



*UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR*

*Tesis Doctoral en Ingeniería*

**MODELADO Y SIMULACION DEL  
BALANCE ENERGETICO EN MARISMAS**

Ing. ALEJANDRO J. VITALE

**Directores**

**Dra. MARÍA C. PICCOLO**

**Dr. CLAUDIO DELRIEUX**

BAHÍA BLANCA

ARGENTINA

2010



## Prefacio

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctor en Ingeniería, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el ámbito del Instituto Argentino de Oceanografía dependiente del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y de la Universidad Nacional del Sur durante el período comprendido entre agosto de 2005 y marzo de 2010, bajo la dirección de Dra. Maria Cintia Piccolo, Profesora Titular de la cátedra “Hidrografía Continental Marina” y “Geografía de los Sistemas Naturales II”, del Departamento de Geografía de la Universidad Nacional del Sur e Investigadora Principal del CONICET y del Dr. Claudio Delrieux, Profesor Titular de las cátedras “Imágenes Fráctales y Aplicaciones, Introducción al Procesamiento Digital De Imágenes y Procesamiento Digital De Imágenes”.

Ing. Alejandro J. Vitale



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR  
Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el ..../..../..... , mereciendo la calificación de .....(.....)

## Agradecimientos

El trabajo realizado en este estudio requirió un significativo y constante esfuerzo. Esto merece que emplee unas líneas con el fin de expresar mi sincera gratitud a las personas e instituciones que colaboraron con este estudio.

Diversas personas e instituciones han colaborado en la realización de la presente tesis Doctoral. En principio, deseo agradecer a la *Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica* y al *Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas*, por las Becas de Formación de Postgrado que posibilitó mi dedicación exclusiva a este trabajo de investigación.

A la Dra. M. Cintia Piccolo, por brindarme la posibilidad de realizar el doctorado, su dirección en esta tesis y su continua confianza.

Al Dr. Claudio A. Delrieux, por el continuo sostén y sugerencias para la realización de este estudio.

Al Dr. Gerardo M. E. Perillo, por el continuo apoyo, asesoramiento brindado y la confianza en la realización de las *EMAC*.

A la Lic. Sibila Genchi, por su asistencia con las muestras de sedimento, así como su constante sostén y cariño.

A Mis Padres Sabina y Ricardo, Amigos y Compañeros, los cuales realizaron sugerencias y críticas constructivas que me permitieron mejorar el trabajo para llevarlo a su punto actual.

Se agradece la colaboración del departamento de Ingeniería Eléctrica de la UTN-FRBB, en el desarrollo del sensor de conductividad.

El trabajo de laboratorio y campo requirió un significativo esfuerzo. Este no se hubiera llevado término sin la colaboración del personal de Instituto Argentino de Oceanografía (IADO). Un profundo agradecimiento a las personas que estuvieron involucradas en algún aspecto del trabajo aquí presentado.

Entre las instituciones que colaboraron en la realización de este trabajo, debo destacar al Club Náutico Bahía Blanca, el Club de Pesca y Náutica Gral. D. Cerri, al Club Náutico de Puerto Rosales y al Club Náutico de Villa del Mar.

Ing. Alejandro J. Vitale.

## Resumen

El estudio de los procesos de interacción mar-atmósfera-suelo son básicos para evaluar los intercambios energéticos del ecosistema costero. La dinámica térmica es un elemento fundamental del cual dependen todas las especies que habitan estos ambientes intermareales. Para estudiar estos ambientes se diseñó una estrategia de trabajo de investigación en donde se diseñó el equipamiento de medición, los soportes informáticos del procesamiento de la información registrada. Con las mediciones se obtuvieron coeficientes característicos de la zona de estudio y se calculó el balance de calor. Con estos resultados se modeló la temperatura del agua y del sedimento como consecuencia de estos intercambios energéticos.

Se desarrolló y construyó una estación de monitoreo ambiental costero (*EMAC*), a una fracción del costo comercial. De esta manera se redujeron los costos de reparación y reposición de los instrumentos. La ventaja de la *EMAC* es la adaptabilidad que posee el adquirente, tanto para adecuarse a diferentes modalidades, como a distintos sensores. La *EMAC* no sólo puede instalarse en zonas costeras, sino que es perfectamente operativa en boyas u otros dispositivos en diferentes cuerpos de agua. La información recabada por el instrumental desarrollado y construido posibilitó la determinación de los coeficientes de las ecuaciones aerodinámicas de masa. Asimismo la información recopilada permitió la validación de los resultados del modelo.

Se calculó el balance de calor anual en una marisma mediante mediciones directas. En todos los meses del año los mayores flujos del balance son la radiación neta y el flujo de calor latente. En la marisma quedaron como energía anual disponible  $692 \text{ kWm}^{-2}$ , la cual se distribuyó en evaporación ( $505 \text{ kWm}^{-2}$ ), en flujo de calor en el suelo ( $1 \text{ kWm}^{-2}$ ) e intercambios advectivos ( $186 \text{ kWm}^{-2}$ ). Los resultados del balance

energético, se utilizaron como condición de borde en un modelo desarrollado de pronóstico de temperatura del agua y del sedimento, sobre las planicies de marea y marismas. Se obtuvieron diferencias medias menores a 0,6 °C entre las temperaturas modeladas y las mediciones en el campo.

El trabajo desarrollado en este estudio completó conocimientos del ecosistema, aportó nuevas técnicas y metodologías en el trabajo de campo y generó herramientas informáticas y electrónicas, completamente funcionales y accesibles. El instrumental desarrollado puede ser utilizado por investigadores como un soporte de muy bajo costo tanto de construcción como operativo. Además permite una fácil instalación y operación para personal con escaso entrenamiento en sistemas de monitoreo ambiental. El modelado numérico desarrollado de código abierto, posibilita el continuo progreso y evolución del entendimiento de la dinámica térmica en ambientes intermareales. La estrategia de trabajo de investigación diseñada puede adaptarse a múltiples ecosistemas y diferentes estudios.

## Abstract

The study of sea-air-ground interactions plays a key role to evaluate the energy exchanges in the coastal ecosystems. The thermal dynamics is essential for intertidal habitats, which depend all species that inhabit these ecosystems. The study of this wetland lead to development of a research strategy in which measuring equipment and a computer support to processing their recorded data were designed. Characteristic coefficients of the study area were obtained from these data and heat balance was calculated. From the results of this study, the water and sediment temperature was modeled due to these energy exchanges.

Characteristic physical parameters of the study area are necessary to be included in the calculation of numerical model. Station for monitoring environmental (EMAC) was developed and built at a fraction of commercial cost. Therefore, repair and replacement costs of instruments are reduced. One advantage of the EMAC is that the datalogger has sufficient ability to adapt to different modalities, such as sensors. The EMAC can be installed not only in coastal areas but is fully operational on buoys or other devices in several water bodies. The information gathered by this equipment constitutes the base for the determination of aerodynamic coefficients of mass equations of heat balance. Also, the information collected allowed the validation of model results.

Annual heat balance on a saltmarsh was calculated through the direct measures. During all months of the year the greater fluxes balance are the net radiation and the latent heat flux. The annual energy available on the saltmarsh was  $692 \text{ kWm}^{-2}$ , which was distributed in evaporation ( $505 \text{ kWm}^{-2}$ ), soil heat flux ( $1 \text{ kWm}^{-2}$ ) and advective exchanges ( $186 \text{ kWm}^{-2}$ ). The results of this energetic balance were used as boundary condition in a model which was developed based on water and sediment temperature

forecast in coast tidal flats and salt marshes. Mean differences between modeled and measured temperatures were less than 0,6 C° (3,3%).

The investigation carried out in this current study contributes to the knowledge of the ecosystem providing modern techniques and methodologies in fieldwork and generating electronic and informatics tools, fully functional and accessible. The equipment can be used by researches as a support of very low cost which allows an easy installation and operation in personnel with little training in environmental monitoring systems. An open source numerical modeling developed makes possible a continual progress and evolution of understanding of thermal dynamics in intertidal environments. The research strategy designed can be adapted to several ecosystems and different studies.

# INDICE GENERAL

## Capítulo I INTRODUCCIÓN

1.1	Consideraciones Generales	1
1.2	Hipótesis y Objetivos	4
1.3	Antecedentes	5
1.4	Método y Trabajo Desarrollado	10
1.4.1	Estación de Monitoreo Ambiental Costero	11
1.4.2	Modelo Desarrollado	13

## Capítulo II MARISMAS Y PLANICIES DE MAREA DEL ESTUARIO DE BAHÍA BLANCA

2.1	Introducción	16
2.2	Estuario de Bahía Blanca	19
2.3	Marismas y Planicies de Marea	21

## Capítulo III DESARROLLO TECNOLÓGICO

3.1	Introducción	25
3.2	La EMAC	26
3.2.1	El Datalogger	27
3.2.2	Sensores Desarrollados para el Estudio	31
3.2.3	Temperatura	31
3.2.4	Marea	35
3.2.5	Olas	38
3.2.6	Turbiedad	42
3.2.7	Conductividad	45
3.2.8	Radiación Solar	48
3.2.9	Presión Atmosférica	50
3.2.10	Multipropósito	52
3.3	Desarrollo de una Base de Datos Oceanográfica	54

3.4	Conclusiones	57
-----	--------------	----

**Capítulo IV**  
**CLIMA E HIDROGRAFIA DEL ESTUARIO**

4.1	Introducción	59
4.2	Método de Trabajo	61
4.2.1	Monitoreo del Estuario	62
4.3	Clima del Área de Estudio	65
4.3.1	Radiación Solar en el Estuario	67
4.3.2	Temperatura del Aire en Marismas y Planicies del Estuario	72
4.3.3	Temperatura del Agua	77
4.3.4	Temperatura del Sedimento en Marismas y Planicies	87
4.3.5	Viento en el Estuario	97
4.3.6	Onda de Marea en Marismas y Planicies	104
4.3.7	Olas en Marismas y Planicies	111
4.3.8	Sedimentos en Suspensión en Marismas y Planicies	120
4.3.9	Análisis de Otros Parámetros Meteorológicos y Oceanográficos	125

**Capítulo V**  
**BALANCE DE CALOR EN MARISMAS**

5.1	Introducción	129
5.2	Conceptos Generales del Balance de Calor	130
5.3	Metodología	135
5.4	Radiación Neta	138
5.4.1	Radiación Neta Medida	139
5.4.1.1	Resultados	139
5.4.2	Radiación Neta Estimada	146
5.4.2.1	Albedo de Reflexión	146
5.4.2.2	Radiación de Onda Larga Terrestre	149
5.4.2.3	Radiación de Onda Larga Atmosférica	149
5.4.2.4	Resultados	154
5.5	Flujo de Calor en el Suelo	158
5.5.1	Metodología	158
5.5.2	Resultados	160
5.6	Flujo de Calor Sensible	164
5.6.1	Metodología	164
5.6.2	Resultados	165
5.7	Flujo de Calor Latente	170
5.7.1	Metodología	171
5.7.2	Resultados	173

5.8	Flujo de Calor Advectivo	177
5.8.1	Metodología	178
5.8.2	Resultados	178
5.9	Balance de Calor	181
5.9.1	Resultados	181
5.10	Conclusiones	185

## **Capítulo VI MODELADO NUMERICO**

6.1	Introducción	188
6.2	Conceptos Teóricos	189
6.2.1	Método de Diferencias Finitas	189
6.2.2	Fundamentos de las Diferencias Finitas	190
6.2.3	El Método de Euler	192
6.2.4	Ecuación de Calor Discreta	194
6.2.4.1	Difusividad de Calor Discreta	195
6.3	Hemera 1.0	197
6.3.1	Ecuaciones	199
6.3.1.1	Temperatura Superficial	200
6.3.1.2	Conveccion de Calor	201
6.3.2	Secuencia Iterativa	204
6.4	Modelado de una Marisma con Hemera 1.0	206
6.4.1	Metodología	206
6.4.1.1	DEM de la Marisma	207
6.4.1.2	Configuración General	213
6.4.2	Resultados del Modelado	215
6.5	Conclusiones	235
	CONCLUSIONES	238
	REFERENCIAS	248
	ANEXO 1: CONVENIO CONICET	264
	ANEXO 2: MANUAL DE OPERACIÓN DE MERCURY 1.14	272
	ANEXO 3: HEMERA 1.0	306

*“Un trabajo como este en realidad nunca se finaliza; simplemente debe declarárselo finalizado cuando uno ha hecho cuanto es posible, dentro de los límites del tiempo y de las circunstancias.”*

JOHANN WOLFGANG VON GOETHE

—Refiriéndose a su Iphigenie—  
En *Iphigenie auf Tauris*, 1787.

# Capítulo I

## INTRODUCCIÓN

### 1.1 – CONSIDERACIONES GENERALES

El estudio de las propiedades físicas de las planicies de marea y marismas, en particular el análisis de los procesos de interacción mar-atmósfera-suelo, son importantes pues constituyen parámetros básicos para evaluar los intercambios energéticos del ecosistema costero. En estos habitan numerosas especies acuáticas cuya supervivencia depende del resultado de estos procesos de interacción. Las marismas y las planicies de marea son consideradas una unidad morfológica clave en un estuario, debido a que constituyen áreas de cría y refugio de muchas especies de peces e invertebrados de interés.

Los procesos de interacción energéticos se rigen por la ley de conservación de la energía de la termodinámica. En donde la energía no se crea ni se destruye, sino que se transforma en otra diferente. Particularmente en la interacción energética mar-atmósfera-suelo, la energía disponible en la *superficie terrestre* (constituida por la radiación neta) es equivalente a una combinación de intercambio convectivo con la atmósfera (calor sensible o latente), de flujo conductivo con el suelo y de flujo advectivo entrante o saliente por la acción del viento o las mareas. A esta distribución de la energía superficial se la estudia mediante un *Balance de Calor*.

El *Balance de Calor* permite evaluar independientemente cada mecanismo que interviene en la interacción energética mar-atmósfera-suelo. Esto permite una comprensión detallada de los procesos físicos involucrados. El balance de calor además, es una herramienta fundamental para modelar las temperaturas en suelo, aire y agua, próximas a la superficie.

Los mecanismos de interacción mar-atmósfera-suelo son fundamentales debido a que de él dependen todas las especies que habitan estos ambientes intermareales. Un entendimiento de la dinámica térmica posibilita una comprensión más profunda de la vida en estos humedales costeros. Asimismo la interacción entre el agua-atmósfera-sedimento produce un microclima circundante. Un conocimiento y descripción más elaborada de dicha interacción permite mejorar los pronósticos meteorológicos en zonas costeras.

Las propiedades físicas de los suelos han sido estudiadas desde un punto de vista teórico (p.e., de Vries, 1966; Horton y Wieringa, 1983; Novak y Black, 1985; Novak, 1986; Cautenet *et al.*, 1986; Sikora *et al.*, 1990) y descriptivo (p.e., Carslaw y Jaeger, 1978; Oke, 1978). Comparativamente, escasos trabajos han sido realizados en zonas costeras sujetas a la inundación de la marea y donde el régimen térmico es afectado por el contacto del agua y del aire de acuerdo al estado de la misma (Sequeira y Piccolo, 1985; Piccolo *et al.*, 1993; Piccolo, 2009).

Las capas superiores de los sedimentos intermareales se caracterizan por fluctuaciones de temperatura de período corto. Estas fluctuaciones son producidas por bruscos cambios en la temperatura ambiente o por acción de la inundación de los sedimentos por la marea (Harrison y Phizacklea, 1987). El análisis de las temperaturas de los sedimentos en playas (p.e., Tuller, 1972; Kjerfve, 1978; Jehn y Jehn, 1979; Smith, 1981, 1982) son menos comunes en comparación con aquellas compuestas por sedimentos limosos típicos de zonas intermareales (p.e., Vugts y Zimmerman, 1982; Sequeira y Piccolo, 1985; Harrison, 1985; Stathers *et al.*, 1988; Piccolo *et al.*, 1993).

Numerosos estudios se han realizado mundialmente sobre el balance energético en zonas costeras, principalmente en playas y en estuarios (p. e., Hacker *et al.*, 1971; Tuller, 1972; Hsu *et al.*, 1972; Hsu, 1980; Heath, 1977; Smith, 1981; Robertson y

Barry, 1985; Oke, 1978). El cálculo del balance energético se basa en la medición o el cálculo mediante fórmulas aerodinámicas de masa de la radiación neta, el flujo turbulento de calor sensible, latente, advectivo y de interacción entre la atmósfera y el sedimento y/o el agua dependiendo del estado de la marea (p.e., Harrison y Phizacklea, 1984; Carson, 1987; Nuttle, 1988; Brunel, 1989; Novak, 1990, 1991 a, b). La aplicación de los resultados del balance es inmediata y tienen influencia con la modificación de los microclimas, los flujos bioquímicos, la fauna, la flora, etc.

Rouse y Bello (1985) estudiaron el impacto del balance energético en las planicies de marea de la bahía de Hudson sobre el clima de la región. Cambios en el balance neto radiativo y en la evaporación del sistema causaron cambios en el clima local y los relacionaron con la fauna y la flora de la región estudiada. Nuttle y Hemond (1988) analizaron la hidrología de las marismas de Belle Island y los relacionaron con el balance energético de las mismas y encontraron cambios significativos en la evaporación del sistema y la emisión de gases dentro y fuera del sedimento de las marismas.

Son escasos los estudios sobre el tema en nuestro país (Rivas, 1990). En el estuario de Bahía Blanca se han realizado estudios de sus planicies desde un punto de vista energético que implicaron tratamientos iniciales sin tener una base de datos lo suficientemente completa como para estudiar acabadamente los procesos que caracterizan este tipo de ecosistemas (Piccolo y Dávila, 1993). Luego con una mayor serie de datos, Piccolo *et al.* (2001), Beigt y Piccolo (2003a,b; 2008) y Beigt (2007) estudiaron el flujo de calor en los sedimentos de las planicies de marea del estuario de Bahía Blanca y el balance energético de las planicies de marea de Puerto Cuatros utilizando modelos aerodinámicos de masa.

El único antecedente de predicción de la temperatura del agua lo realizaron Sequeira y Piccolo (1985) para situaciones de bajante en la zona intermareal del estuario de Bahía Blanca en el Puerto de Ing. White. El cálculo se basó en un modelo de balance de calor, el que además incorpora la relación área-volumen característica de esa zona del estuario. Se utilizaron formulas aerodinámicas de masa para calcular la ecuación de balance de calor. No se midió la radiación neta, sino que se la calculó mediante una

ecuación de regresión basada en la radiación de onda corta solar. Para calibrar el modelo se realizaron mediciones de parámetros meteorológicos, de la temperatura del fango a 5 y 15 cm de profundidad y del agua a 2 m, por debajo del nivel de reducción del puerto de Ingeniero White. El modelo no logró representar convenientemente las fluctuaciones bruscas de la temperatura del agua. Por lo tanto, a pesar de los estudios realizados en el estuario no se ha logrado modelar numéricamente el balance de calor para comprender la dinámica del sistema.

## 1.2 – HIPOTESIS Y OBJETIVOS

Cuando se usan modelos aerodinámicos de masa, se utilizan coeficientes de transferencia turbulentos obtenidos en condiciones de sitio que no son aplicables a todas las superficies. Por lo tanto, el objetivo general de la tesis doctoral es modelar y simular los procesos de interacción mar-atmósfera-suelo utilizando fórmulas aerodinámicas de masa como condición de frontera, cuyos coeficientes de transferencia turbulentos son obtenidos para el área de estudio por medio de mediciones de campo. Se pretende calcular el balance mediante mediciones directas para minimizar el error. Con los resultados del balance energético se desarrolla un modelo de pronóstico de temperatura del agua y del sedimento sobre las planicies de marea como resultado de esa transferencia de calor. La hipótesis del trabajo radica en que un modelo numérico basado en una metodología Euleriana logra describir correctamente el balance energético en las marismas y las planicies de marea y que puede modelar la temperatura del agua resultante del balance calórico.

