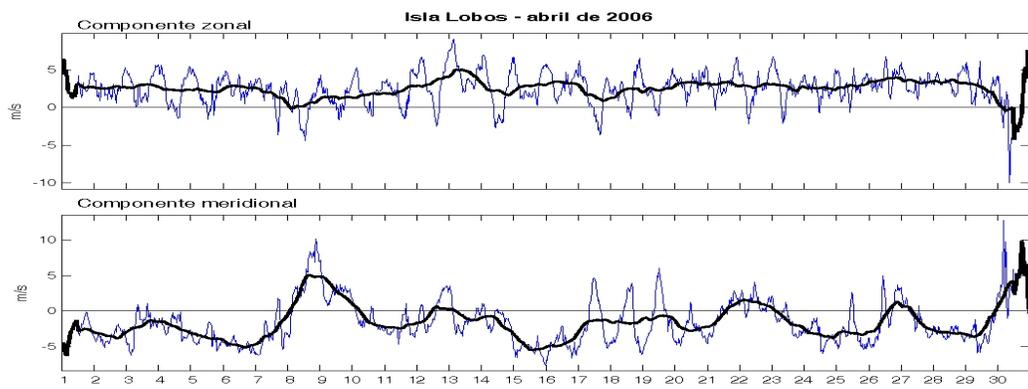
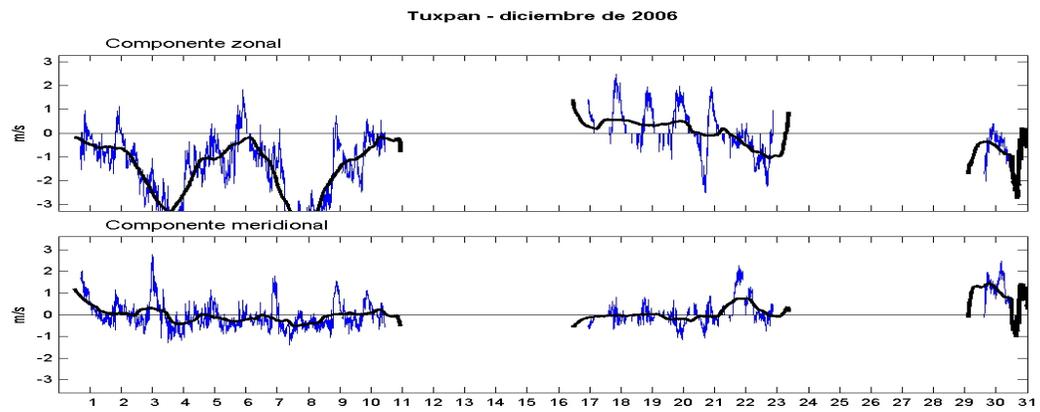


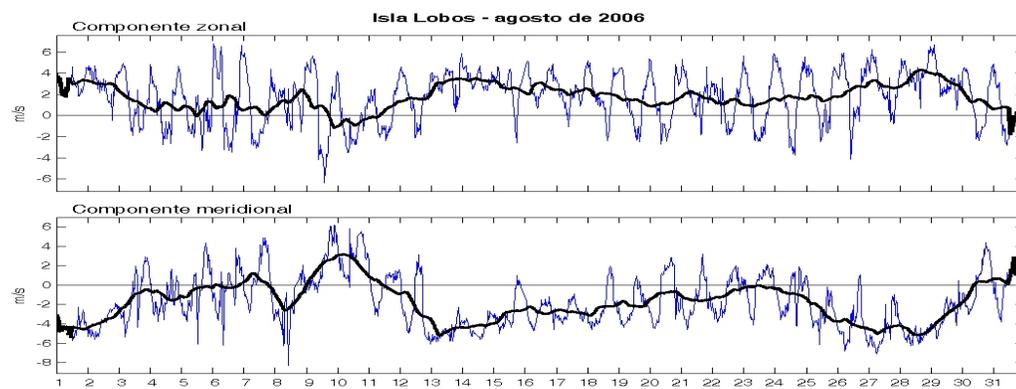
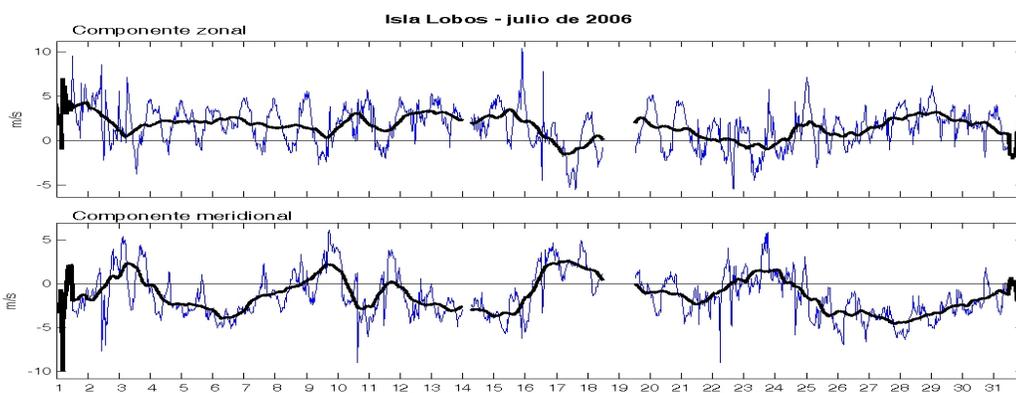
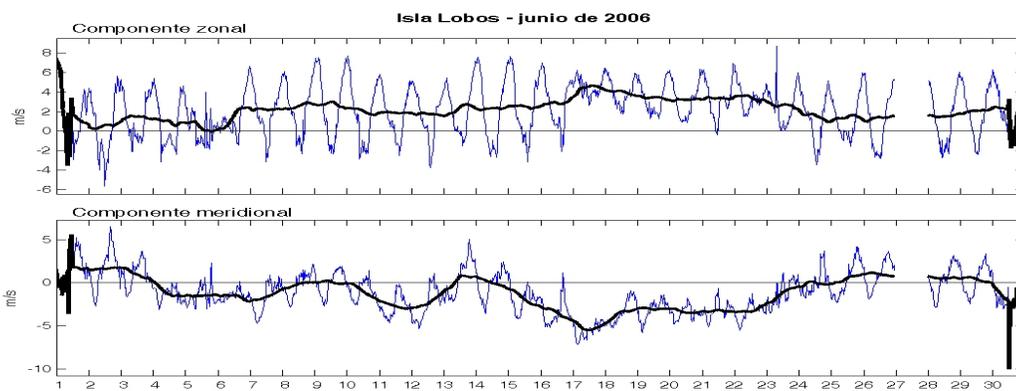