Los objetivos específicos del trabajo de investigación son:

1. Estudiar el flujo de calor de los sedimentos de las planicies de marea y el agua o la atmósfera dependiendo del estado de la marea y de diferentes condiciones atmosféricas.
2. Diseñar, desarrollar y testear una estación automática de muestreo (*EMAC*) para obtener mediciones continuas de las aguas del estuario y de sus planicies de marea para verificar los resultados del modelo.
3. Diseñar, desarrollar y testear sensores medioambientales para dicha estación.
4. Calcular la evaporación de las marismas.

5. Analizar el flujo de calor sensible.
6. Determinar la influencia de la marea en la advección de calor en la columna de agua durante los estados de creciente y bajante del agua.
7. Determinar el balance calórico de las marismas y del agua en una zona determinada del estuario. Analizar la importancia de cada uno de sus componentes.
8. Generar los coeficientes turbulentos que caracterizan el ecosistema del estuario de Bahía Blanca en las formulas aerodinámicas de masa para flujo de calor sensible, latente y del sedimento.
9. Efectuar un modelo de predicción de la temperatura del agua mediante el cálculo del balance energético.
10. Realizar una simulación computacional de dicho modelo, de manera de poder predecir y corroborar los parámetros del modelo con registros históricos y mediciones de campo.
11. Desarrollar un software de simulación lo suficientemente genérico como para ser utilizado con datos de campo de otras zonas geográficas.
12. Implementar un sistema de visualización 3D de los resultados de la simulación, de manera de representar el alto volumen de datos de salida, para poder ser interpretado fácilmente y en forma completa.

### 1.3 – ANTECEDENTES

El conocimiento de los flujos de calor superficiales es requerido en numerosos estudios, entre ellos la aplicación de modelos atmósfera - océano, predicciones del tiempo, estudios de cambio climático, estudios de escala sinóptica, estudios costeros, sistemas de observación oceánica, climática y terrestre, ingeniería marina, etc. (Zaker, 2003). Se pueden mencionar, a modo de ejemplo, algunos trabajos que abordan el estudio del balance energético tierra – atmósfera con fines agronómicos (Evetts *et al.*, 1994; Evetts, 2002), climáticos (Tuller, 1972; Kjerfve, 1978; Hsu, 1980; Smith y Kierspe, 1981; Betts, 2000; Murty *et al.*, 2000; Schertzer *et al.*, 2000; Rouse *et al.*, 2003), hidrográficos (Smith, 1981) y biológicos (Heath, 1977; Vugts y Zimmerman, 1982; Chifflet *et al.*, 2001; Skliris *et al.*, 2001).

Distintos cuerpos de agua del mundo han sido objeto de numerosos estudios de balance energético. Por ejemplo, Robertson y Barry (1985) y Finch y Gash (2002) estudiaron cuerpos de agua ubicados a 46°N (lago Perch, Canadá) y a 51°N (reservorios de agua en el Parque Kempton, Inglaterra), respectivamente. Hallaron valores medios mensuales de radiación neta y evaporación que alcanzaron los 13,5 y los 10 MJ m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> (<4 mm d<sup>-1</sup>), respectivamente, en los meses estivales. En tanto, en latitudes tropicales (Islas Caimán), se hallaron valores medios mensuales de evaporación que oscilaron entre 4 y 6,5 mm d<sup>-1</sup>, con un promedio anual de 5,14 mm d<sup>-1</sup> (1876 mm año<sup>-1</sup>) (Hsu et al., 1972). Harrison y Phizacklea (1985), por su parte, estudiaron el balance de calor en planicies intermareales fangosas del estuario Forth (Escocia) durante la estación cálida. Observaron un predominio del flujo de calor latente sobre los otros flujos (calor sensible y calor en el suelo). En una planicie de marea del estuario del río Hunter (Australia, 32°56'S, 151°46'E), Hughes *et al.* (2001) estimaron una evapotranspiración mensual que osciló entre aproximadamente 1 y 4 mm d<sup>-1</sup> en las estaciones de invierno y verano, respectivamente. Se publicaron varios trabajos del balance de calor en estuarios (Smith, 1977, 1981, 1982; Hsu, 1978; Smith y Kierspe, 1981; Vugts y Zimmerman, 1982; Harrison y Phizacklea, 1985; Rivas, 1990; Hughes et al., 2001). En particular, Hsu (1978) efectuó una revisión de las mediciones de flujos calóricos aplicables a estos cuerpos de agua.

Smith (1977) reportó la existencia de importantes flujos de calor en Laguna Madre (Texas) en respuesta al pasaje de frentes. Posteriormente, Smith (1981) obtuvo un modelo numérico de los intercambios de energía en una planicie de aguas someras en Laguna Madre. Los resultados del modelo indican que los intercambios de calor sensible y latente son los más importantes y explican (juntos) casi todas las variaciones de temperatura ocurridas en ese estuario. Smith y Kierspe (1981) estudiaron los intercambios de calor aire-agua bajo condiciones invernales en un estuario de la costa de Florida (laguna Indian River). Encontraron que el cambio neto de temperatura del agua producido diariamente se correlacionó fuertemente con los flujos de calor sensible y latente. Los intercambios de calor conductivos con los sedimentos de fondo jugaron un rol menor en el balance de calor del estuario. En otro estudio de balance de calor invernal llevado a cabo en el mencionado estuario, Smith (1982) halló valores medios de 162, 121, 41 y -3 W m<sup>-2</sup> para los flujos de radiación neta, calor latente, calor sensible



Figura 1.1: Estuario de Bahía Blanca (Melo, 2009).

y calor en el suelo, respectivamente. A partir de estos promedios caracterizó al balance de calor de la laguna, indicando que el calentamiento por radiación neta y por conducción agua-sedimento fue balanceado por un enfriamiento de la laguna debido a la evaporación y la pérdida de calor sensible.

El estuario de Bahía Blanca (Fig. 1.1), situado al sudoeste de la Provincia de Buenos Aires, puede describirse como un estuario mesomareal conformado por una serie de canales orientados NO-SE que quedan separados por islas, amplias marismas bajas y planicies de marea. Está caracterizado por un Canal Principal ubicado en el

extremo norte del estuario y cuya longitud es algo más de 60 km. En su cabecera tiene un ancho máximo de 200 m, mientras que cerca de su boca puede alcanzar entre 3 y 4 km. La profundidad media es de 10 m, aunque llega a máximos de hasta 25 m frente a Puerto Rosales (Perillo y Piccolo, 1999)

El estuario de Bahía Blanca es de mezcla parcial en su zona interior, pero con una fuerte tendencia a ser seccionalmente homogéneo en condiciones de escasa precipitación. En cambio, en la zona exterior se presenta, la mayor parte del tiempo, como seccionalmente homogéneo y con salinidades del orden de la plataforma continental interior adyacente. Tanto en la distribución longitudinal de los valores medios como en los perfiles de temperatura, se observa un leve decrecimiento de la temperatura desde la cabecera hasta la desembocadura. Este decrecimiento es poco notable en primavera y otoño. La distribución vertical de temperatura es homogénea a lo largo de todo el estuario (Piccolo y Perillo, 1990). La distribución de salinidad está regida por la descarga de los arroyos, principalmente el Sauce Chico (Piccolo et al., 1990).

La circulación general está dominada por una onda de marea estacionaria y semidiurna. El rango de marea en Puerto Belgrano es de 3 m, aunque varía entre 2 m en una Torre Oceanográfica en su zona exterior y 3,5 m en Ing. White superando estos valores en la zona interior al estuario (Piccolo *et al.*, 1991a). Las corrientes de marea son de tipo reversible con velocidades superficiales máximas para la zona interior de 80 y 140 cm/s para el flujo y el reflujó, respectivamente (Perillo y Piccolo, 1991b). Una característica que distingue al estuario de Bahía Blanca es la presencia de extensas marismas y planicies de marea

En el estuario de Bahía Blanca existen trabajos previos referidos a esta temática. Serman y Cardini (1983) utilizaron un modelo de balance energético mar-atmósfera para efectuar una predicción de las temperaturas medias mensuales y anuales del agua superficial en la zona interior del estuario. Obtuvieron temperaturas medias del orden de 20 a 24 °C en verano y de 6 a 10 °C en la estación invernal. En tanto, Sequeira y Piccolo (1985) presentaron un modelo de predicción de la temperatura del agua en condiciones de bajante para la zona intermareal del estuario de Bahía Blanca. El modelo se basa en

una ecuación de balance de calor aplicada a la interfase mar-atmósfera, en la cual incluyeron el flujo conductivo con los sedimentos de fondo, anteriormente no considerado por Serman y Cardini (1983). Estos autores encontraron que la radiación neta y el flujo de calor por conducción desde el fondo fueron los términos más importantes en la ecuación de balance energético durante el período estudiado (agosto 1983 – agosto 1984). Los citados trabajos abordan la temática del balance energético, pero hasta el momento el estudio más detallado y continuo de los intercambios calóricos que ocurren en la planicie mareal del estuario, considerando tanto la interfase *agua-atmósfera* (inundación de la planicie) como la interfase *sedimento-atmósfera* (bajamar) es el de Beigt (2007). En éste se estudió el flujo de calor en los sedimentos de las planicies de marea del estuario de Bahía Blanca y el balance energético de las planicies de marea de Puerto Cuatros utilizando fórmulas aerodinámicas de masa. Se cuantificó cada flujo de calor, y se identificaron los procesos físicos que intervienen, siendo el principal la evaporación y la advección de calor producto del viento y la marea.

Con respecto a la temperatura del sedimento de las planicies mareales, ésta ha sido estudiada por Sequeira y Piccolo (1985) y Piccolo y Dávila (1991). Ambos estudios se basan en un año de mediciones horarias de temperatura en el suelo (5 y 15 cm de profundidad) de una planicie mareal ubicada en Puerto Ingeniero White. Beigt (2007) realizó un muestreo de mayor resolución de la temperatura en el suelo (5, 15 y 30 cm de profundidad) de una planicie mareal ubicada en Puerto Cuatros. Piccolo y Dávila (1991) realizaron un análisis espectral de la temperatura del sedimento y encontraron los máximos de energía en los períodos de 8 y 3 días, 24, 12, 8 y 6 hs, indicando la importancia de los procesos sinópticos, diurnos, semi-diurnos y mareales en las planicies de marea del estuario. Éstos estimaron el retardo medio anual (3h 25min) entre el momento de máxima temperatura en superficie y en profundidad, respectivamente. Sequeira y Piccolo (1985), por su parte, observaron variaciones térmicas en el sedimento debidas a la marea. Los autores señalan que una parte importante del intercambio de calor entre el suelo y el agua ocurre unas pocas horas después del momento en que el agua comienza a cubrir la superficie intermareal (Sequeira y Piccolo, 1985). Parte de estos intercambios térmicos han sido cuantificados por Beigt (2007), quien estimó el retardo medio anual en 4h 7min y también observó importantes variaciones térmicas en el sedimento debidas a la marea. Se han reportado

efectos de los ciclos diarios y mareales sobre el ritmo de los animales que habitan las planicies de marea (Heath, 1977), por lo tanto, el conocimiento de las fluctuaciones térmicas en el sedimento es de vital importancia para una planicie mareal pero más aún para una marisma en donde la biodiversidad es mucho mayor.

Son escasos los trabajos que modelan en 3D el intercambio calórico en marismas y planicies de marea, en general los trabajos se centran en modelar la geomorfología/biología (Randerson, 1979; Krone, 1987; Allen, 1990; French, 1991, 1993) así como su hidrodinámica (Wayne, 1976; Brampton, 1992; Möller et al., 2001; Möller y Spencer, 2003; Möller, 2006). En particular no existe un modelo descriptivo o predictivo para el estuario de Bahía Blanca que responda a las características antes mencionadas. En este aspecto, los estudios que se encaran son totalmente originales en el área de estudio y ampliarán las investigaciones previas.

#### **1.4 – METODO Y TRABAJO DESARROLLADO**

La metodología abordada y el trabajo desarrollado involucra diferentes escenarios, como diferentes temáticas de incumbencia. Es por esto que debido a la diversidad de temáticas abordadas en el presente trabajo, cada capítulo cuenta con una descripción específica del método utilizado y trabajo desarrollado. Por lo tanto, en esta sección se realiza una descripción general de los mismos.

Un modelo numérico es una herramienta que requiere una adecuada estimación de sus parámetros, así como la capacidad de calibración de los mismos con información de campo. Existen mecanismos (coeficientes) dentro del modelado matemático de un sistema que le permiten adaptarse a diferentes alternativas. La calibración, primariamente consiste en la determinación de estos coeficientes para lograr una respuesta adecuada del modelo y para su validación. Esto implicó la necesidad de disponer de información precisa de campo. Por lo que se realizaron monitoreos continuos en el estuario de Bahía Blanca de variables meteorológicas y oceanográficas. Dado el alto costo de adquirir el equipamiento para un monitoreo preciso y prolongado, se optó por desarrollarlo. A continuación se describe la estación de monitoreo diseñada y construida como parte de este estudio.

### 1.4.1 – ESTACION DE MONITOREO AMBIENTAL COSTERO

La *Estación de Monitoreo Ambiental Costera* (EMAC; La Nueva Provincia, 2008, 2009 a, b; TELAM, 2009; Anexo 1, Convenio CONICET) desarrollada permite resolver en forma eficiente e integrada la necesidad de un monitoreo ambiental a un costo aceptable (Fig. 1.2). Ésta se diseñó para la determinación de parámetros hidrográficos, oceanográficos y meteorológicos para ambientes tanto marinos como continentales (ríos y lagunas). Ésta posee un muy bajo costo tanto de construcción como operativo, que permite su fácil instalación y operación aún para organismos y personal con escaso entrenamiento.

Para determinar el número de parámetros físicos y lograr una calibración veraz del modelo, así como la validación de los resultados, se desarrollaron múltiples sensores tanto oceanográficos, meteorológicos y del suelo. Entre los oceanográficos se encuentran aquellos para registrar la temperatura del agua, el nivel de la marea, la conductividad, la turbidez, la velocidad de la corriente, la frecuencia y amplitud de las olas. Para medir parámetros meteorológicos, se desarrollaron y adaptaron sensores para medir la temperatura, la humedad, la presión ambiente, la radiación solar *total o global*, la radiación solar *PAR*, la radiación *neta*, la velocidad y dirección del viento y la precipitación. Para el sedimento, se instalaron sensores para medir el perfil vertical de temperatura de suelo, perfiles de temperatura longitudinales a una marisma y flujo de calor. Todos los datos se almacenaron en el datalogger de la *EMAC* que cuenta con la opción de transmisión en tiempo real por *radio* o *modem GPRS (Red de Telefonía Celular)*.

Con la información obtenida del monitoreo se realizó un balance energético en una marisma. Se comparó éste con el realizado en una planicie mareal, permitiendo así determinar el efecto de la vegetación en el balance de calor. En el estudio realizado se midió por primera vez en el estuario la radiación neta. Se analizaron diferentes alternativas de estimaciones para los parámetros del balance energético, así como su calibración y verificación para el estuario de Bahía Blanca y se implementó tecnología y metodologías innovadoras para tal fin.



Figura 1.2: Estaciones de monitoreo EMAC instaladas en distintos ambientes costeros. Radiación Neta (a) y censado de radiación incidente y reflejada en Villa del Mar (b). (c) Estación Meteorológica en Monte Hermoso. (d y e) Distintas locaciones en San Blas. (f) Estación Meteorológica en Las Grutas.

### 1.4.2 – MODELO DESARROLLADO

Se desarrollo un software orientado al modelado númerico el flujo de calor en marismas y planicies de marea (*Hemera 1.0*; Anexo 3). Se implementó un sistema por diferencias finitas escrito en *Delphi 6.0*, utilizando una filosofía de programación orientada a objetos. Integra diversos modelos matemáticos y cuenta con una interfase gráfica de manera de gestionar el pre y post-procesamiento de la información. Es una herramienta compuesta por modelos capaces de simular procesos físicos en la columna de agua, así como en los sedimentos y también es capaz de simular el acoplamiento entre estos dos dominios y la atmósfera.

La simulación computacional del modelo se realiza utilizando las técnicas de simulación discreta de sistemas dinámicos y ecuaciones diferenciales (Strogatz, 1994), mientras que la visualización utiliza técnicas avanzadas de visualización de flujos y campos vectoriales (Delrieux, 2002, 2006). Un desafío interesante para esta implementación consistie en poder utilizar los archivos existentes con modelos digitales del terreno (MDT; DEM) y batimetrías de la región, para incorporar su topología dentro del cómputo del modelo.

Para la geovisualización así como la visualización de flujos y campos vectoriales (Delrieux *et al.*, 2002, 2006) *Hemera* utiliza la librería gráfica *OpenGL* (Fosner, 1997; Wright *et al.*, 2007; Shreiner *et al.*, 2007). La visualización 3D es capaz de representar terrenos en cualquier contexto a partir de un DEM que lo define. Es posible controlar las variables referidas a la posición como zoom, giros y también la posición desde la que se visualiza. Para representar las diferentes variables del terreno se utilizan múltiples metáforas visuales (Fig. 1.3). Esto permite una amplia y completa visualización del terreno y su interacción con la marea. La implementación permite utilizar los archivos existentes con DEMs y batimetrías de la región, para incorporar su topología dentro del cómputo. Asimismo se desarrollo una metodología para la generación del terreno virtual (MDT; DEM) por medio de la fotografía digital.

El trabajo con *Hemera* ha llevado a obtener múltiples resultados en diversas áreas destinadas a marismas y planicies de marea. Para evidenciar el alcance y los

posibles estudios que permite *Hemera* se los clasificaron en tres conjuntos: *corroborativos*, *descriptivos* y *predictivos*. Tanto los *corroborativos* como los *descriptivos* son análisis basados en parámetros actuales del área en cuestión. Los *predictivos* se fundamentan en la posibilidad de partir de una situación actual, modelando la evolución del sistema con distintas condiciones de borde, algo vital para el estudio del cambio global actual.

Entre los resultados *corroborativos*, se pueden citar la cuantificación del flujo de calor de los sedimentos, el agua y la atmósfera en función del estado de la marea y de diferentes condiciones atmosféricas. Estos resultados también permiten la comprobación y comparación de los resultados del modelo con registros históricos y mediciones de campo de las *EMAC*. Los resultados *descriptivos* permiten evaluar el balance energético de las marismas, de las planicies de marea y del agua en una zona determinada del estuario. Entre estos resultados se puede mencionar el análisis del flujo de calor sensible y la determinación de la influencia de la marea en la advección de calor en la columna de agua durante los estados de creciente y bajante del agua. En los estudios *predictivos* se evaluó la marisma de *Villa del Mar* localizada en el estuario de Bahía Blanca ( $38^{\circ} 51' 26,52''$  S;  $62^{\circ} 7' 2,04''$  O) bajos diferentes condiciones del balance energético, flujos de calor, variaciones de la evaporación y la modificación en la advección de calor en la columna de agua durante los estados de creciente y bajante del agua. Se determinó qué parámetros influyen de manera significativa en el equilibrio térmico en las marismas del estuario. Como supuestos se consideró un aumento de la temperatura del aire, un aumento en la velocidad del viento y cambios en la cobertura de la vegetación de la marisma.

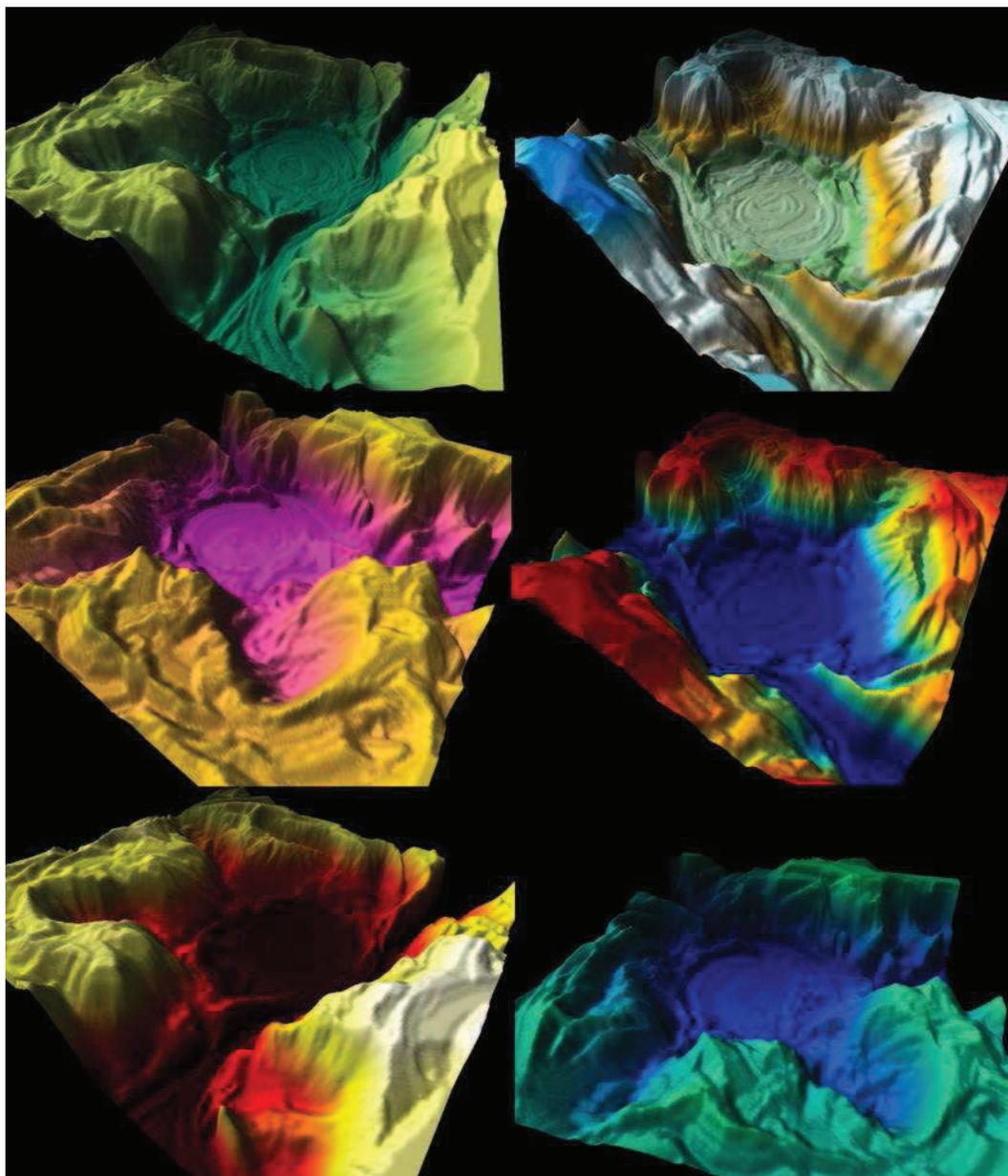


Figura 1.3: Vistas de algunas metáforas visuales de *Hemera* en una superficie de ensayo. Corresponden a la variable de altura del terreno, pero se pueden aplicar a otros parámetros como temperatura, flujo de calor en el suelo, Radiación Neta, Radiación de onda corta reflejada y otros.

## Capítulo II

# MARISMAS Y PLANICIES DE MAREA DEL ESTUARIO DE BAHÍA BLANCA

### 2.1 – INTRODUCCION

Como se mencionó el objetivo del trabajo es el modelado y simulación del balance de calor en marismas y planicies de marea. En general en ambientes estuariales estos humedales costeros ocupan una importante área, como es el caso del estuario de Bahía Blanca. La dinámica térmica difiere para cada ambiente, dependiendo del tipo y la dimensión la de cobertura. Por lo tanto, aquí se describe y detalla la cobertura de las marismas y planicies de marea, en el estuario de Bahía Blanca.

Las planicies de marea son ambientes característicos de los estuarios, carentes de vegetación vascular, de escasa pendiente dentro de este intervalo que quedan expuestas durante la marea baja. Se encuentran en costas dominadas especialmente por mareas meso y macro mareales donde los rangos de marea varían de 2 a 4 m y mayores a 4 m, respectivamente (Maynard y Biggs, 1985). Las condiciones de marea dominan cuando la energía de las olas es relativamente baja. Las planicies de marea, realizan muchas funciones ambientales tales como servir de hábitat a organismos bentónicos, poseen una gran productividad biológica y son lugares para actividades recreativas (Fig. 2.1a y b). Sin embargo, en las últimas décadas, el desarrollo urbano de las zonas costeras se ha

traducido en la pérdida de un número muy significativo de estas planicies de marea naturales (Kimura, 1994).

La zona intermareal representa una superficie muy variable e inestable limitada por los niveles de pleamar y bajamar. Los procesos de transporte de sedimentos en esta zona intermareal tienen una distribución diferencial desde el nivel de pleamar al de bajamar. En general, se puede decir que la sedimentación y el transporte a través de las planicies de marea quedan delimitados paralelamente a la costa. En la zona alta de la planicie de marea dominan los procesos de suspensión-sedimentación, mientras que aquellos con períodos de igual duración e intensidad de alternancia de carga de fondo y suspensión-sedimentación, quedan confinados a la zona media de la planicie. El transporte de carga de fondo y sedimentación está limitado a la zona baja de la planicie de marea. Los distintos modos de transporte y sedimentación, junto a la duración de los períodos de inmersión, favorecen la sedimentación de fango en las zonas altas de las planicies, una mezcla de arena y fango en la zona media y de arena en la zona baja (Klein, 1985).

Las marismas son un tipo particular de humedales costeros (Fig. 2.1 c - g) caracterizados por la presencia de vegetación herbácea halófila que crece sometida a la acción de las mareas (Mitsch y Gosselink, 2000). Estos ambientes ocupan parte de la franja intermareal, en zonas en las que la baja energía de las olas permite tanto la depositación de sedimentos finos, como el desarrollo de la vegetación (Adam, 1990). Las áreas propicias para el desarrollo de marismas incluyen lagunas costeras, bahías, estuarios y deltas en un amplio rango de condiciones climáticas (Davidson-Arnott *et al.*, 2002). Por tratarse de zonas de transición entre ambientes terrestres y marinos, estos humedales juegan un papel crítico en el intercambio de sedimentos entre las tierras altas adyacentes, las planicies de marea y las aguas costeras (Davidson-Arnott *et al.*, 2002).

Dos características propias de las marismas las vuelven sumamente interesantes desde el punto de vista geomorfológico. Por un lado, estos ambientes tienen la capacidad de actuar como sumideros de sedimentos finos acarreados tanto por las mareas y corrientes litorales como por escorrentía desde las tierras altas vecinas (Allen,

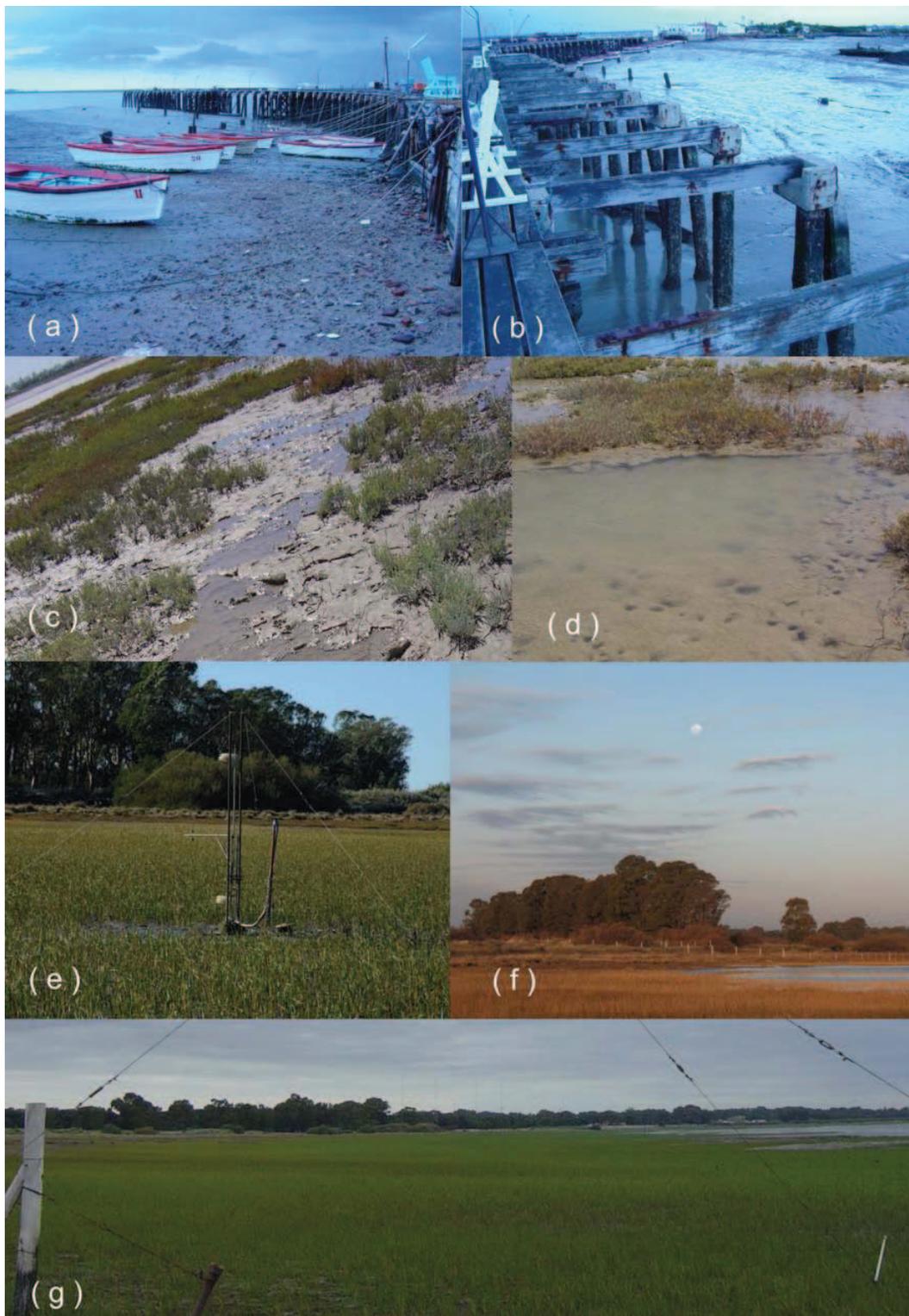


Figura 2.1: Vista de algunas planicies de marea (a y b) y marismas (d, e, f, y g) del Estuario de Bahía Blanca. (a y b) Puerto Cuatros. (c) Maldonado. (d) Almirante Brown. (e-g) Villa del Mar. Los diferentes sitios están localizados en la figura 2.2.

2000). Por otro lado, los humedales sometidos a mareas se caracterizan por una alta productividad primaria, por lo tanto, poseen una gran capacidad potencial para acumular materia orgánica (Cronk y Fennessy, 2000). Ambas propiedades hacen que las marismas tiendan a ser áreas de acumulación, en las que puedan predominar tanto los depósitos orgánicos, que resultan de la acumulación subterránea de materia orgánica y tejidos vegetales, como los depósitos de origen mineral, generados por la acumulación de sedimentos finos sobre la superficie de la marisma (Allen, 2000). Debido a estas características, las marismas son reconocidas mundialmente como importantes agentes transformadores de su entorno y como factores clave en el modelado del paisaje costero (Mazzon, 2009).

## 2.2 – ESTUARIO DE BAHIA BLANCA

Desde el punto de vista oceanográfico, Perillo (1995) definió a los estuarios como “...cuerpo de agua costero semicerrado que se extiende hasta el límite efectivo de la influencia de la marea, dentro del cual el agua salada que ingresa por una o más conexiones libres con el mar abierto, o cualquier otro cuerpo de agua salino, es diluida significativamente con agua dulce derivada del drenaje terrestre y puede sustentar especies biológicas eurihalinas ya sea por una parte o la totalidad de su ciclo de vida”. Los ambientes estuarinos están entre los más productivos de la tierra, generando una cantidad de materia orgánica por año comparable con áreas forestales, pastizales o campos de agricultura. El agua de estuarios también sustenta comunidades de plantas y animales únicas, especialmente adaptadas para la vida a orillas del mar.

Como se indicó con anterioridad, el estuario de Bahía Blanca (Figs. 1.1 y 2.2), Abarca una superficie de aproximadamente 2500 km<sup>2</sup>, con un desarrollo de costa marítima de 400 km entre la baliza Monte Hermoso y punta Laberinto (Melo, 2004). Se pueden diferenciar dos secciones de costa, una ubicada al N con rumbo Noroeste-Sudeste y otra ubicada al O y con orientación N-S. La primera sección se extiende entre el salitral de la Vidriera y la baliza de Monte Hermoso, totalizando 110 km de extensión. La segunda sección, en cambio, se extiende a lo largo de 130 km de costa entre el salitral de la Vidriera y punta Laberinto. El interior del estuario contiene

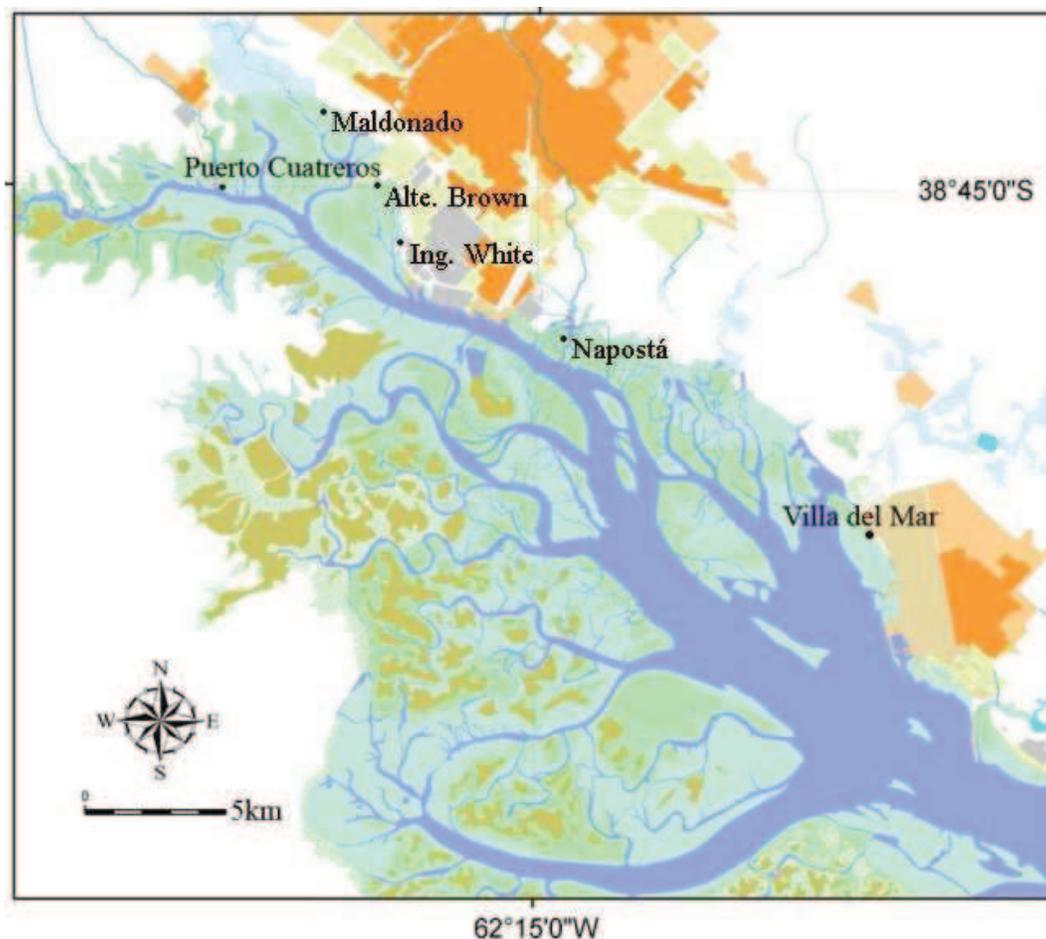


Figura 2.2: Sector norte del estuario de Bahía Blanca (Melo, 2009). Con la ubicación de los diferentes sitios muestreos mencionados.

extensas planicies de mareas activas que drenan sus aguas a través de una serie de canales interconectados. Entre los canales más importantes se encuentran el Canal Principal, el canal Bermejo y los denominados “Bahía Falsa”, “Bahía Verde” y “Caleta Brightman” (Melo et al., 2003)

Como se mencionó el Canal Principal tiene una longitud total de 60 km desde la cabecera (en el salitral de la Vidriera) hasta el delta de reflujo que cierra su boca. El ancho del cauce es variable, desde 200 m hasta 3 - 4 km, aproximadamente y su profundidad media es 10 m, aunque varia entre 22 y 3 m en Puerto Rosales y la cabecera, respectivamente (Piccolo et al., 1997). Los principales tributarios de agua

dulce son los ríos Sauce Chico y el Napostá Grande, con una descarga media de agua dulce de 1,9 y 0,8 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, respectivamente. El comportamiento de ambos tributarios es similar durante la estación de máxima precipitación. Cabe destacar, dependiendo de las condiciones climáticas, el río Sauce Chico presenta descargas mayores con un máximo de 106 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>. (Píccolo et al., 1997)

La distribución de la salinidad media a largo del Canal Principal muestra un crecimiento exponencial en los primeros 6 km a partir de la cabecera, con un mínimo local producido por la descarga del arroyo Napostá y por el efecto de las actividades humanas en el Puerto de Ing. White y zonas aledañas. En la desembocadura, la salinidad media es 34 (Piccolo *et al.*, 1997). Debido a la escasa disponibilidad de agua dulce y las altas tasas de evaporación, en la franja de terreno que se encuentra por encima del nivel de la pleamar suelen presentarse condiciones hipersalinas que restringen en gran medida el desarrollo de la vegetación. Como resultado, en distintos sitios a lo largo de la zona costera de Bahía Blanca es común encontrar extensos salitrales en los que sólo las plantas halófilas más tolerantes son capaces de sobrevivir (Verettoni, 1974).

### 2.3 – MARISMAS Y PLANICIES DE MAREA

Existen pocos trabajos publicados en los que se describan los patrones de zonación de los humedales costeros de Sudamérica. En un trabajo reciente (Isacch *et al.*, 2006) realizado en base a información satelital se sugiere que un factor clave en la distribución regional de los distintos tipos de marismas es el fuerte gradiente latitudinal en la precipitación media anual, que varía entre los 1200 mm en sur de Brasil hasta los 196 mm en Península Valdés, Argentina (Mazzon, 2009). Según estos autores, en esta franja latitudinal existen dos tipos dominantes de marismas: al norte de la laguna de Mar Chiquita (aproximadamente entre 38° y 39° S) existen grandes complejos de marismas dominadas por *Spartina densiflora* (Mazzon, 2009). Tanto en la laguna dos Patos (Brasil), como en la planicie costera del Río de la Plata y la laguna de Mar Chiquita, esta especie forma stands puros o marismas mixtas (Cagnoni y Faggi, 1993; Costa *et al.*, 2003).

Al sur del límite entre las provincias biogeográficas del Monte y el Espinal (Cabrera y Willink, 1973) en ambientes costeros semiáridos y estacionalmente hipersalinos, las marismas están dominadas por *Spartina alterniflora* y *Sacocornia perennis*. Los mismos autores también señalan que la presencia de marismas de *Spartina densiflora* al sur de los 40° estaría fuertemente condicionada a la presencia de una descarga importante de agua dulce (Mazzon, 2009). Esta última, es la publicación más relevante sobre la distribución de estos ecosistemas en el estuario de Bahía Blanca. En esta se estudia la distribución de los humedales costeros en el estuario, logrando un completo y detallado análisis de su cobertura.