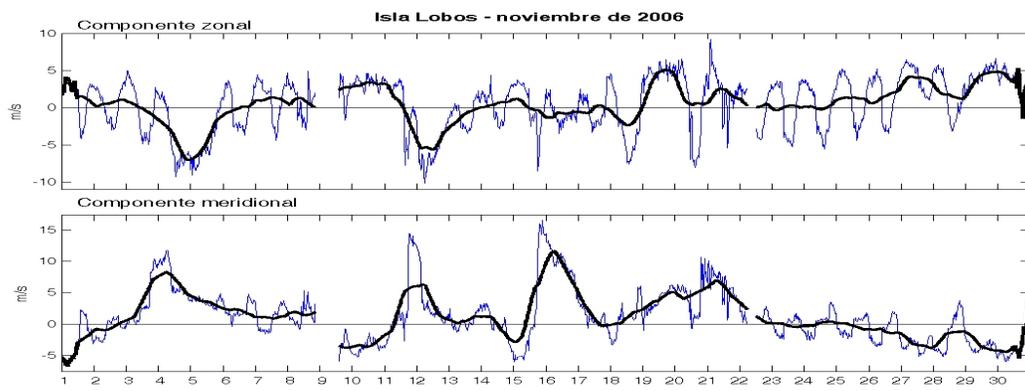
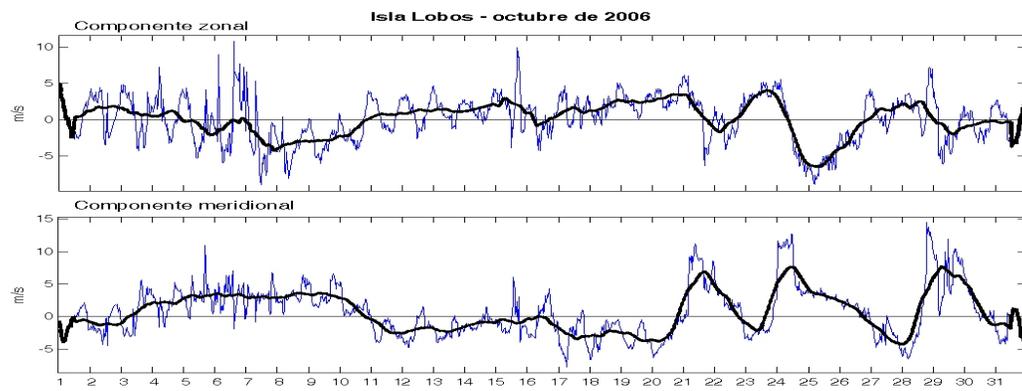
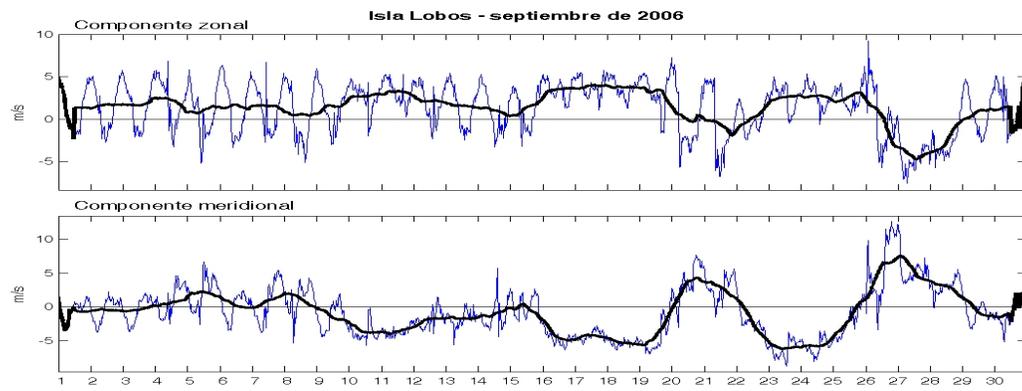


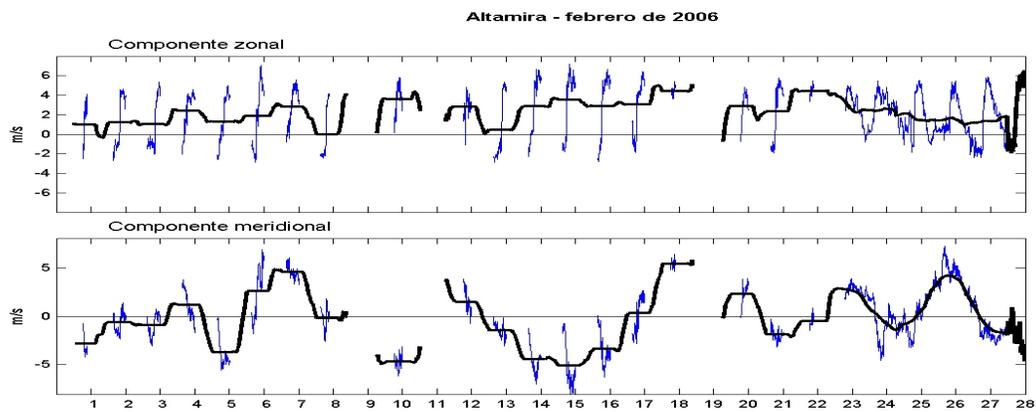
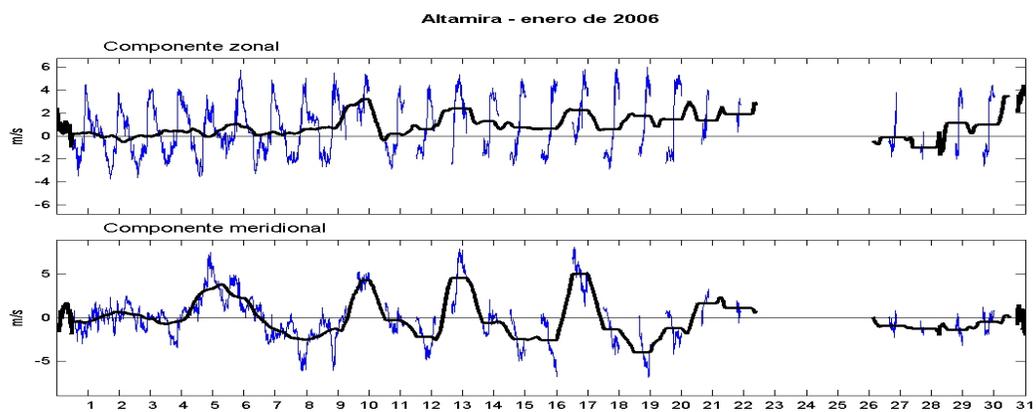
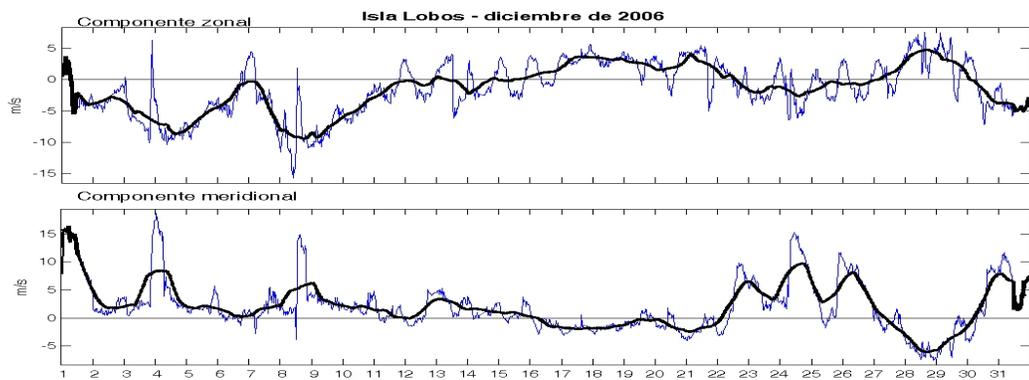


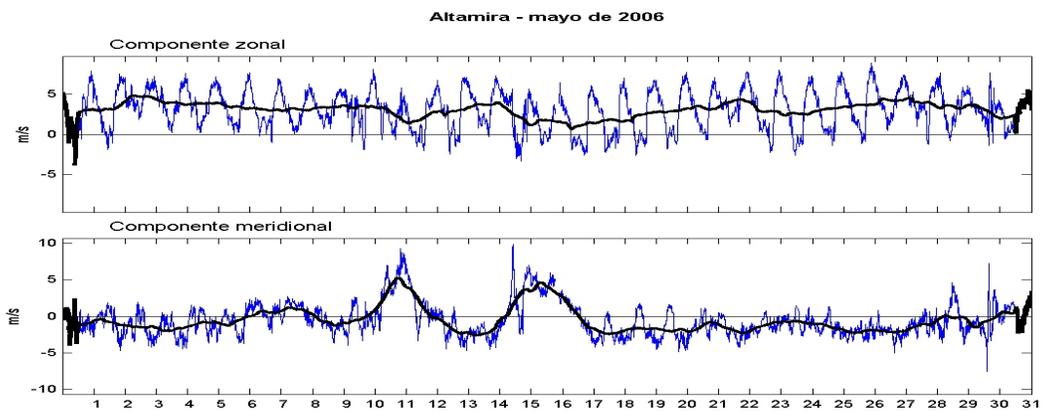
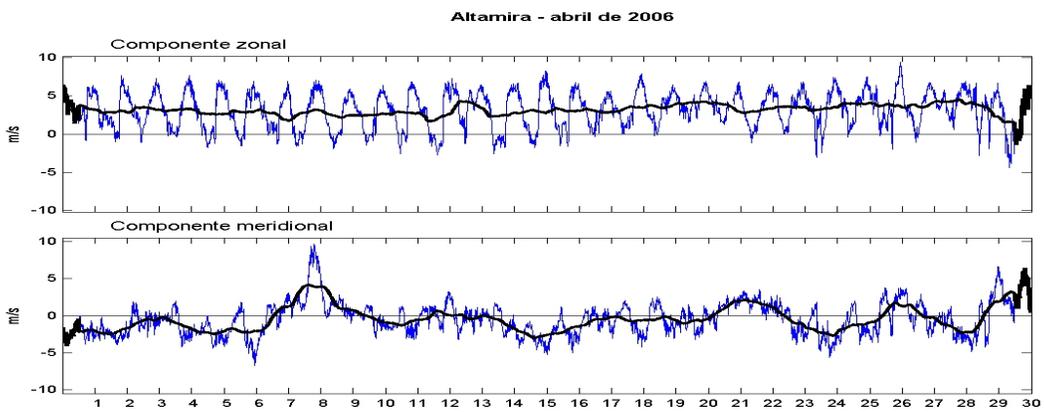
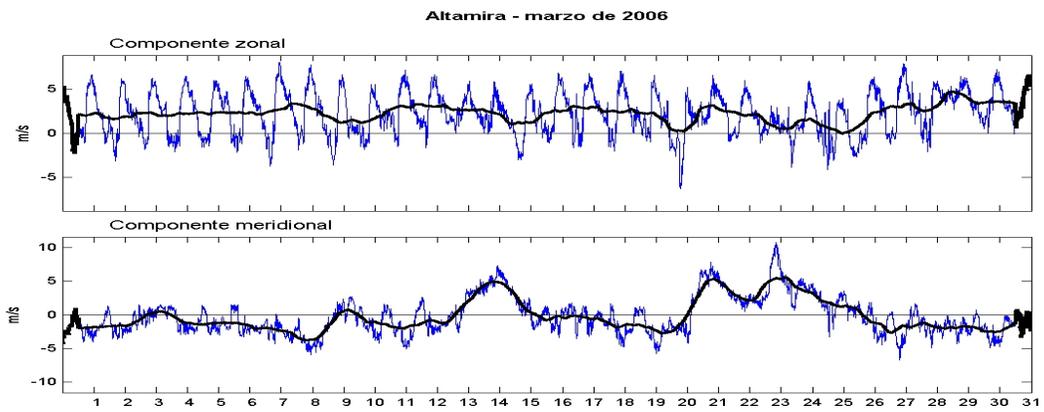