En el mapa más reciente de la zona Canal Maldonado, realizado por Mazzon (2009) se reconocen cuatro de los ambientes: marisma de *S. alterniflora*, marisma de *S. densiflora*, marisma de *S. perennis* y planicie de marea (Figs. 2.2 y 2.3). Sin considerar las planicies de marea y canales (ya que su extensión depende en última instancia del límite arbitrario determinado para la zona) el ambiente que ocupa una mayor superficie es la marisma de *S. alterniflora*, que cubre 24,11 ha (Mazzon, 2009; Pratolongo *et al.*, 2009). En la zona denominada Almirante Brown (Figs. 2.2 y 2.3), en cambio, no se encontró marismas de *S. alterniflora*. En el año 2005, la comunidad natural de mayor extensión es la marisma de *S. perennis*, con 313,46 ha y también esta presente el arbustal halófilo, que cubre 62,76 ha. En el año 2005 se hace notable la presencia de una superficie de origen antrópico de 183,41 ha, correspondientes a un depósito de material de relleno (Mazzon, 2009; Pratolongo *et al.*, 2009).

En Napostá (Figs. 2.2 y 2.3), las comunidades que se destacan por su cobertura son la marisma de *S. alterniflora* y *S. perennis* con 323,96 y 21,27 ha, respectivamente. También aparece el arbustal con 98,67 ha. En este caso, al igual que en Maldonado, llama la atención el incremento en la cobertura de *S. alterniflora* pero, a diferencia del caso anterior, en este sector se incrementa el uso antrópico, que alcanza 207,14 ha en el año 2005 (Mazzon, 2009; Pratolongo *et al.*, 2009). Por último, en el sitio White (Figs. 2.2 y 2.3), la comunidad que aparece con mayor cobertura en el mapa más reciente (año 1996) es la marisma de *S. alterniflora* que ocupa 425,67 ha. El resto del islote está dominado por planicies de marea y por un conspicuo depósito de refulado que cubre 292,16 ha (Mazzon, 2009; Pratolongo *et al.*, 2009).

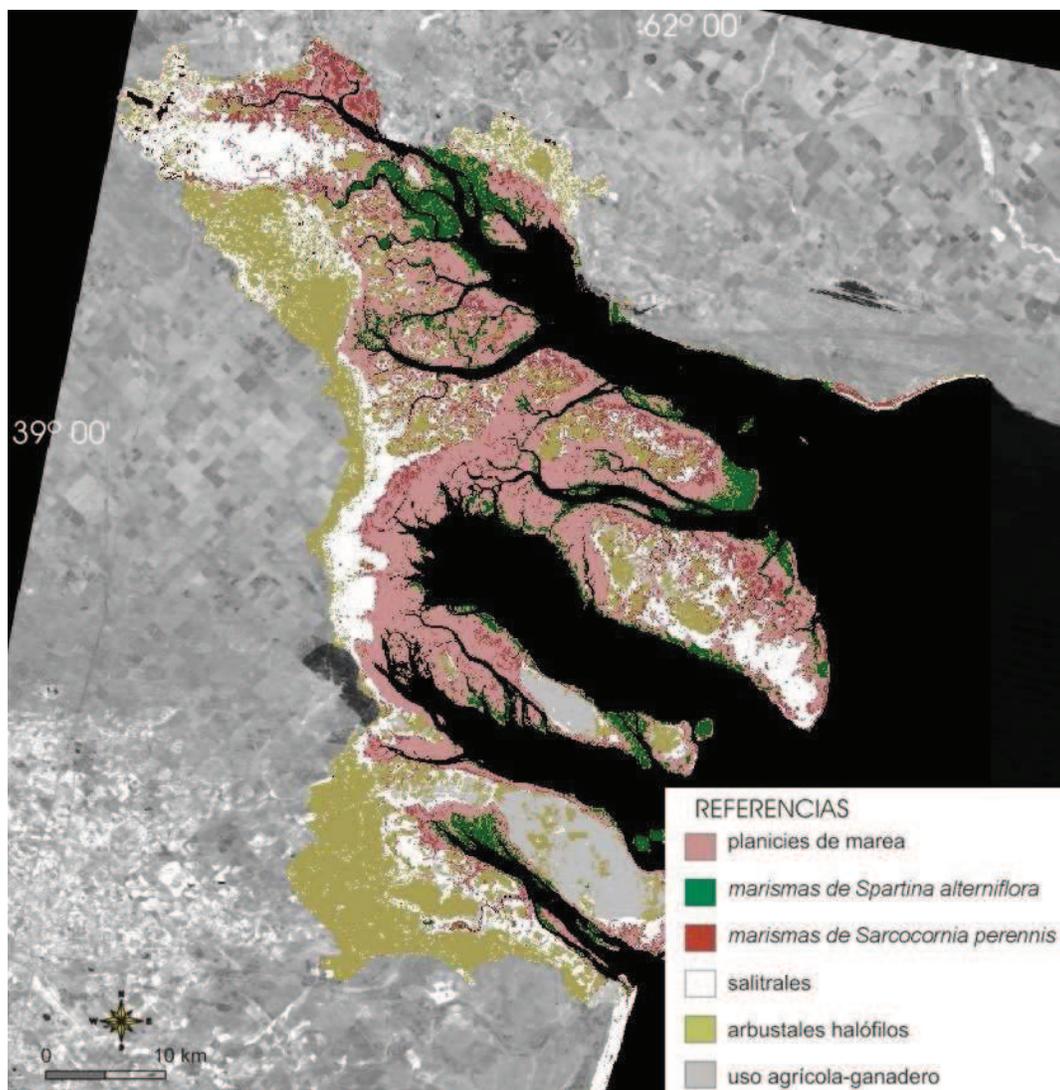


Figura 2.3: Distribución de ambientes del estuario de Bahía Blanca (Pratolongo *et al*, 2009).

Las marismas de *Sarcocornia perennis* (jume) se establecen apenas por encima del nivel medio de las pleamares, donde el terreno se inunda únicamente durante las mareas más altas (aproximadamente 40 veces al año). En estos ambientes la vegetación se compone casi exclusivamente por *S. perennis*, pero algunas matas de *Heterostachys ritteriana* suelen aparecer en sitios un poco más elevados. Este tipo de marisma cubre aproximadamente 170 km<sup>2</sup>, pero la vegetación en estos ambientes es escasa, con extensas zonas no vegetadas que forman costras salinas entre las plantas (Fig. 2.3). Las marismas de *S. alterniflora* son la vegetación dominante en la zona intermareal. Con una alta densidad de plantas, esta especie coloniza las planicies de marea en elevaciones cercanas al nivel medio de las pleamares, por lo que soportan la inundación con agua de mar dos veces al día (Pratolongo *et al.*, 2009).

Las planicies de marea constituyen el ambiente más extenso dentro de la franja intermareal (578 km<sup>2</sup>, Fig. 2.3). Debido al gran estrés que provoca la inundación diaria, estos sedimentos no pueden sostener comunidades de plantas vasculares, sin embargo, soportan complejas comunidades de microorganismos fotosintéticos y fauna bentónica. Estos organismos juegan un papel clave en la dinámica del estuario y son los verdaderos soportes de la vida en las aguas costeras (Pratolongo *et al.*, 2009).

En general las marismas y planicies de marea del estuario son amplias superficies limo arcillosas, de escasa pendiente, que son inundadas durante la pleamar. Como se mencionó, las planicies de marea constituyen el ambiente más extenso dentro de la franja intermareal (578 km<sup>2</sup>), seguido de la *S. alterniflora*. La marisma de Villa del Mar, donde se realiza el estudio de campo y el modelado del balance, está compuesta en su mayoría por *S. alterniflora* y en menor medida por *S. perennis*. Por lo tanto, se seleccionó dicha marisma debido a sus características representativas del ecosistema estudiado del estuario.

## **Capitulo III**

# **DESARROLLO TECNOLOGICO**

### **3.1 – INTRODUCCION**

El modelado numérico requiere la determinación de parámetros físicos del ambiente para su desempeño, como también las ecuaciones aerodinámicas de masa utilizadas en el balance de calor. La determinación de las variables físicas exige un monitoreo de alta resolución (< 10 minutos) del ambiente, por lo que un relevamiento periódico es completamente insuficiente. Con lo cual, para el estudio fue necesario la incorporación de instrumental para realizar el monitoreo.

El costo de la adquisición del instrumental necesario tornaba prohibitiva la realización del monitoreo planeado. Un equipamiento tiene cinco costos asociados, el de adquisición, de operación, mantenimiento, reparación y reposición. Siendo equipamientos pasivos, el costo de operación y el mantenimiento son mínimos. Pero la adquisición, reparación o la reposición en caso de pérdida, planteaba una dificultad, por lo que se optó por desarrollar y construir el instrumental necesario a una fracción del costo. Además, con la ventaja no sólo de reducir significativamente los costos de reparación y reposición, sino la posibilidad de adaptar el desarrollo a las necesidades particulares del caso.

En general, el sistema de monitoreo cuenta con dos fracciones fundamentales: el transductor o sensor de la variable en cuestión y el adquisidor que registra la magnitud

sensada. Ambos elementos en conjunto conforman el sistema de monitoreo o estación de monitoreo. En este trabajo se desarrolló un centro de adquisición (*datalogger*), como también múltiples sensores medioambientales, es decir una estación completa.

### 3.2 – LA EMAC

Uno de los problemas claves de la investigación ambiental marina costera es la carencia de información ambiental continua que permita establecer las condiciones particulares en cada sitio y definir posibles programas de manejo y ordenamiento ambiental. Asimismo, este tipo de información continua es fundamental para el monitoreo de sitios donde se realizan descargas industriales y/o urbanas en ambientes estuariales, fluviales o marinos. En particular esta carencia es prácticamente absoluta en la Argentina y en la mayor parte de los países latinoamericanos. Si bien existen a nivel mundial estaciones de monitoreo integradas de tipo comercial sus costos de adquisición son prohibitivos e imposibles para cualquier proyecto adecuado cuando debe instalarse más de una estación en un ambiente en particular, lo cual es imprescindible para todo tipo de estudio integrado, como fue en este caso.

La *Estación de Monitoreo Ambiental Costero* desarrollada (*EMAC*; Anexo 1, ver convenio CONICET) permite justamente resolver en forma eficiente e integrada estos problemas a un costo totalmente aceptable dentro del presupuesto de organismos públicos y privados (Municipalidades, provincias, puertos, marinas, grupos de investigación en estos temas, consultoras ambientales, etc.). La *EMAC* se desarrolló para la determinación de los parámetros hidrográficos, oceanográficos y meteorológicos para ambientes tanto marinos como fluviales a muy bajo costo tanto de construcción como operativo. Además permite una fácil instalación y operación aún para organismos y personal con escaso entrenamiento en sistemas de monitoreo ambiental.

Una de las características distintivas de la *EMAC* está dada por su adquirente de datos (*datalogger*) el cual posee una universalidad en sus canales, es decir, cualquier sensor puede conectarse en cualquier canal. Debido a ello, el usuario tiene la posibilidad de armar la estación de monitoreo en la forma que mejor satisfaga sus necesidades. Los canales se configuran por medio del software incorporado. Lo cual aumenta la versatilidad del equipo, dada la posibilidad de incorporar sensores para diferentes

parámetros en el mismo datalogger (Anexo 2). Otro aspecto a destacar es que, por medio del software, el equipo permite realizar un monitoreo en tiempo real, grabando los datos de los sensores en un archivo de texto (Anexo 2), siendo el período de muestreo ajustable por el usuario. Además, el usuario tiene la posibilidad de visualizar las variables en forma gráfica en tiempo real. Todos los datos son almacenados en el datalogger y se cuenta con la opción de transmisión en tiempo real por radio o modem GPRS a un servidor central. La *EMAC* permite que desde el servidor se controle remotamente la estación como localmente, es decir se pueden cambiar los periodos de muestreo, la calibración de los sensores y etc. (Anexo 2) (La Nueva Provincia, 2008, 2009 a, b; TELAM, 2009).

### 3.2.1 – EL DATALOGGER

El datalogger es el dispositivo principal de cualquier sistema de monitoreo. Este es el encargado de administrar la adquisición, el almacenamiento y la descarga o transferencia de la información a un dispositivo primario (PC o Servidor de control; Anexo 2). En general el dispositivo está conformado por cuatro elementos principales: el microprocesador, las memorias, el módulo de potencia y el módulo de comunicaciones.

El microprocesador es el centro de control y comandos del dispositivo, el cual administra los restantes elementos del datalogger. En las memorias se almacena la información, en general los dispositivos utilizan memorias EEPROM, las cuales no requerían energía eléctrica para mantener la información. El módulo de potencia es el que alimenta el consumo de los sensores y otros dispositivos conectados al datalogger, como el modulo de comunicaciones, displays y otros. El módulo de comunicaciones administra la transferencia bidireccional de la información con el exterior, ya sea por RS232, RS485, USB, MODEM, RADIO, etc.

El datalogger desarrollado se implementó con 9 canales, 8 analógicos y 1 digital (Fig. 3.1). El dispositivo cuenta con una batería interna de respaldo en caso de fallas externas de alimentación. La implementación se realizó con componentes electrónicos de uso industrial con lo que se obtiene un alto índice de confiabilidad, como también en



Figura 3.1: Vista de EMAC y su datalogger en diferentes locaciones. (a) Villa del Mar pre - instalación. (b) Las Grutas. (c) Laguna Sauce Grande. (d) Villa del Mar pos - instalación. (e) Necochea, Río Quequen. (f) Vista interna del datalogger. (g) San Blas.

Alta facilidad de reposición en los insumos. El dispositivo cuenta con un microcontrolador central (16F877), un banco de memoria de 2Mb (24LC256x8) equivalente a 110 días de muestreo, dos módulos de potencia para la alimentación de los sensores como para el MODEM GPRS (LM324 / BD437) y un módulo de comunicaciones para el exterior y para el MODEM (MAX232) (Fig. 3.2).

La implementación del software interno del datalogger se realizó completamente en *Assembler*. La utilización de un lenguaje de mayor nivel limitaría la extensión del programa producto del reducido espacio disponible. El software es el encargado de muestrear solamente los canales habilitados (Anexo 2), mantener la hora interna, el control de varios registros de estado, la comunicación con la PC, la comunicación de datos por medio del MODEM y otras actividades. El control y la comunicación bidireccional con el MODEM se realizan por los comandos AT, propios del MODEM (implementación en *Assembler*).

Actualmente existen en funcionamiento permanente 12 de estos dispositivos en varios emplazamientos tanto en el estuario de Bahía Blanca, como en otras locaciones. En el estuario existen 6, dedicados a la medición de parámetros meteorológicos y oceanográficos (marea, olas, conductividad, sedimento en suspensión, temperatura del agua). También se cuenta con instalaciones en Monte Hermoso (1), Las Grutas (1), Necochea (2) y San Blas (2). No obstante, se realizaron instalaciones de corto plazo incluyendo su empleo en boyas (Fig. 3.1c).

La utilización de este dispositivo permitió no solo llevar a cabo las mediciones experimentales requeridas en el campo, sino que posibilitó estudios adicionales debido a su versatilidad. El dispositivo mostró un alto grado de confiabilidad, facilidad de operación y un escaso mantenimiento. Esto fue posible debido a su desarrollo local que permitió adaptarlo a las actividades del monitoreo costero y a la continental. En general el dispositivo cuenta con la mayoría de las características óptimas para cualquier estudio medio ambiental, con la única limitante del número de canales. Sin embargo, se están desarrollando versiones con 16 canales de muestreo y 4 GB de almacenamiento.

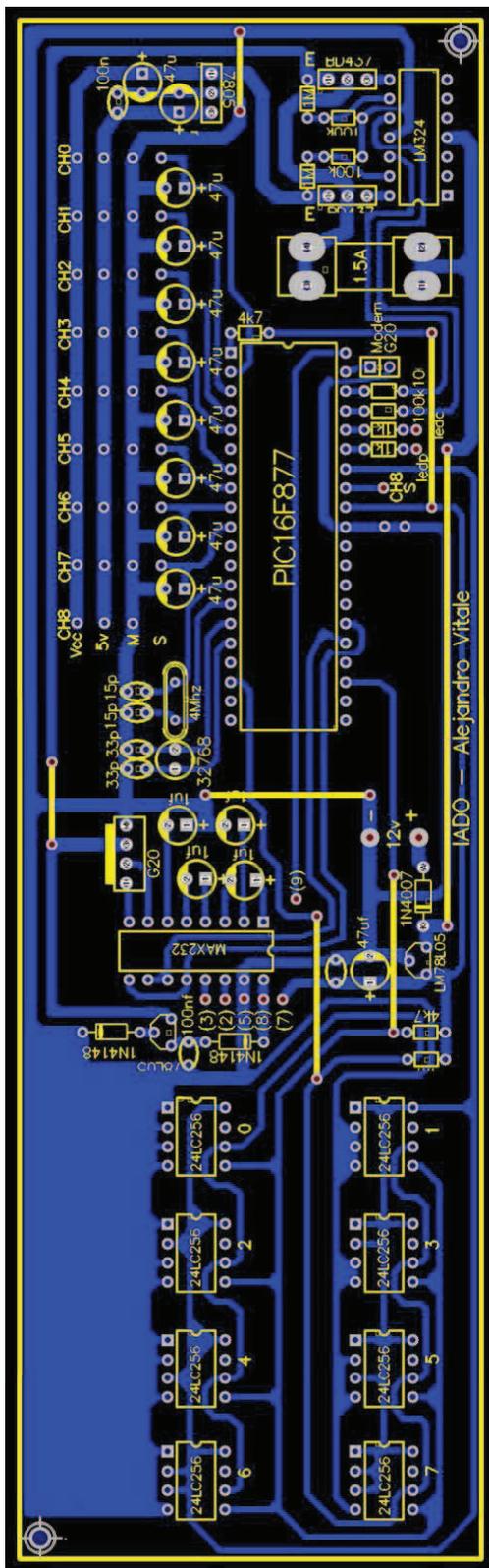


Figura 3.2: Board del datalogger de la EMAC

### 3.2.2 – SENSORES DESARROLLADOS PARA EL ESTUDIO

El desarrollo del instrumental consistió en siete dispositivos indispensables para el estudio y la adaptación de otros comerciales para completar las mediciones de campo. El desarrollo se orientó en la medición de la temperatura, la marea, las olas, la turbiedad del agua, la conductividad del agua, la radiación solar, la velocidad y dirección del viento y la presión atmosférica. Asimismo se adaptaron sensores comerciales para medir la humedad relativa y la precipitación. En general, se hicieron prototipos que con las sucesivas pruebas de campo llegaron a su versión final aquí presentada.

### 3.2.3 – TEMPERATURA

En general existen múltiples dispositivos comerciales que emiten un voltaje en forma lineal con la temperatura. En este caso el trabajo consistió en utilizar transductores comerciales con un dispositivo de amplificación, supresión de ruido y con la posibilidad de controlar la ganancia y offset de la señal de salida. Con el control de ganancia y de offset se cuenta con la posibilidad de adaptar linealmente la salida a cualquier respuesta que se desee. Esto implica que si la respuesta del transductor es lineal, al sensor se lo puede configurar (calibrar) con facilidad a cualquier respuesta o curva patrón que se desee.

El desarrollo se focalizó en utilizar tres transductores genéricos ampliamente usados: dos activos y uno pasivo. Como activos utilizaron integrados LM35 y LM334 y como pasivo una resistencia de platino (PT100). Los activos poseen menor precisión ( $\pm 0,5$  °C) pero una excelente linealidad (0,1 °C, en todo el rango de medición), con lo cual por medio del circuito de calibración se obtienen precisiones de  $\pm 0,1$  °C para un rango de operación de -20 a 60 °C (0 a 5 V;  $62,5$  mV °C<sup>-1</sup>). La resistencia de platino es conocida por su excelente precisión y la posibilidad de un reemplazo directo, ya que entre sí se garantiza su exactitud por norma (Clase A, B o AB).