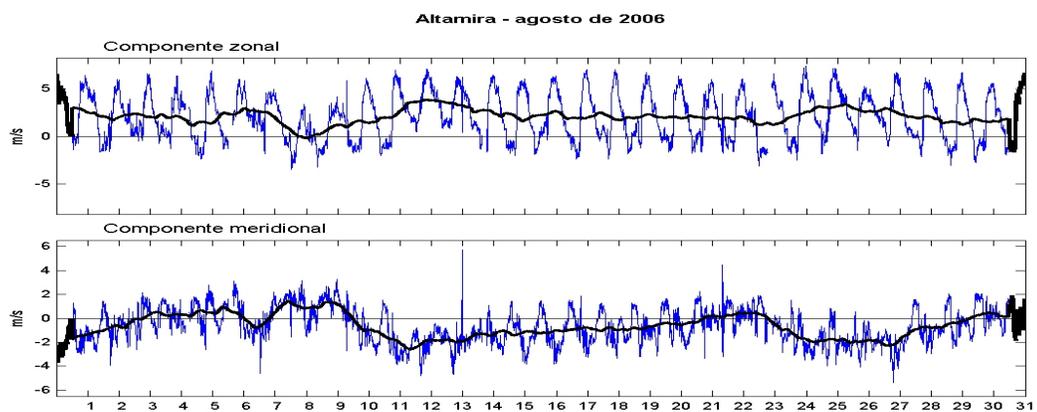
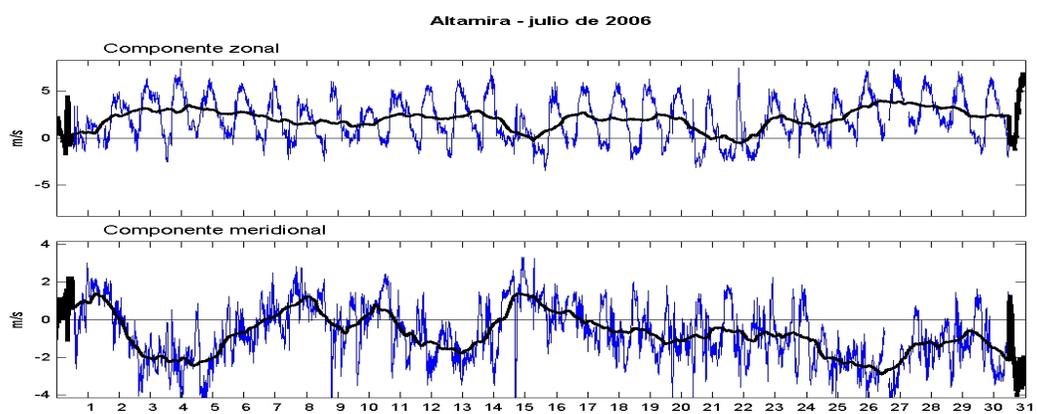
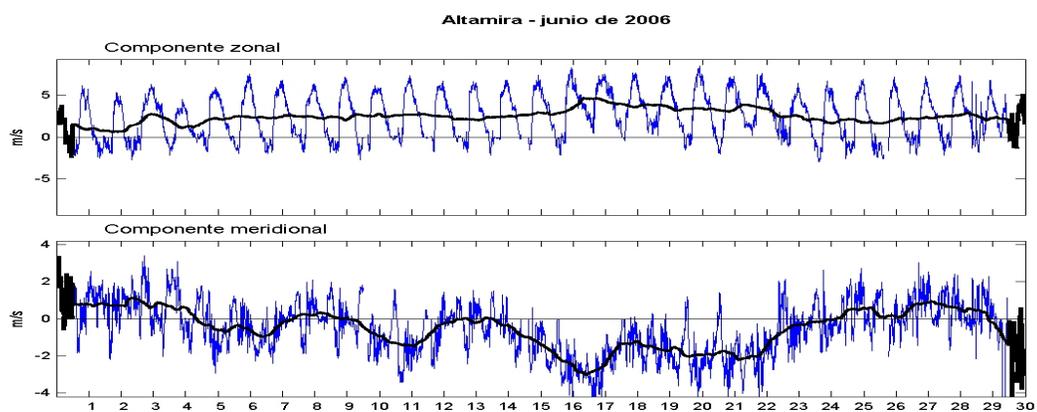