Los transductores pasivos dado su bajo costo posibilitan la realización de mediciones de perfiles en donde la cantidad es considerable, tanto de un perfil en el sedimento y el aire (mínimo 6 sensores) como a lo largo de la marisma o planicie de

marea (100 a 250 m). En el estudio en general se los implementó para las mediciones de los perfiles de sedimento y de aire en una marisma (Fig. 3.3a y b) y en una cadena sensores ( $T_1$ ,  $T_2$ ,  $T_3$ , etc.) que cubrían una longitud de 250 m sobre la superficie de la misma marisma (Fig. 3.3a y c) en donde el riesgo de daño o pérdida era significativo.

Las resistencias de platino proveen una excelente estabilidad y precisión pero su costo las torna prohibitivo para determinadas implementaciones. Éstas se utilizaron para la medición puntual de la temperatura del aire y del agua en el estuario de Bahía Blanca. Dada la precisión de la resistencia en la medición, es un dispositivo que necesita una mínima calibración para su operación, lo que reduce significativamente los tiempos de fabricación. Además, como entre sí tienen una mínima dispersión, facilita considerablemente el reemplazo en el campo por otra de su misma característica.

La figura 3.4 presenta el *Board* de la implementación final del circuito para la amplificación, supresión de ruido y calibración para los transductores activos (Fig. 3.4a) y para el pasivo (Fig. 3.4b). Los activos cuentan con dos grados de libertad, offset y ganancia. La PT100 solamente cuenta con la variación del offset, ya que debido a su alta precisión no es necesario corregir el parámetro de ganancia. La calibración de estos instrumentos se realizó utilizando dos baños térmicos diseñados para el caso, uno a una temperatura reducida ( $1 - 2$  °C) y el otro a  $\approx 60$  °C. De esta forma se cotejaba el desempeño del sensor en un amplio rango de trabajo.

Los sensores de temperatura desarrollados mostraron ser precisos y confiables a largo plazo. Algunos de éstos llevan más de tres años de operación continua sin signos de corrimientos en la calibración. El desarrollo produjo dispositivos prácticos y simples de operar para el monitoreo de una variable fundamental. Además mostraron ser adaptables a cualquier sitio o medición que se desee con un mínimo esfuerzo. Pueden ser utilizados solos o en conjunto, ya que la calibración permite al usuario homologar la medición con un instrumento patrón.

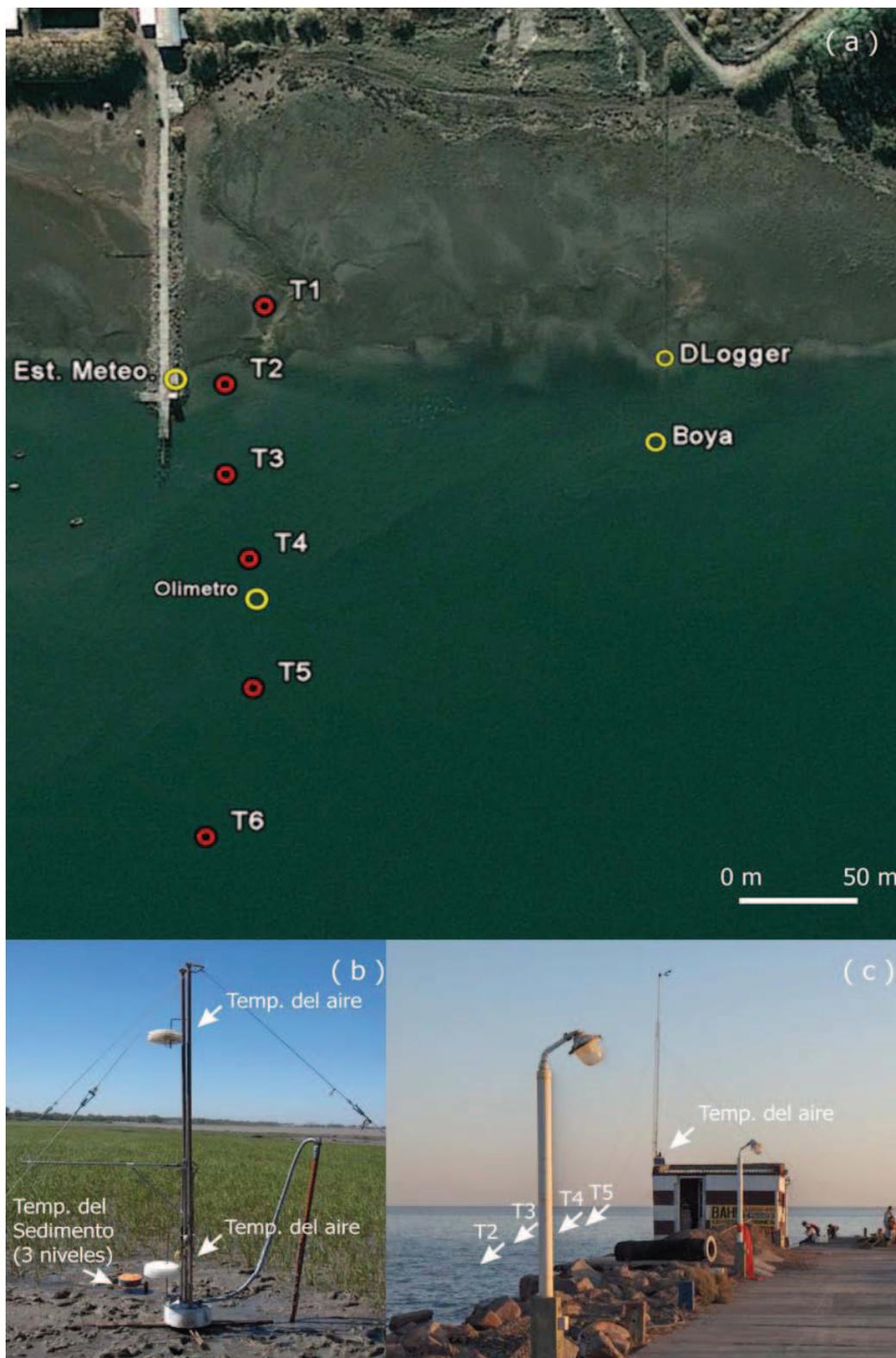


Figura 3.3: Vista de la instalación de sensores de temperaturas en Villa del Mar. (a) Esquema de instalación. (b) Perfil del sedimento y del aire. (c) Cadena de termistores y estación meteorológica.

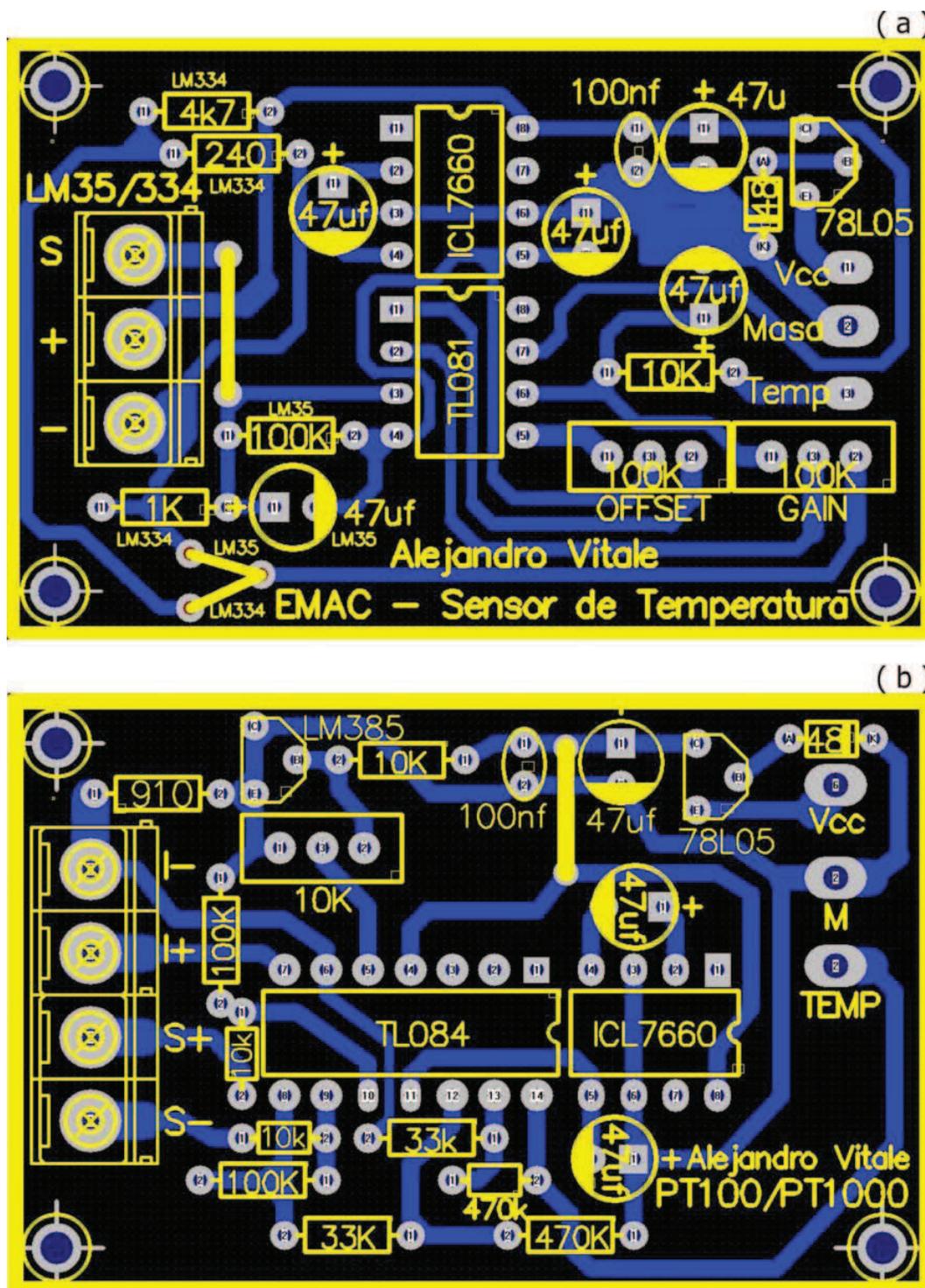


Figura 3.4: Board usado en los sensores de temperatura. (a) para transductores activos. (b) para transductores pasivos.

### 3.2.4 – MAREA

El cubrimiento de la superficie por la acción de la marea es un factor determinante en el balance energético y en el modelado numérico. Por lo que el sensado de la curva de marea resultó un parámetro clave en el estudio realizado. Existen múltiples técnicas para medir la altura del agua durante el ciclo mareal. En particular, en este desarrollo se utilizó un transductor de presión como elemento de sensado.

El equipo consiste en un transductor de presión sumergido, conectado a su vez a un dispositivo electrónico. Este dispositivo, además de permitir la calibración, sensa la presión atmosférica para obtener la diferencia de ambos sensores y así, la resultante de la presión de la columna de agua. La presión de la columna es directamente proporcional a su altura, con lo cual en definitiva se sensa la altura de la columna.

Estructuralmente el dispositivo está construido por una carcasa de acero inoxidable, en donde se aloja el transductor de presión (Fig. 3.5). Debido a que el sensor no es sumergible, se lo coloca dentro de un alojamiento flexible con aceite de silicona. El aceite permite la transmisión de la presión directamente y además tiene la particularidad de poseer una mínima variación de la densidad con la temperatura (Fig. 3.6). Obteniendo así, un dispositivo robusto y confiable en el rango de medición y de operación.

El sensor está diseñado para operar con tres transductores diferentes, todos ellos absolutos (SX15AN, MPX2100 y MPX5100). La utilización de sensores absolutos, en lugar de los tradicionales relativos para cuantificar la presión atmosférica, brinda una significativa ventaja en la distancia máxima del cableado y su recorrido en el campo. El bajo consumo en combinación con la salida diferencial de los transductores, permite distancias considerables en el cableado (500 a 1000 m, dependiendo del cable). Estas distancias serían imposibles con sensores relativos dado la necesidad de adicionar un conducto para la circulación del aire necesario para el sensado atmosférico.



Figura 3.5: Vista de la versión final del sensor de marea.

El sensor desarrollado permitió registrar la curva de marea en diferentes locaciones del estuario. Asimismo este equipo puede usarse en otros cuerpos de agua, como lagunas o ríos. El desempeño del instrumento presentó un muy bajo mantenimiento, dependiendo de la sedimentación en la locación. La construcción sólida y la compensación atmosférica exterior permiten un alto grado de adaptabilidad a cualquier locación. La implementación utilizada en el estudio posee un rango de operación de 0 a 10 m (0 a 5 V; 5 mV cm<sup>-1</sup>). Dependiendo del transductor elegido, el rango puede variar según la necesidad del caso, ello implica que el desarrollo aquí presentado, es capaz de operar en cualquier sector de la costa argentina. El sensor desarrollado resultó ser simple de operar, con un mínimo consumo (2 mA) y resistente a largo plazo (más de 2 años de operación continua; San Blas). Sin el desarrollo de este sensor, la estimación y calibración del balance energético habría sido extremadamente dificultosa, debido a la introducción de errores por la utilización de la marea pronosticada, en reemplazo de su medición directa.

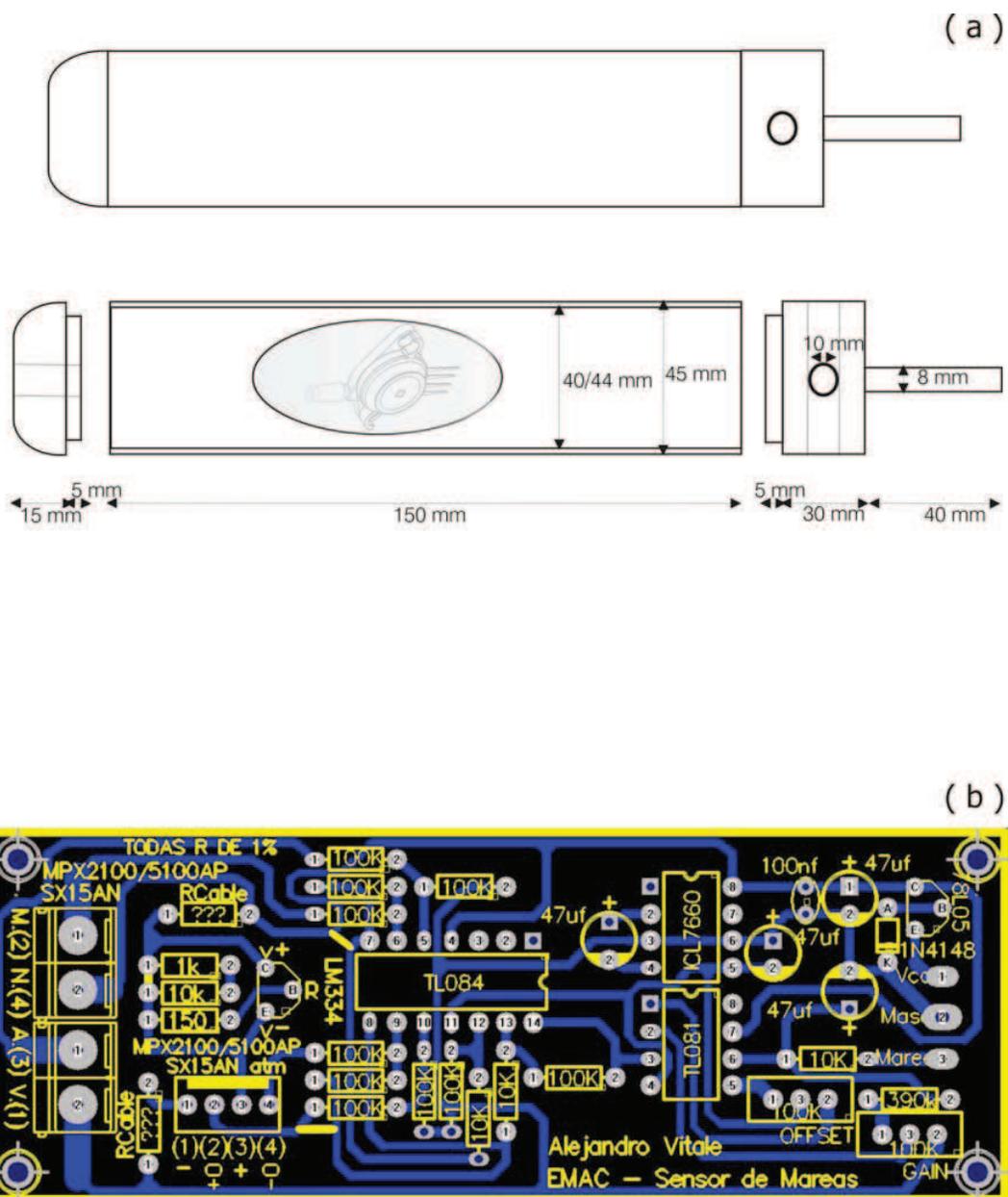


Figura 3.6: Esquema mecánico y electrónico del mareógrafo. (a) Esquema mecánico. (b) Board exterior para la calibración y compensación atmosférica.

### 3.2.5 – OLAS

Las olas y la marea son elementos fundamentales en la dinámica costera, además de ser crucial en la calibración del modelo numérico desarrollado. Cualquier estudio medioambiental requiere de un registro prolongado de estas variables. Para esto se requiere de instrumentales complejos y onerosos. En esta sección se describe el desarrollo y la evaluación de un prototipo de instrumento cuya finalidad es el sentido de olas y marea en zonas costeras, cuyo costo de fabricación es una sexta parte del valor comercial de instrumentos para el mismo fin.

El sensor está diseñado para funcionar continuamente y con un consumo reducido de energía ( $< 1$  mA), ideal para instalaciones standalone. El desarrollo es totalmente en acero inoxidable, logrando una vida útil prolongada en ambientes salinos. El sensor consiste en un caño (de acero inoxidable y 3,5 m de longitud) el cual internamente aloja detectores de campo magnético (Reed switch, Fig. 3.7). En su exterior se dispone de una boya con un magneto, la cual se desplaza libremente a lo largo del caño por la acción de mareas y olas (Figs. 3.7 y 3.8a).

La electrónica, alojada en el interior, decodifica la posición de la boya (a lo largo del caño) hasta 20 veces por segundo. Esta genera una señal analógica (0 a 5 V) con una precisión de 1 a 2 cm, compatible con la mayoría de los adquirentes de datos comerciales. La utilización de este prototipo en el estudio realizado demuestra la viabilidad de esta tecnología para el registro de olas y mareas en ambientes costeros, como también para ambientes lagunares.

El prototipo lleva en funcionamiento cerca de dos años en la marisma próxima al balneario de Villa del Mar, en las cercanías de la ciudad de Punta Alta ubicada en el sur de la provincia de Buenos Aires. En este emplazamiento, el rango de marea es de 2,5 m y cuyas olas tienen una altura y frecuencia media de 5-30 cm (H) y 2-3 Hz, respectivamente. Este ambiente costero posee un período de exposición en bajamar de aproximadamente 4 a 5 hs por ciclo (Figs. 3.7 y 3.8a).

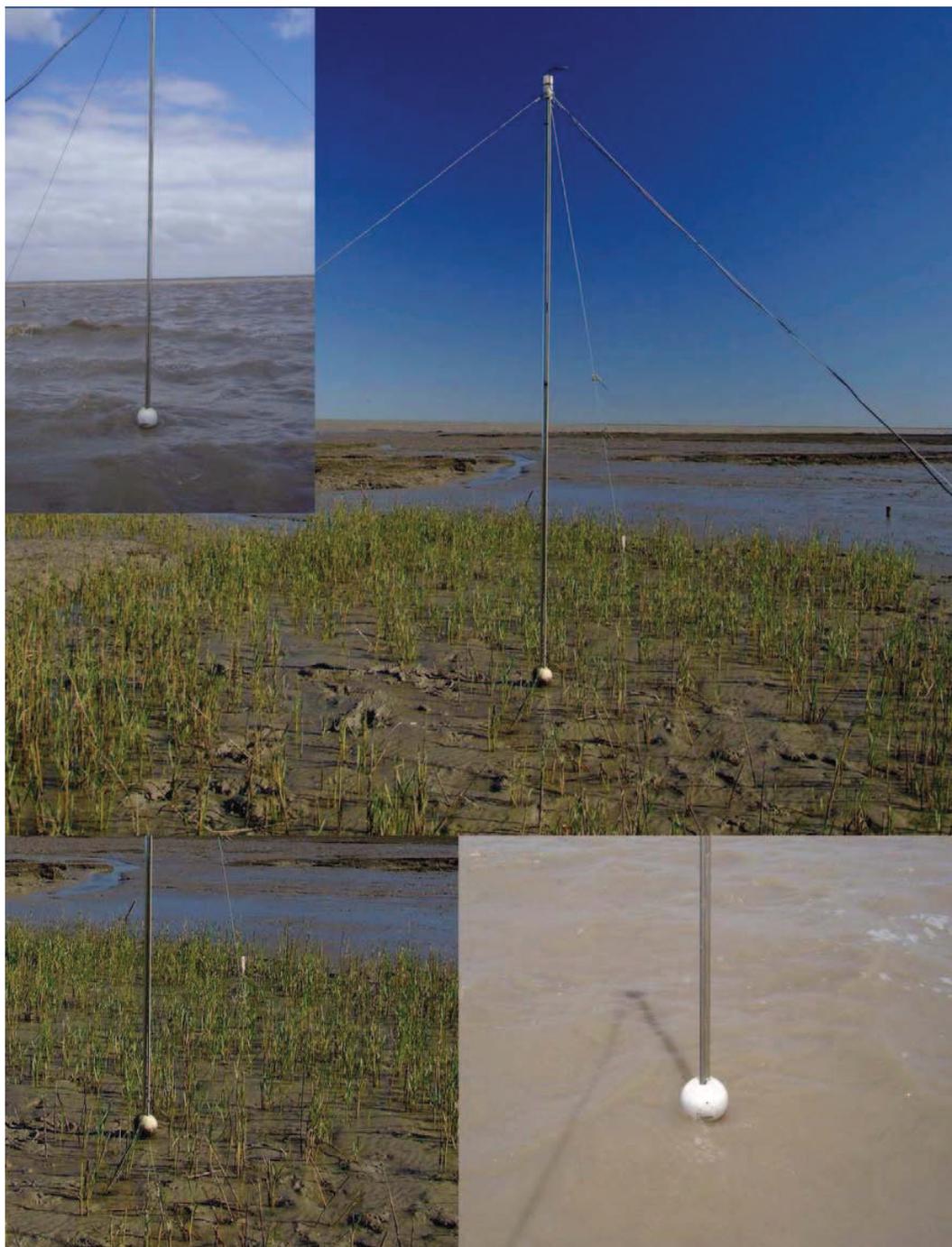


Figura 3.7: Vista de la versión instalada del sensor de olas y marea.

El desplazamiento de la boya a lo largo el caño produce un efecto de auto-limpieza, con lo cual el sensor no tiene prácticamente requerimientos de mantenimiento. La información que brinda el sensor no tiene necesidad de ser pos-procesada, recalibrada, ni compensada o corregida de ningún tipo. Esto resulta, en un sistema de mayor precisión y practicidad a la hora de procesar la información, comparado con otros de similar finalidad. Para este estudio se utilizaron los datos provenientes del olímetro, al cual se lo conectó a uno de los datalogger EMAC y se registraron las olas cada 2 Hz durante las 24 hs, por un período total de 3 meses.

El olímetro desarrollado permite registrar la altura de la superficie del agua en todo instante, por lo cual el sistema es capaz de registrar la marea y las olas en una sola serie de tiempo. Por medio de un simple filtrado en frecuencia se discrimina fácilmente la marea de las olas. La figura 3.8b presenta una serie de tiempo típica registrada por el sensor. En ella se presenta la marea resultante del filtrado en frecuencias como también la serie de tiempo correspondiente al oleaje.

El estudio muestra la eficacia del equipo desarrollado. El sensor es capaz de registrar perfectamente la marea como el oleaje. El equipo demostró poseer una alta sensibilidad y precisión al registrar perfectamente las olas en la marisma. Dado que el oleaje que se encuentra en las marismas y planicies del estuario de Bahía Blanca, son de alta frecuencia (2 a 3 Hz) y de pequeña amplitud (5 a 15 cm; H). Al mismo tiempo presentó un alto grado de robustez ya que no requirió ningún tipo de mantenimiento en periodo de funcionamiento transcurrido. Con lo cual se concluye que por una sexta parte del costo, se puede tener un dispositivo de similares prestaciones que otros sensores más onerosos y de igual confiabilidad.

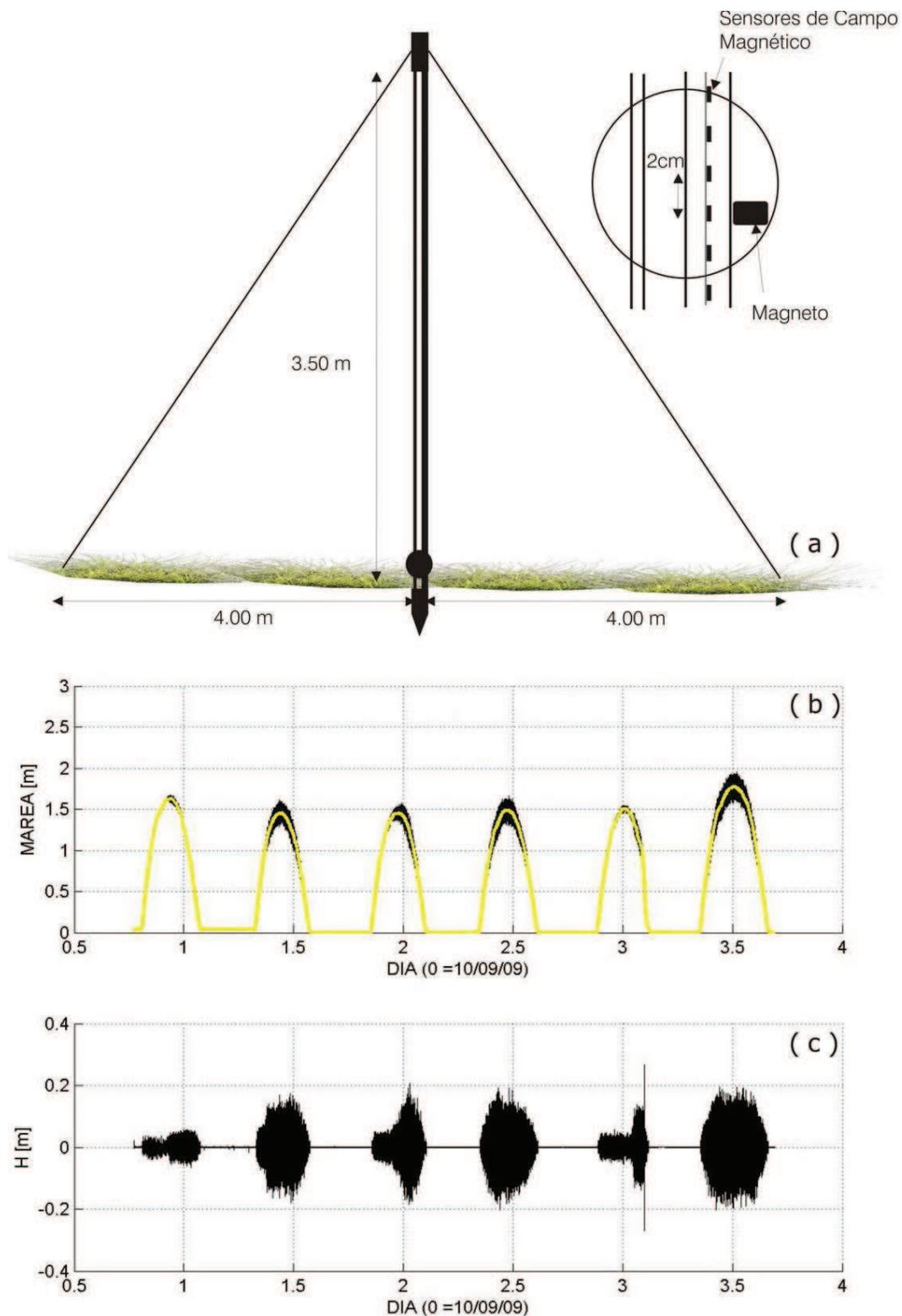


Figura 3.8: Vista del esquema de instalación (a), de una serie de tiempo registrada por el sensor (b) y del registro de olas una vez filtrada la marea (c).

### 3.2.6 – TURBIEDAD

La turbiedad del agua en general se define como la disminución de la transparencia producidas por partículas en suspensión. La transparencia del agua afecta directamente la absorción de la radiación solar. Por lo tanto, la medición directa de este parámetro se torna esencial para el cálculo, la estimación y el modelado del balance energético en ambientes intermareales.

La turbidez del agua se puede medir por la transparencia del fluido o por la concentración de partículas en suspensión (*Backscatter*). La medición de la concentración permite además, determinar y cuantificar otros parámetros de suma importancia en estudios ambientales. Por lo dicho, la medición de la turbidez se cuantifica por medio de la medición directa del sedimento en suspensión.

El sensor desarrollado utiliza el principio óptico de dispersión retrocedente (*backscatter*). El principio consiste en la emisión de un haz de luz infrarroja (950 nm) que colisiona con las partículas en suspensión y, por lo tanto, se refleja una porción de este, lo cual es captado por un receptor infrarrojo. Cuanto mayor es la concentración, mayor es la porción reflejada y captada, obteniendo así una medición directa del parámetro.

El haz infrarrojo consiste en un tren de 512 pulsos por segundo. El dispositivo emite un pulso de  $\approx 1$  ms de duración y registra el valor reflejado y así sucesivamente hasta completar 512 muestras. Con el promedio de los 512 valores, el sensor produce un valor de tensión de 0 a 5 V, por medio de un PWM. Para el caso de implementación y el tipo de sedimento en suspensión en el estuario de Bahía Blanca, 5 V equivalen a  $\approx 800$  NTU, resultando en una sensibilidad de  $\approx 6$  mV NTU<sup>-1</sup>. Con la configuración general se obtiene un valor por segundo (cada 512 muestras), pero al dispositivo se lo puede configurar para emitir un valor cada 256, 128, 64, 32 y 16 muestras, lo que proporciona una frecuencia de muestreo de 2, 4, 8, 16 y 32 Hz, respectivamente. Estas configuraciones dependen de la necesidad del caso en estudio, como turbulencia, resuspensión de sedimentos, transporte como carga de fondo y otros.



Figura 3.9: Vista del sensor de sedimento en suspensión desarrollado.

La construcción del sensor se realiza enteramente en *grilon*, logrando una vida útil prolongada en ambientes salinos (Figs. 3.9 y 3.10a). En el interior se aloja la electrónica del sensor la cual controla al emisor y receptor infrarrojo (Fig. 3.10b). La electrónica consiste en un microcontrolador (16F876) que genera los pulsos, realiza la conversión A/D de la señal reflejada y compone el valor de tensión de salida por medio del PWM. Asimismo la electrónica posee una etapa de potencia (BC548) para comandar la energía del emisor y una etapa de amplificación (LM358) de la señal reflejada.

El emisor y receptor se encuentran alineados en paralelo (Figs. 3.9 y 3.10a) facilitando la construcción y ensamblaje del dispositivo. Dependiendo de la apertura óptica del haz emitido y del ángulo de captación del receptor, el dispositivo puede utilizarse para diferentes estudios, dependiendo del tamaño de las partículas en suspensión. En este caso para el emisor y el receptor los ángulos son  $\pm 10^\circ$  y  $\pm 12^\circ$ , respectivamente. En general esta configuración posee una excelente eficiencia entre emisión y recepción.



### 3.2.7 – CONDUCTIVIDAD

La medición de la conductividad, junto con su temperatura permite la determinación de la salinidad de agua. El conocimiento de la magnitud de la salinidad, en cualquier cuerpo de agua es esencial para la mayoría de estudios biológicos y ambientales. La salinidad de un cuerpo de agua perturba su coeficiente de difusión de calor, por la alteración de su densidad. Por lo tanto, la determinación de este parámetro fue importante para el modelado numérico.

Existen dos tecnologías generalizadas para la determinación de la conductividad del agua: los sensores basados en electrodos y los basados en inducción. Los electrodos presentan muy buena sensibilidad pero tienen como desventaja un alto mantenimiento producto del contacto directo con el agua, debido a la adhesión y deposición tanto de biofouling como de sedimentos en suspensión. En contraposición los inductivos no tienen partes en contacto con el agua, por lo que son ideales para el monitoreo a largo plazo con un mínimo control y prácticamente la misma sensibilidad. Por lo tanto, el desarrollo se basa en un sensor inductivo.

El dispositivo funciona induciendo una corriente eléctrica en el agua. Cuando mayor es la conductividad, mayor es la magnitud de la corriente inducida. El sensor está compuesto por dos toroides ferromagnéticos con un bobinado sobre ellos (Fig. 3.11), uno de inducción de la corriente (*primario*) y otro de sensado (*secundario*). El principio de funcionamiento consiste en hacer circular una corriente alterna por el bobinado primario, la cual induce un flujo magnético en el toroide y a su vez éste induce una corriente eléctrica en el líquido. La corriente eléctrica en el líquido induce un flujo magnético en el toroide secundario, el cual induce un potencial eléctrico alterno en el bobinado secundario. Cuanto mayor es la corriente que circula, mayor es el potencial eléctrico. De esta forma se tiene una variación eléctrica directamente proporcional a la conductividad del agua en estudio. El principio de funcionamiento muestra la robustez del equipo, dado que la falta de contacto directo con el líquido se obtiene un funcionamiento sin deterioro o mantenimiento.

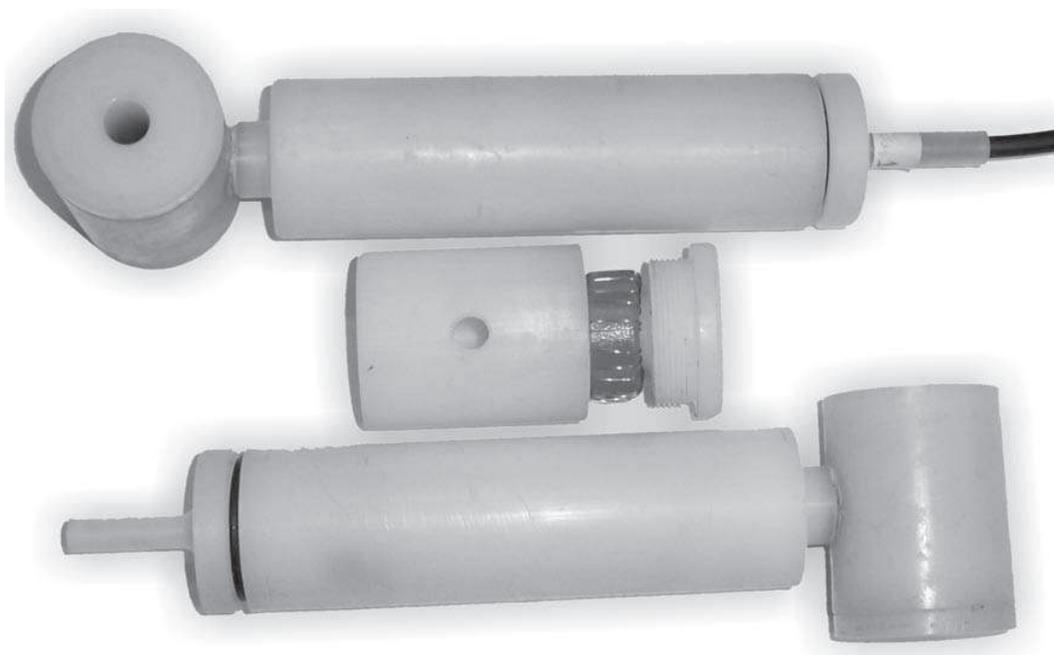


Figura 3.11: Vista del sensor de conductividad desarrollado.

La construcción del sensor se realiza enteramente en *grilon*, logrando una vida útil prolongada en cualquier cuerpo de agua (Figs. 3.11 y 3.12a). En el interior, se aloja la electrónica del sensor la cual induce y sensa la corriente en el fluido (Fig. 3.12b). La electrónica está dividida en dos etapas, la primaria y la secundaria. La primaria consiste en un oscilador de *Wein*, con un filtro pasabajos para obtener solamente la frecuencia fundamental sin armónicos (TL084) y la etapa de potencia (BC548 y BC558). La secundaria posee un amplificador para la señal sensada y un rectificador de precisión (TL084) para obtener un nivel de continua, proporcional a la conductividad. La salida del sensor está constituida por una fuente de corriente con su registro de offset (TL082) para compensar cualquier dispersión en los componentes. La salida con un lazo de corriente permite al sensor independizarse de la distancia del cable ( $R_{\text{lazo}}=5k$ ; 0 a 100mS  $\text{cm}^{-1}$ ; 0 a 5 V). El sensor puede disponer de 500 a 1000 m de longitud en su cableado sin alterar la calibración original. Esto permite una flexibilidad significativa en las instalaciones en el campo.

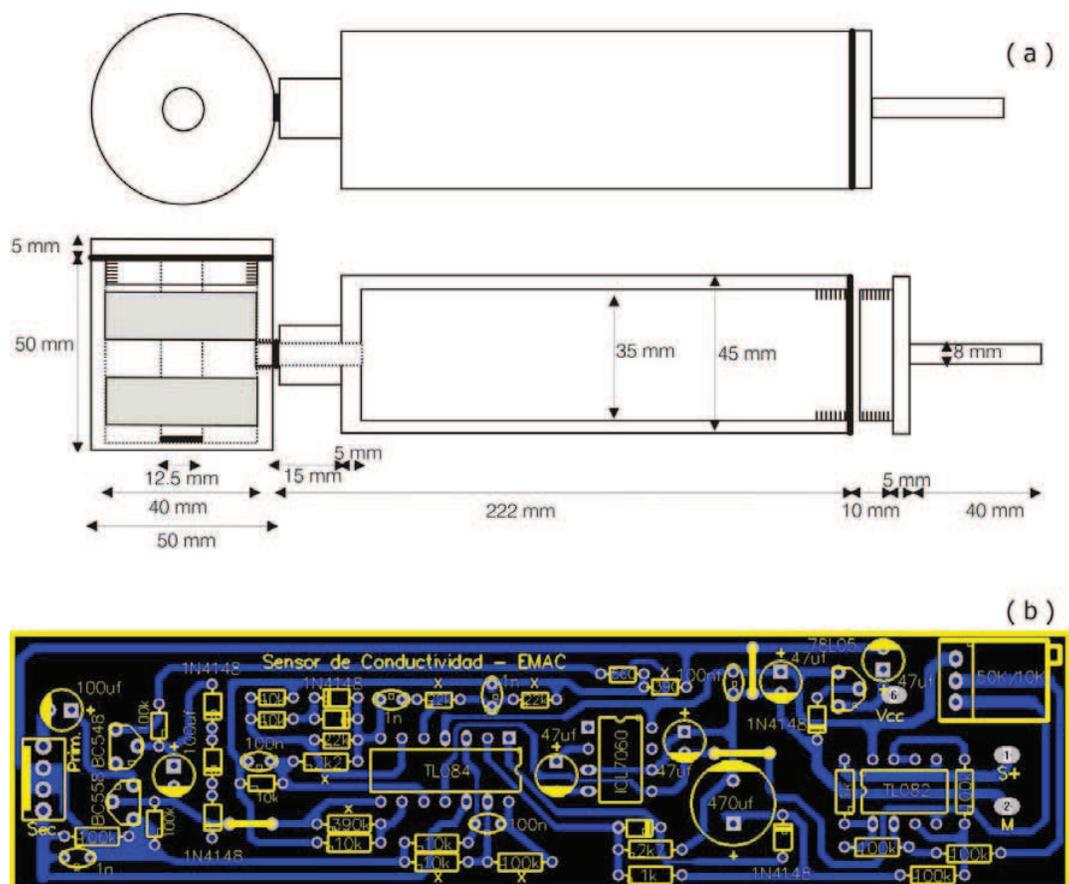


Figura 3.12: Esquema de la estructura física del sensor de conductividad (a) y del board alojado dentro de la estructura (b).