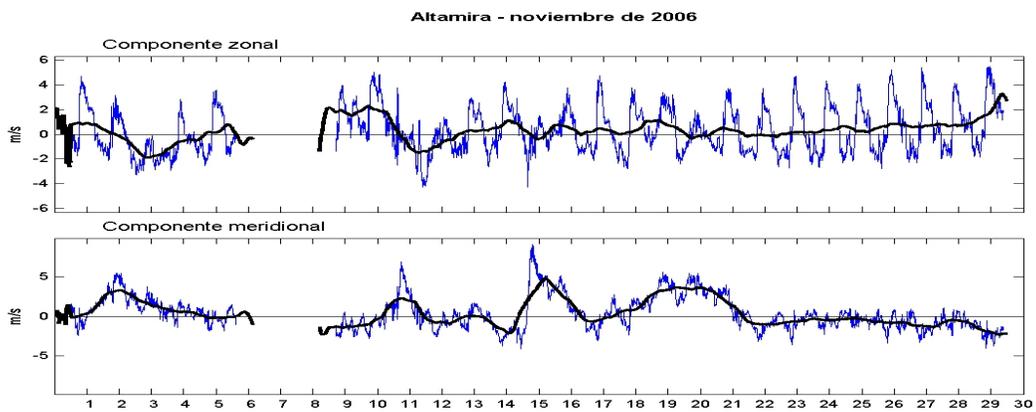
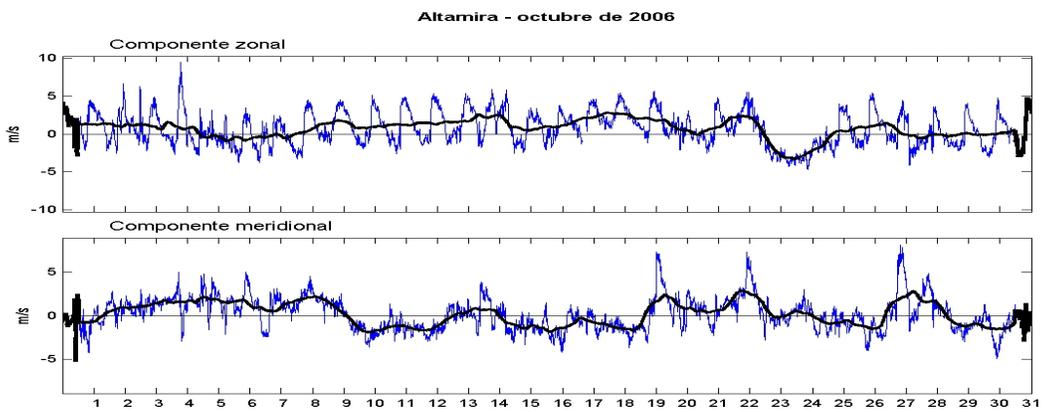
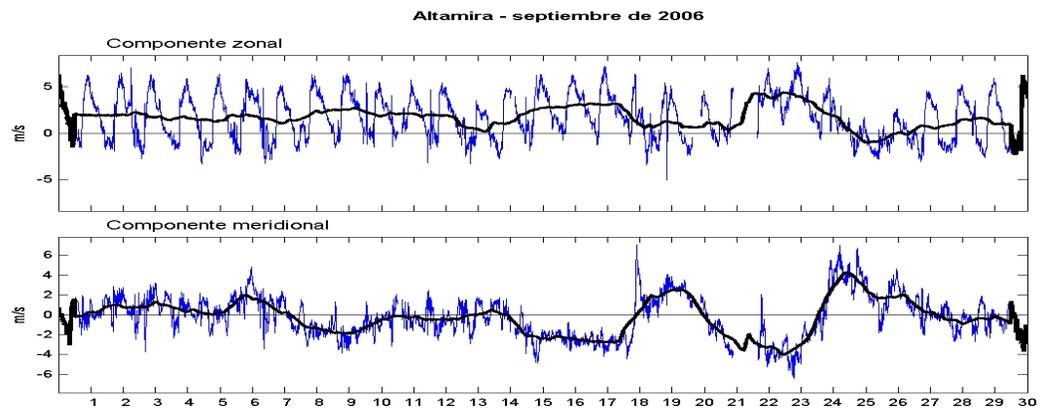