El principio de funcionamiento lo torna confiable, robusto y simple de mantener en el monitoreo de cualquier cuerpo de agua. La construcción sólida desarrollada junto con su electrónica versátil, lo vuelve un equipo con las mismas prestaciones que otros comerciales, pero con un costo significativamente inferior. Además, pequeños cambios en la electrónica permiten adaptar al sensor a diferentes sensibilidades y rangos de operación. La utilización en el campo permitió obtener información significativa a bajo costo. Sin el presente desarrollo, hubiera sido limitante el monitoreo de la conductividad en la marisma. Actualmente versiones de este equipo se encuentran instaladas también en río *Quequen*, provincia de Buenos Aires, en el estuario de Bahía Blanca y en la bahía de San Blas.

### 3.2.8 – RADIACION SOLAR

La radiación solar es el componente clave del balance energético. El sensado de esta variable es indispensable para cualquier estudio relacionado con la transmisión de calor en el ambiente. Existen innumerables tipos y principios para registrar y cuantificar la radiación solar. El desarrollo aquí consistió en un dispositivo electrónico genérico, para adaptar y calibrar cualquier sensor de radiación a un rango compatible con la mayoría de los adquirentes comerciales. Asimismo, éste se requirió para calibrar los sensores de radiación solar comerciales para obtener dispersiones menores a  $1 \text{ Wm}^{-2}$  entre ellos. El requerimiento de dispersión era necesario, ya que ciertos análisis radiométricos requerían la utilización de varios radiómetros en simultáneo (Cap. 4). La dispersión original (de fábrica) hubiera introducido un error de importancia en ciertos cálculos.

Dependiendo del tipo de sensor de radiación usado, cambia la calibración y configuración de dispositivo. En general los radiómetros o piranómetros estándar producen una señal ya sea tensión o un lazo de corriente proporcional a la radiación incidente. La electrónica es capaz de adaptarse a estas dos modalidades de salida. Dado que la radiación solar es siempre positiva o nula, la configuración es trivial para este tipo de sensores (p. e. *Apogee, SP-110*).

Cuando se sensan flujos, los cuales tienen un sentido, la magnitud tiene un signo, es decir la tensión o corriente de salida. Éstos en general son más difíciles de conectar a un adquirente comercial. En el caso particular, del estudio realizado se utilizó un radiómetro neto con salida diferencial (*Kipp & Zonen, NR Lite2*; -2000 a 2000  $\text{Wm}^{-2}$ , -20 a 20 mV). Para este sensor, la electrónica se configuró con un offset de +1 V, de esta marea la curva de salida resulta de -375, 0 y 1500  $\text{Wm}^{-2}$ , equivalente a 0, 1 y 5 V. De esta forma se posibilitó el uso de este radiómetro con los datalogger desarrollados. Además la electrónica desarrollada para la adaptación, la amplificación y la supresión de ruido, permite disponer de longitudes considerables en el cableado, sin perturbaciones en la lectura.

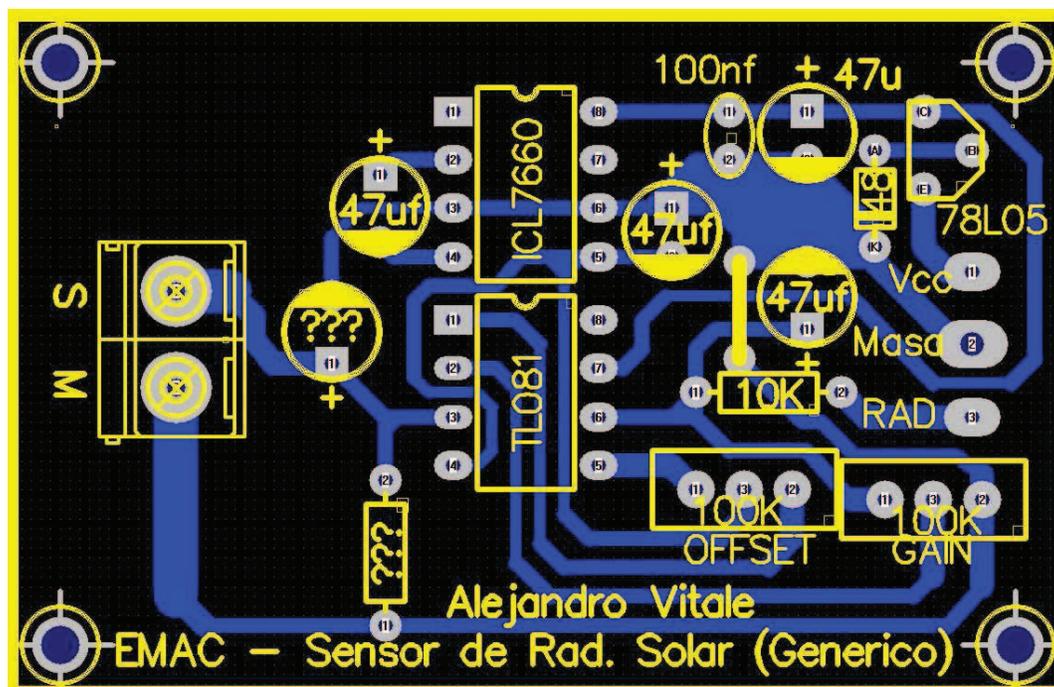


Figura 3.13: Board del circuito genérico para sensores de radiación.

El dispositivo genérico desarrollado permitió minimizar la dispersión entre los piranómetros usados, posibilitando así ciertos análisis y estudios (Cap. 4 y 5). Producto de éste, fue factible la utilización del radiómetro neto con los datalogger *EMAC*. La electrónica permite la estandarización y calibración de sensores sin importar la modalidad de salida o el rango de la misma.

En general los niveles de tensión de salida de radiómetros y piranómetros son del orden del  $\mu\text{V}$ , es decir que es dificultoso operar directamente con los adquirentes comerciales. El desarrollo presentado facilita la interconexión con cualquier adquirente comercial, como también la corrección de la magnitud y la independencia de la longitud de cableado. También posibilita la operación con otro tipos de dispositivos diferenciales, como por ejemplo, los sensores de flujo de calor (*Hukseflux*, *HFP01*; *Heat flux plate*).

### 3.2.9 – PRESION ATMOSFERICA

La presión atmosférica es un elemento determinante en varios componentes del balance energético. Una medición precisa *in situ* permite disminuir considerablemente el error en las estimaciones del balance. En general, la medición de este parámetro es elemental en cualquier estudio meteorológico. Por lo tanto, este sensor posee una importancia para el estudio y para cualquier monitoreo costero.

El sensado de la presión atmosférica mayoritariamente se realiza por medio de un sensor de presión absoluto, independientemente del principio de funcionamiento del sensor. La calidad de la medición es función directamente de la precisión y confiabilidad del transductor usado. Existen múltiples transductores en el mercado, aquí se presenta una implementación con los tres más generalizados (Fig. 3.14a).

La implementación consiste en un transductor de presión resistivo, conectado a una etapa de amplificación, calibración y reducción de ruido (Fig. 3.14b). En general, la respuesta de los transductores es muy buena. Los transductores poseen una excelente linealidad en el rango de trabajo, pero tienen un corrimiento entre sí (offset) propio del proceso de fabricación. Con lo cual, la obtención de una mayor precisión en la medición ( $\pm 0,1$  mb, entre sí), requiere de la calibración de los transductores, con respecto a un patrón. Además de la calibración, la electrónica permite homologar la salida independientemente del transductor usado, por medio de la variación de la ganancia y offset.

El uso de una etapa electrónica de estas características permite adaptar fácilmente, la salida diferencial de los transductores a los adquisidores comerciales. Asimismo provee los rangos de tensión requeridos por éstos, ya que de otra forma sería dificultoso y penalizaría la resolución de la medición. Para el caso la curva de respuesta elegida oscila entre 938 a 1042 mb, correspondiente de 0 a 5 V. Dada la capacidad de conversión del adquisidor usado la resolución en la lectura resulta de 0,1 mb. Además de contar con la ventaja de poseer un error entre sí de la misma magnitud.

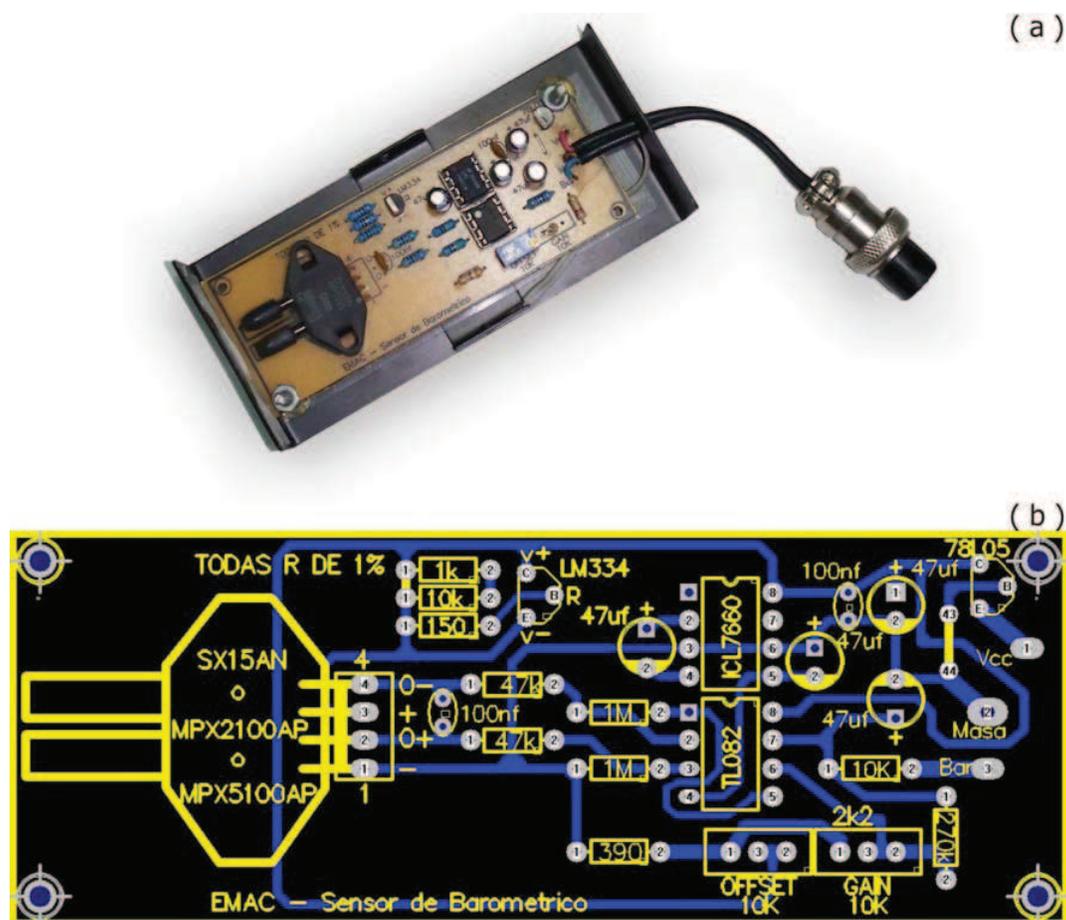


Figura 3.14: Vista del equipo terminado (a) y del board del circuito del sensor (b).

El sensor desarrollado se utilizó para recabar los datos necesarios para la estimación del balance energético y también como parámetro en el modelado numérico. Su utilización permitió disponer de un registro continuo, de alta resolución y precisión en el muestreo, lo que favoreció en la disminución del error en el modelado del balance de calor. El rango de trabajo (938 a 1042 mb) del sensor está optimizado para zonas costeras (media 1013,5 mb), pero con la variación de la ganancia y del offset, fácilmente se lo puede adaptar a cualquier rango y resolución requerida en un determinado estudio. Estos sensores fueron calibrados usando un barómetro patrón perteneciente a la Universidad Nacional del Sur.

### 3.2.10 – MULTIPROPOSITO

Un elemento fundamental en la dinámica térmica ambiental es el viento. Su determinación es una característica elemental de cualquier estudio meteorológico. Existen múltiples dispositivos para medir la dirección y velocidad del viento y a su vez con múltiples tipos de salidas, analógicas, digitales, composición de dirección, sensores activos, pasivos, etc. Esto torna significativamente compleja la unificación de la conexión a un dispositivo de adquisición. Por lo tanto, aquí se presenta un dispositivo genérico que es capaz de adaptar cualquier tipo de sensor de velocidad y dirección (viento y corriente del agua) en una única curva patrón.

La utilización de componentes tradicionales resulta inoperante para resolver la complejidad del problema. En el desarrollo realizado se optó por incorporar un controlador inteligente (16F876), ya que por medio de una programación acertada para el caso se puede lograr el objetivo. El desarrollo consiste en tres entradas analógicas y una digital y a su vez con dos salidas analógicas para el adquisidor (Fig. 3.15). Con la disposición de conversores analógicos y una entrada digital es posible adaptarse a cualquier tipo de salidas. Además, la programación permite la posibilidad de un procesamiento de la magnitud registrada. Por caso, en la actual implementación se toma un valor de dirección cada medio segundo, se realiza el promedio de 16 muestras y se compone la señal de salida. Esto resulta en un valor más confiable y acertado, dependiendo del instrumento utilizado. La posibilidad del procesamiento *in situ* permite además de una mejora en la información, posibilitar al usuario de obtener una mayor cantidad de información, sin necesidad de registrar un mayor volumen de datos, dada la posibilidad de disponer de varios en paralelo.

El dispositivo desarrollado posee 10 bits de salida digitales (Fig. 3.15), destinados al control de dispositivos o indicadores visuales (display, leds, etc.). El control de dispositivos está destinado al control de potencia (rele, contactor, mosfet, etc.) en caso que se requiera mayor energía o algún tipo de modulación para controlar la alimentación del sensor. En general, los indicadores visuales son una asistencia de campo, pero no tienen una ingerencia significativa en el desempeño del equipo.

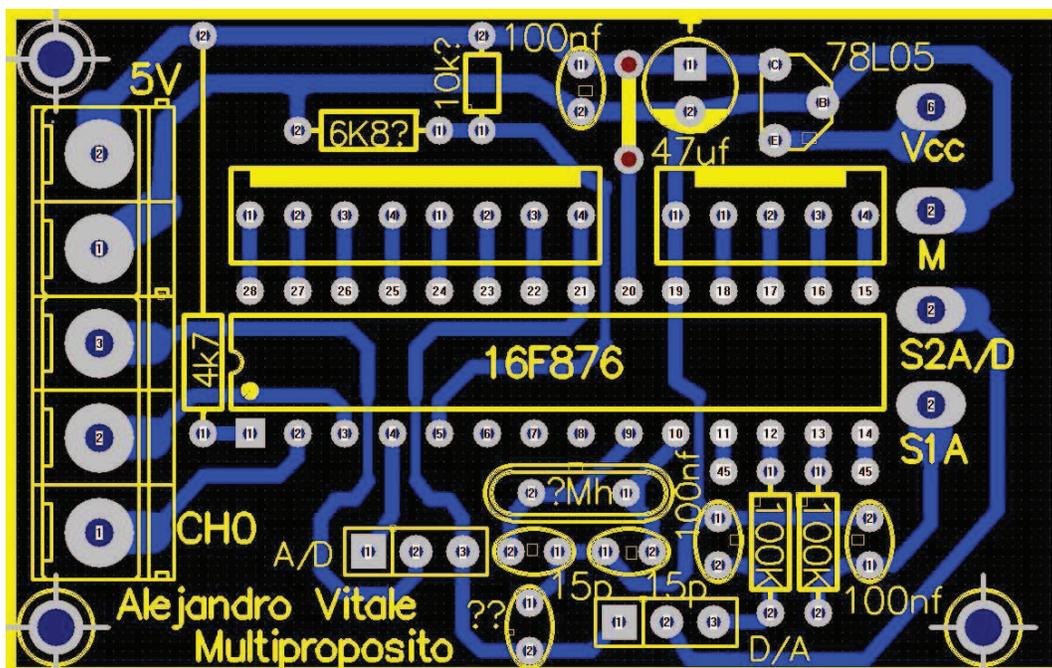


Figura 3.15: Board del circuito genérico utilizado en el estudio para adaptar diferentes anemómetros.

La ventaja de disponer de una salida común permitió utilizar los adquirentes desarrollados para sensar el viento, en simultáneo con las demás variables meteorológicas. En otro caso, se debería utilizar algún dispositivo propio del equipo, dificultando el pos-procesamiento e incrementado el costo operativo del estudio. La disponibilidad del procesamiento *in situ* permite medir cualquier variable ambiental, como por caso olas, y obtener directamente el periodo y la altura significativos.

En general, los adquirentes de datos tienen una mínima capacidad de procesamiento de la información. solamente un promedio de las muestras para minimizar ruidos o altas frecuencias no deseadas. Los datos registrados por el equipo se utilizan para la estimación del balance energético (Cap. 5) y como condición necesaria para el modelado (Cap. 6). Con un costo operativo bajo se dispuso de una información necesaria para el estudio llevado a cabo. Con la posibilidad de utilizarse en otros equipos y/o procesamientos de la magnitud leída.

### 3.3 – DESARROLLO DE UNA BASE DE DATOS OCEANOGRÁFICA

El monitoreo de alta resolución, que genera una substancial densidad de datos, requiere una consolidación de los mismos con un soporte informático específico. Esto implicó el diseño e implementación de una base de datos oceanográficos estandarizada de acuerdo a los requerimientos de la ingeniería del software, con el objetivo de que también se convierta en un producto de gestión de la información que pueda ser de utilidad en otros contextos, aplicaciones y grupos de trabajo. Un desarrollo de este soporte informático es el Sistema *IadoDB* (Figs. 3.16 – 3.19).

*IadoDB* permite importar la información de múltiples equipos meteorológicos y oceanográficos para incorporarlo a un sistema único de base de datos. Al mismo tiempo, éste provee la validación de la información para determinar su precisión o si está fuera de rango preestablecido. Además, permite todo tipo de operaciones con las bases de datos, ya sea importar, exportar, listado, búsqueda, promedios, sumas y demás procesamientos estadísticos estándar, con la información alojada en la base de datos.

Dos objetivos fundamentaron el desarrollo de un soporte informático de estas características. El primero consiste en contar con un sistema único, completo y auto contenido de modo de gestionar la cuantiosa información recogida. El segundo radica en obtener una concordancia entre aplicaciones, es decir, disponer de una compatibilidad información/modelado. Cualquier modelado numérico de un sistema natural como marismas, planicies de marea y similares, en donde intervienen complejos fenómenos físicos, requieren una considerable cantidad de información para su desempeño, con lo cual la alimentación manual de datos es inoperante. Se requiere de un lineamiento en la ingeniería de software para exportar e importar la información de una forma transparente de un sistema al otro. Más aún, el resultado del modelado puede ser importado por el sistema de gestión, de tal forma de contar con registros medidos y modelados en una única plataforma. Esto brinda la capacidad de procesar el resultado del modelado con la misma practicidad que la información originaria del mismo.