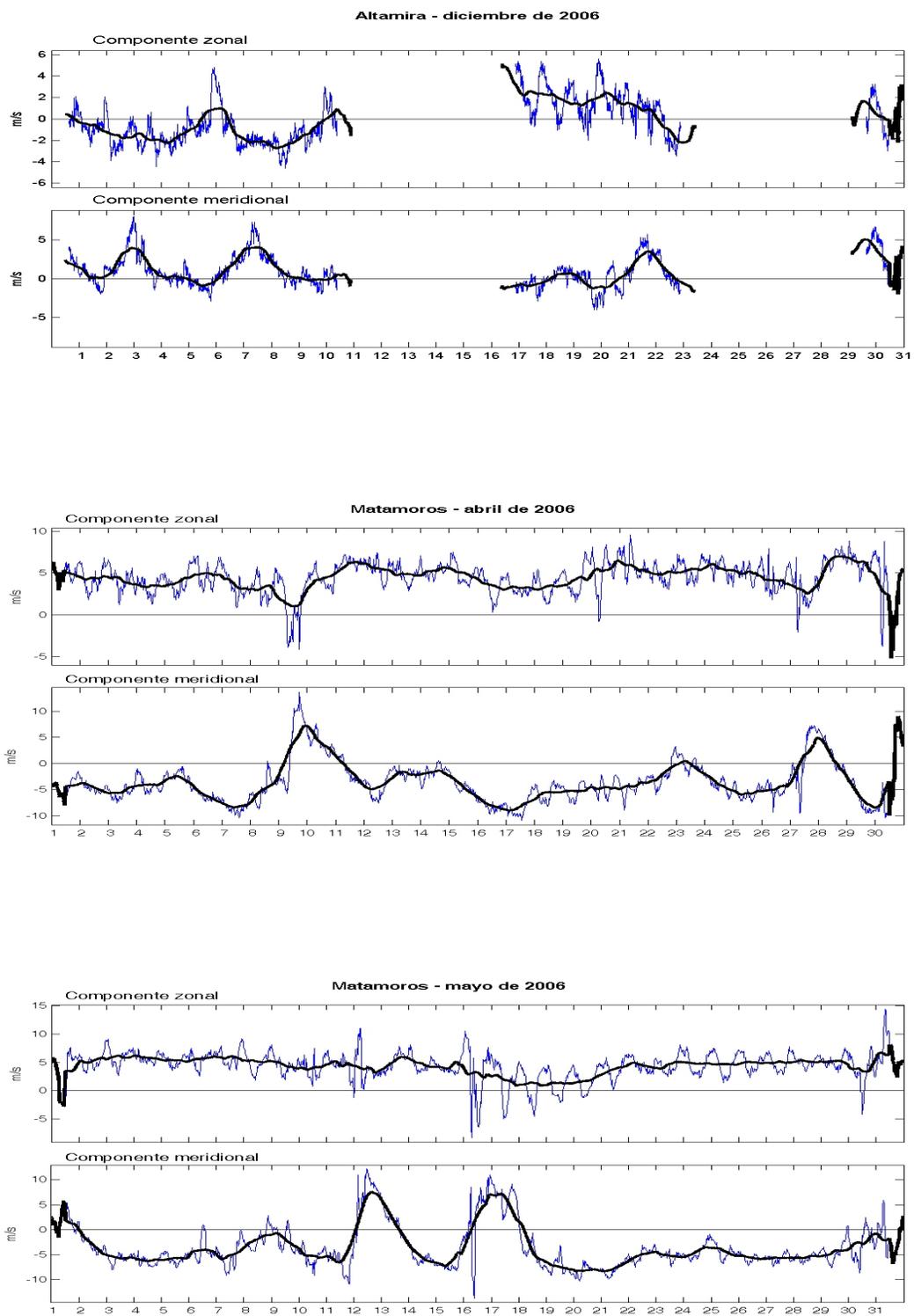


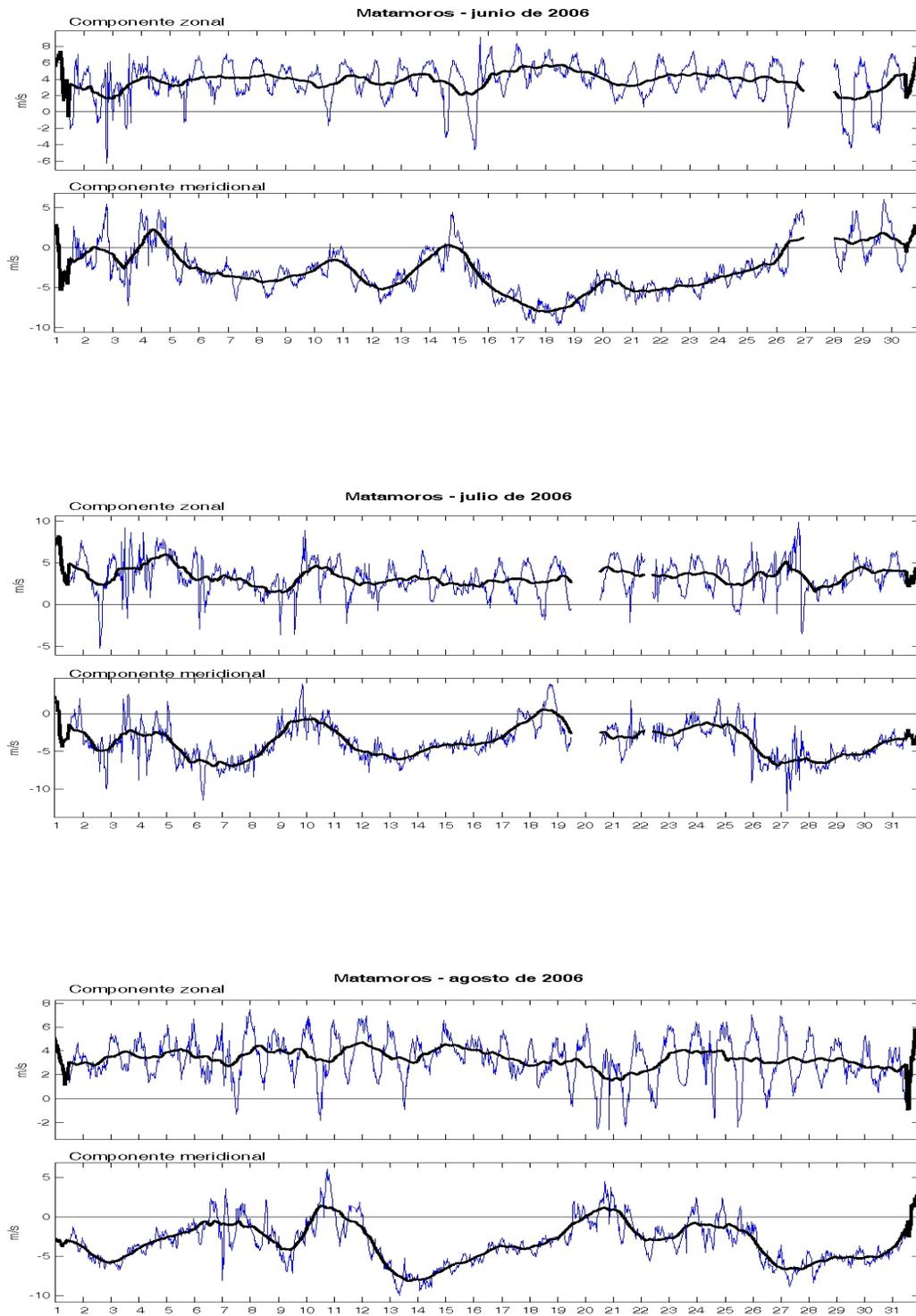


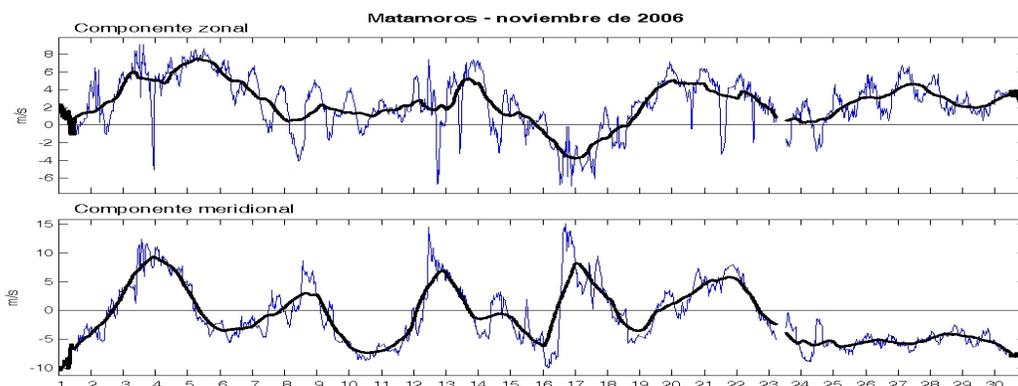
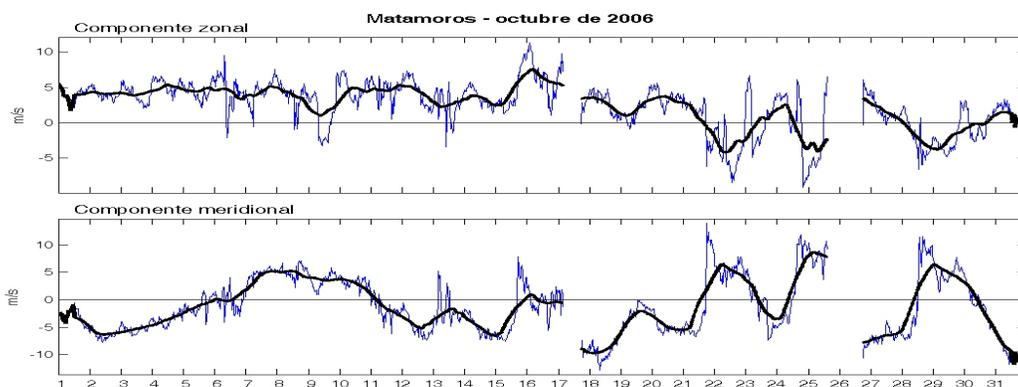
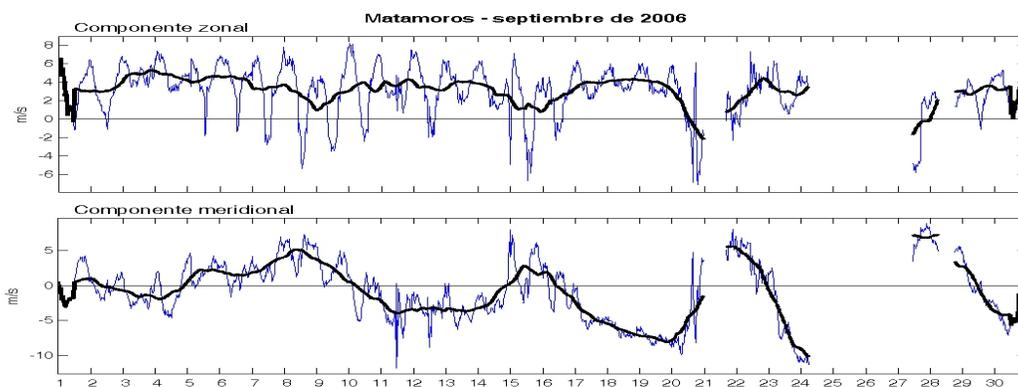


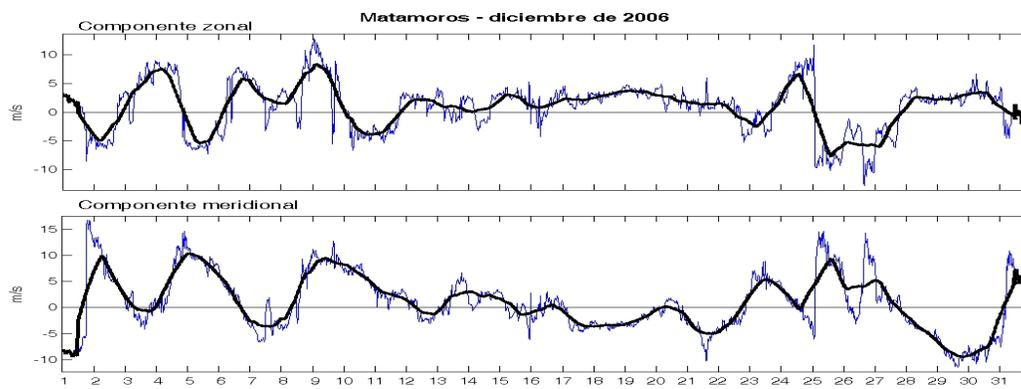












Bibliografía

- [1] Ahrens, C. Donald (2007). *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*, 8th ed. Thomson Brooks/Cole, Canada.
- [2] Alpert, P., M. Kusuda & N. Abe (1984). *Anti-clockwise rotation, eccentricity and tilt of the wind hodograph. Part II: An Observational Study*. Journal of Atmospheric Sciences, **41**, pp. 3568-3583.
- [3] Björck, Åke (1996). *Numerical methods for least square problems*. Linköping University, Sweden. SIAM, Philadelphia.
- [4] Brooks, H.E. & C.A. Doswell III (1996). *A Comparison of Measures-Oriented and Distributions-Oriented Approaches to Forecast Verification*. Weather and Forecasting, **11**, pp. 288-303.
- [5] Calderón, O. (2007). *Visualización de las ondas atrapadas a la costa en el Golfo de México*. Tesis de Licenciatura en Ingeniería en Computación, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- [6] Chávez, E. A. (1994). *Los recursos marinos de la Península de Yucatán*, pp. 1-12. En: A. Yáñez-Arancibia (Ed.). *Recursos Faunísticos del Litoral de la Península de Yucatán*. Universidad Autónoma de Campeche. EPOMEX Serie Científica, 2. 136 p.
- [7] Defant, F. (1950). *Theorie der Land-und Seewinde*. ARch. Meteor. Geophys. Bioklim., **A2**, 404-425.
- [8] Emery, W.J. & R.E. Thomson (2001). *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Elsevier Science, Netherlands.
- [9] Gille, S.T., S.G.L. Smith & N.M. Statom (2005). *Global observations of the land breeze*. Geophysical Research Letters, **32**, L05605.
- [10] Goldberg, Jack L. (1991). *Matrix Theory with Applications*. Churchill Brown Series. McGraw-Hill, New York.
- [11] Hartfiel, Darald J. (2001). *Matrix theory and applications with MATLAB*. CRC Press, Boca Raton, Florida.
- [12] Haurwitz, B. (1947). *Comments on the sea-breeze circulation*. Journal of Meteorology, **4**, pp. 1-8.

-
- [13] Holton, J.R. (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 4ta. ed., International Geophysics Series. Elsevier Academic Press, San Diego, California.
- [14] Jenkins, G.M. & D.G. Watts (1968). *Spectral Analysis and its applications*. Holden-Day, San Francisco.
- [15] Kusuda, M. & P. Alpert (1983). *Anti-clockwise rotation of the wind hodograph, Part I: Theoretical Study*. Journal of the Atmospheric Sciences, **40**, pp. 487-499.
- [16] Martin, C.L. & R.A. Pielke (1983). *The Adequacy of the Hydrostatic Assumption in Sea Breeze Modeling over Flat Terrain*. Journal of the Atmospheric Sciences, **40**, pp. 1472-1481.
- [17] Miller, S.T.K., B.D. Keim, R.W. Talbot & H. Mao (2003). *Sea Breeze: Structure, Forecasting, and Impacts*. Reviews of Geophysics, American Geophysics Union, **41,3**.
- [18] Neumann, J. (1977). *On the Rotation of the Direction of Sea and Land Breezes*. Journal of the Atmospheric Sciences, **34**, pp. 1913-1917.
- [19] Neumann, J. (1984). *The Coriolis Force in Relation to the Sea and Land Breezes. A Historical Note*. American Meteorological Society Bulletin, **65**, pp. 24-26.
- [20] Pica G., Y., M. Ponce V. & R. Pineda L. (1991). *Golfo de México y Mar Caribe Mexicano. Oceanografía Física*, pp. 31-74. En: G. de la Lanza E. (Comp.). *Oceanografía de mares mexicanos*. AGT Editor, México.
- [21] Romero-Centeno, R., J. Zavala-Hidalgo & G.B. Raga (2006). *Midsummer Gap Winds and Low-Level Circulation over the Eastern Tropical Pacific*. Journal of Climate, **20**, pp. 3768-3784.
- [22] Rotunno, R. (1983). *On the Linear Theory of the Land and Sea Breeze*. Journal of the Atmospheric Sciences, **40**, pp. 1999-2009.
- [23] Schmidt, F.H. (1947). *An elementary theory of land and sea breeze circulation*. Journal of Meteorology, **4**, pp. 9-15.
- [24] Sommerfeld, A. (1949). *Partial Differential Equations in Physics*. Academic Press, New York.
- [25] Strang, G. (1976). *Linear Algebra and Its Applications*. Academic Press, New York.
- [26] Stull, Roland B. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Atmospheric Science Library. Kluwer Academic Publishers, Netherlands.
- [27] Walsh, J.E. (1974). *Sea Breeze Theory and Applications*. Journal of the Atmospheric Sciences, **31**. pp. 2012-2026.
- [28] Zavala-Hidalgo, J. (1991). *Comparación de Métodos de Asimilación de Datos en problemas de Circulación Oceánica*. Tesis de Maestría en Ciencias del Mar, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.
-

-
- [29] Zavala-Hidalgo, J., B. Martínez, A. Gallegos, S.L. Morey & J.J. O'Brien (2006). *Seasonal upwelling on the Western and Southern Shelves of the Gulf of Mexico*. Ocean Dynamics. DOI:10.1007/s10236-006-0072-3.

Referencias electrónicas

- [30] [http://www.semar.gob.mx/digaohm/actualizacion_2006/DIGAOHM\(23_ENE_06\)/meteorologia/meteoro.htm](http://www.semar.gob.mx/digaohm/actualizacion_2006/DIGAOHM(23_ENE_06)/meteorologia/meteoro.htm) *Fecha de consulta:* 12 de mayo de 2008
- [31] <http://smn.cna.gob.mx/productos/emas/> *Fecha de consulta:* 12 de mayo de 2008
- [32] www.nasa.gov/centers/jpl/missions/quikscat.html *Fecha de consulta:* 25 de mayo de 2008
- [33] <http://manati.orbit.nesdis.noaa.gov/quikscat/> *Fecha de consulta:* 15 de noviembre de 2008
-