*IadoDB*, es un software escrito en *Borland Delphi 6.0*, utilizando una filosofía de programación orientada a objetos. Cuenta con una interfase gráfica de manera de gestionar el pre y post-procesamiento de la información. La información se almacena en



Figura 3.16: Visualización de la interfase del software IadoDB.



Figura 3.17: Muestra de las operaciones posibles con cada base de datos.

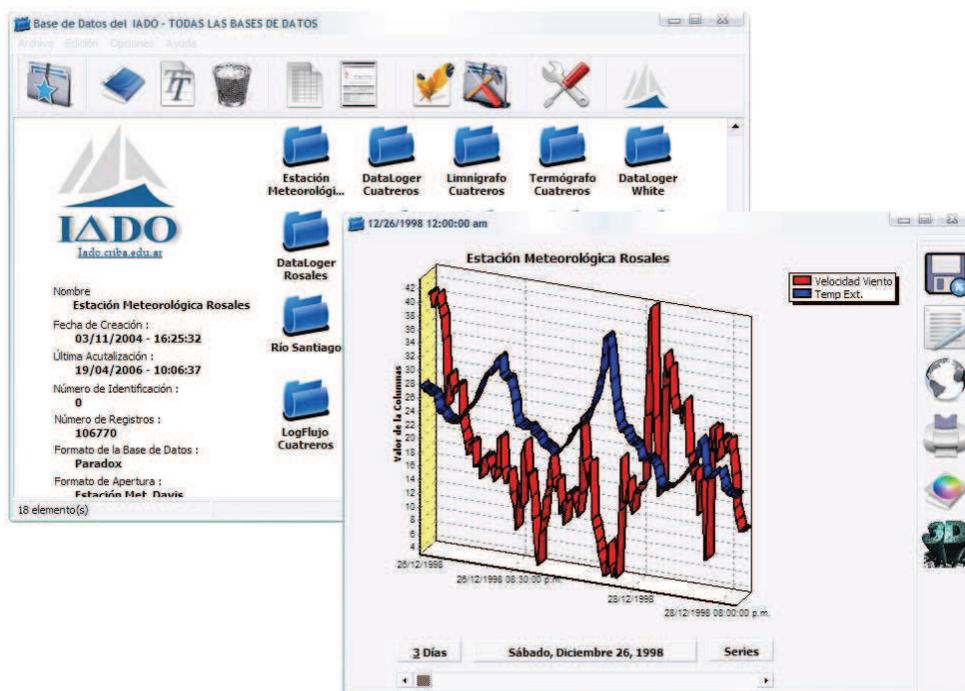


Figura 3.18: Muestra de los posibles gráficos a realizar con la información de cada base de datos.

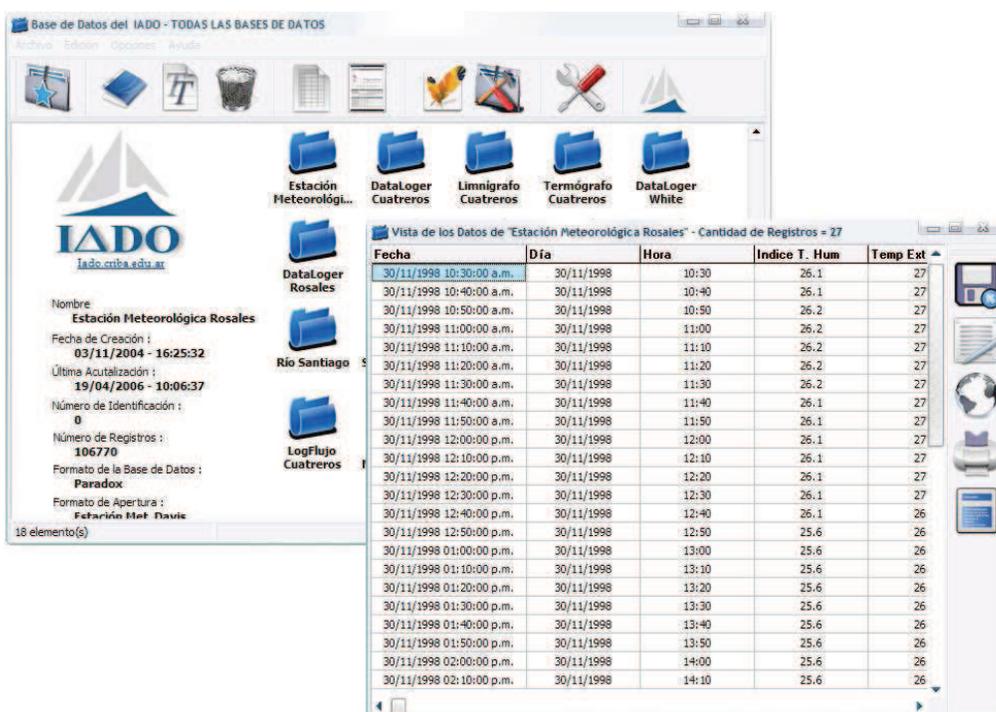


Figura 3.19: Muestra de los posibles listados a realizar con la información de cada base de datos.

bases de datos *Paradox*. Esta es una base de datos relacional para entorno *MS Windows*, anteriormente disponible para *MS-DOS* y *Linux*, desarrollada actualmente por *Corel* e incluida en la suite informática *WordPerfect Office*.

En los tiempos del *MS-DOS*, era una base de datos de bastante éxito, compitiendo con *dBase*, *Clipper* y *FoxBase*. Pasó al control de *Borland* después de la compra de *Ansa Software* en 1987. Aunque *Borland* la portó a *Windows*, su cuota de mercado es mucho menor que la de *Microsoft Access*, pero su lenguaje de programación (*ObjectPAL*) es *Pascal*, lo que le hace más potente que *Access*, que usa *Visual Basic* y esto limita bastante sus prestaciones si se compara con otras bases de datos que usan lenguajes más avanzados. De esta forma, la información en *IadoDB* puede ser importada fácilmente por aplicaciones comerciales, brindando un significativo valor agregado.

En conclusión, *IadoDB* permite: ver las condiciones actuales del sistema rápidamente por medio de un listado rápido, generar reportes y análisis estadísticos diario, semanal, mensual, estacional y anual, generar gráficos diarios, semanales o anuales. Permite ver las múltiples variables, al mismo tiempo, exportar la información en múltiples formatos y estilos, totalmente compatible con software comercial, realizar el seguimiento de múltiples estaciones en el mismo equipo. Es un software completamente compatible con *Windows 98se/2000/XP/Vista/Seven*, y *Linux-Wine*.

### 3.4 – CONCLUSIONES

Se presentó un desarrollo<sup>1</sup> tecnológico orientado al monitoreo ambiental en cualquier cuerpo de agua. En el caso particular, la tecnología fue implementada y operada en el estuario, con el objetivo de recabar la información para la calibración, el modelado y la simulación del balance energético en marismas y planicies de marea. Sin este desarrollo ciertos tipos de estudios y análisis hubieran sido operativamente dificultosos y onerosos. Actualmente existen implementaciones del desarrollo presentado, en diferentes regiones del país (Las Grutas, Necochea y San Blas).

---

<sup>1</sup> Debido al convenio existente (anexo 1) ciertos aspectos técnicos no se analizaron en profundidad, para evitar así un perjuicio a los terceros involucrados.

El equipo de monitoreo consiste en un adquisidor central, asociado a una batería de sensores. La ventaja de la estación es la adaptabilidad que posee el adquisidor desarrollado, tanto para adaptarse a diferentes modalidades, como a sensores. Asimismo, el sistema de comunicaciones (GPRS) implementado le permite al usuario un control del monitoreo y una visualización del ambiente, prácticamente en tiempo real. Por caso, actualmente existen nueve estaciones instaladas bajo esta modalidad (<http://emac.criba.edu.ar>). La *EMAC* no solo puede instalarse en zonas costeras, sino que es perfectamente operativa en boyas u otros dispositivos en el mismo cuerpo de agua de interés.

Los sensores desarrollados son básicos en cualquier estudio ambiental. La información recabada por estos permitió un mayor entendimiento de la dinámica térmica del ambiente en estudio (Cap. 4) como también la calibración y validación de las ecuaciones aerodinámicas de masa, usadas en el balance de calor (Cap. 5) y en las condiciones de borde en el modelo numérico desarrollado (Cap. 6). Asimismo la información recopilada permitió la validación de los resultados del modelo (Cap. 6).

El bajo costo en combinación con la posibilidad de adaptar cada uno de los equipos a las diferentes necesidades del estudio, producto de su diseño y construcción local, favoreció significativamente el desarrollo del estudio llevado a cabo (Cap. 4, 5 y 6). Al mismo tiempo la información obtenida permitió completar estudios previos en el estuario y afrontar nuevos en diferentes locaciones (Las Grutas, San Blas, Monte Hermoso, Necochea – Río Quequen). La posibilidad de nuevas locaciones permite el continuó desarrollo y la mejora de los diferentes dispositivos tanto en confiabilidad, sensibilidad y adaptabilidad.

Se desarrolló un soporte informático para la manipulación, control y gestión de la información proveniente de las estaciones. Producto de este se simplificó y facilitó el procesamiento de las mediciones. Asimismo, es un producto de código abierto, que es de utilidad en otros contextos, aplicaciones y grupos de trabajo.

## Capítulo IV

# CLIMA E HIDROGRAFIA DEL ESTUARIO

### 4.1 – INTRODUCCION

El estuario de Bahía Blanca está emplazado en un ambiente típico de llanura con un entorno levemente ondulado que corresponde al escalonamiento descendente del sector serrano hacia la costa atlántica. Por su posición latitudinal el estuario está incluido en la zona de clima templado, con valores anuales medios de temperatura comprendidos entre 14 y 20 °C y estaciones térmicas bien diferenciadas. Ello implica que los veranos e inviernos son rigurosos y las estaciones intermedias más benignas. Esta faja climática se extiende latitudinalmente desde las costas del Pacífico al Atlántico, no es uniforme, sino que presenta variaciones espaciales en las temperaturas y las precipitaciones. Ellas guardan relación con la continentalidad, exposición a los flujos de aire dominantes, orientación de la costa y corrientes oceánicas. En el caso del área de estudio, donde existe una alternancia permanente de masas de aire de distintas índole, la característica esencial es la variabilidad en las condiciones del tiempo, hecho que se pone de manifiesto en todas las estaciones del año (Capelli y Campo, 1994).

Tanto los vientos del noroeste como los del Norte y Sureste fluyen aproximadamente paralelos al eje del Canal Principal del estuario, afectando la circulación y mezcla vertical de las aguas (Fig. 1.1). El efecto del viento, mayor en el interior del estuario, tiene incidencia en la amplitud de marea y en los horarios de

pleamar y bajamar, así como en la generación de distintos tipos de olas. Los vientos del Sudeste generados por las “Sudestadas” tienen efecto devastador en particular en las áreas costeras habitadas del estuario, donde destruyen escolleras, embarcaciones, etc (Perillo *et al.*, 2001).

Los mayores eventos meteorológicos se desarrollan en el mes de octubre, con una duración aproximada de una semana de tiempo frío y lluvioso. Domina el patrón climático regional los vientos provenientes de los anticiclones semipermanentes del Atlántico Sur (aire cálido y húmedo) y del Pacífico Sur (vientos del Oeste, fríos y secos). Los vientos son persistentes a lo largo de todo el año, siendo la velocidad media anual de  $22,5 \text{ km h}^{-1}$  (Capelli y Campo, 2004).

El régimen térmico de la zona marca una diferenciación estacional fuerte entre invierno y verano, en tanto que la primavera y el otoño presentan gran semejanza en los valores de temperatura. La temperatura media es  $15,1 \text{ }^\circ\text{C}$  con amplitudes térmicas anuales que evidencian el efecto moderador que ejerce el océano en las zonas costeras (Capelli y Campo, 2000). Los veranos presentan temperaturas elevadas y lluvias importantes en especial en sus comienzos y finalización aún cuando hay gran variabilidad en cuanto a montos. Los inviernos son fríos, las heladas se producen unos 8 días en junio y julio, descendiendo a 7 en el mes de agosto (Capelli y Campo, 2004).

El análisis de los datos históricos compilados por Perillo *et al.*, (1987) de numerosas estaciones localizadas a lo largo del eje del Canal Principal del estuario demuestra que la temperatura media anual superficial del agua es de  $13 \text{ }^\circ\text{C}$  entre  $21,6 \text{ }^\circ\text{C}$  en verano a  $8,5 \text{ }^\circ\text{C}$  en invierno. La temperatura media para todas las estaciones es algo mayor en la cabecera (Arango, 1985). La distribución de la salinidad media presenta un crecimiento exponencial desde la cabecera, donde descarga el río Sauce Chico, hasta la parte media del estuario (Fig. 1.1). En ese punto, la salinidad media tiene un mínimo local producido por la influencia del arroyo Napostá y la descarga de la cloaca de Bahía Blanca estimada en  $10 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Basados en la distribución de salinidad y comportamiento de los flujos residuales, la zona interior del estuario es muy difícil de clasificar. Entre la cabecera y Puerto Cuatrerros la tendencia es a ser de mezcla parcial durante las fuertes descargas del río Sauce Chico, pero durante los estiajes resulta ser seccionalmente

homogéneo. Entre Cuatrerros e Ingeniero White aparece un desarrollo muy diferenciado cuando se considera una sección transversal típica. En principio se lo puede considerar como un estuario verticalmente homogéneo donde la distribución de salinidad difiere sólo en sentido lateral; siendo las salinidades menores sobre el flanco norte del Canal Principal. Sin embargo, cuando se analizan los flujos de sal, el flanco norte tiene un comportamiento similar a un estuario de mezcla parcial. En este sentido se tiene un flujo hacia la boca en el tercio superior de la columna de agua y el resto es hacia el interior del estuario (Perillo *et al.*, 2004).

El objetivo del presente capítulo es cuantificar los conocimientos del clima e hidrología en el área de estudio, destacando aquellos parámetros que influyen en el intercambio térmico en marismas y planicies de marea. La distribución de estos parámetros serán luego aplicados al modelo numérico de predicción de la temperatura del agua y del sedimento.

#### 4.2 – METODO DE TRABAJO

A fin de lograr una calibración precisa del modelo se debió obtener suficiente información climática, hidrológica y geomorfológica del área de estudio. Se recabó información tanto histórica como actualizada de las principales variables ambientales que intervienen en el balance térmico en los humedales costeros. Para el estudio climático e hidrológico se dispone de registros de alta resolución de todas las variables meteorológicas, así como de parámetros oceanográficos.

Para el análisis de los diferentes parámetros meteorológicos e hidrológicos se utilizaron métodos estadísticos estándar y avanzados. El estudio de las fluctuaciones periódicas de una variable permite identificar los distintos procesos físicos que actúan sobre ella. Las variables ambientales de un ecosistema generalmente manifiestan una periodicidad múltiple y compleja relacionada con fenómenos de diversa duración y origen (Bloomfield, 1976). Para estudiar las fluctuaciones de las principales variables se aplicó el método de Fourier.

Para disponer de la amplia gama de los registros necesarios se debió instalar, además de las ya existentes, numerosos equipos de monitoreo en el estuario (*EMAC*).

La información registrada por estos equipos (nuevos y existentes) fue incorporada a un sistema desarrollado de gestión de información, para su posterior análisis.

#### 4.2.1 – MONITOREO DEL ESTUARIO

Para lograr una caracterización adecuada del medio ambiente de las marismas y planicies del estuario, se dispuso concentrar el monitoreo en dos emplazamientos del estuario de Bahía Blanca. En el interior del estuario, se complementó, con equipamiento desarrollado, el monitoreo en las planicies mareales próximas a Puerto Cuatros (Fig. 1.1, 2.2 *a-c*, 4.1 *e* y *f*). En la zona externa la observación se realizó en la marisma próxima al balneario de Villa del Mar, en las cercanías de la ciudad de Punta Alta (Fig. 1.1, 2.2 *d-f*, 4.1 *a - d*, *g-i*).

Específicamente el monitoreo consistió en siete estaciones, de las cuales cuatro eran *EMAC*. En Puerto Cuatros se contó con tres estaciones de medición de distintos parámetros. Una destinada al muestreo de radiación solar (*LI-COR*, *LI-200*), temperatura del aire, del agua y temperatura del sedimento en tres niveles desde 1999 hasta 2009 (5, 15 y 25 cm). Otra estación mide el nivel de la marea (2004 - 2009). La primera *EMAC* (Fig. 4.1*e-f*) registraba la velocidad y dirección del viento, temperatura del aire, humedad del aire, la temperatura del agua, el nivel de la marea, y posteriormente conductividad y turbidez del agua (2005 - actual).

En la marisma próxima a la localidad de Villa del Mar se concentraron los equipos e instalaciones más complejas del estudio (todas *EMAC*). En primer lugar se instaló una estación meteorológica (Fig. 4.1*i*) donde se registró la velocidad y dirección del viento, temperatura del aire, humedad, presión atmosférica, radiación solar (*Davis*, *7821*), radiación solar PAR (*Apogee*, *SQ-110*) y precipitación (2007 - actual). Logrando así un amplio muestreo meteorológico de la marisma, de similares características que en la planicie mareal.

Posteriormente, se instaló una estación en el centro de la marisma, alejada de cualquier efecto antropogénico (Fig. 4.1*a*). Ésta registró sobre la boya (Fig. 4.1*b* y *c*), temperatura del aire en dos niveles, a 2 m y 50 cm de la superficie, radiación solar (*Apogee*, *SP-110*) incidente y reflejada a 1 m de la superficie. En este punto es necesario

destacar que, para el tipo de información requerida, era indispensable que la altura del muestreo sea constante en todo momento, independiente del estado de la marisma ya sea cubierta (Fig. 4.1b) o descubierta (Fig. 4.1c). Para cumplir con dicho objetivo se desarrolló un sistema de desplazamiento el cual cuenta con una flotabilidad positiva resultante cercana a los 7 kg. El desarrollo es totalmente en acero inoxidable, logrando una vida útil prolongada en ambientes salinos. En la Figura 4.1c se visualiza el sistema de desplazamiento que consta de dos caños (2.54 cm) en los cuales se apoyan los ocho rodamientos sujetos a la boya. Estos rodamientos no sólo permiten el movimiento vertical, sino que también retienen la boya en el centro de las guías.

Este emplazamiento además, cuenta con cuatro termistores (Fig. 4.1c). Tres de ellos destinados al registro de la temperatura dentro del sedimento (5, 15 y 30 cm) y uno a la temperatura del aire o del agua, según sea el caso (5 cm sobre el sedimento). Finalmente, consta de un sensor de radiación neta (*Kipp Zonen, NR Lite2*; Fig. 4.1a) esto sienta un precedente ya que es la primera vez que se registra este tipo de parámetro en el estuario de Bahía Blanca (2007 - 2009).

Cuatro parámetros fundamentales restan mencionar: la marea, las olas, el sedimento en suspensión y la temperatura del agua a lo largo de la marisma. Todos estos son registrados por otro adquisidor *EMAC*. La marea y las olas son registradas por el equipamiento que se muestran en la figura 4.1d, descrito en el capítulo anterior. Para capturar el calentamiento y enfriamiento del agua, a medida que esta cubre y descubre la marisma, se dispuso de una cadena de termistores (seis sensores) de 250 m de longitud a lo largo de la misma. En la Figura 4.1g se aprecia el refugio que alberga unos de estos termistores (2008-2009).

Para completar la información se cuenta con la de la estación meteorológica emplazada en Puerto Coronel Rosales, en las cercanías de la ciudad de Punta Alta ubicada en el sur de la provincia de Buenos Aires. Esta alberga en su historial más de 10 años de registros continuos (1998 - 2009). Aportando información valiosa en la caracterización climática de la zona de estudio (Piccolo y Diez, 2004).

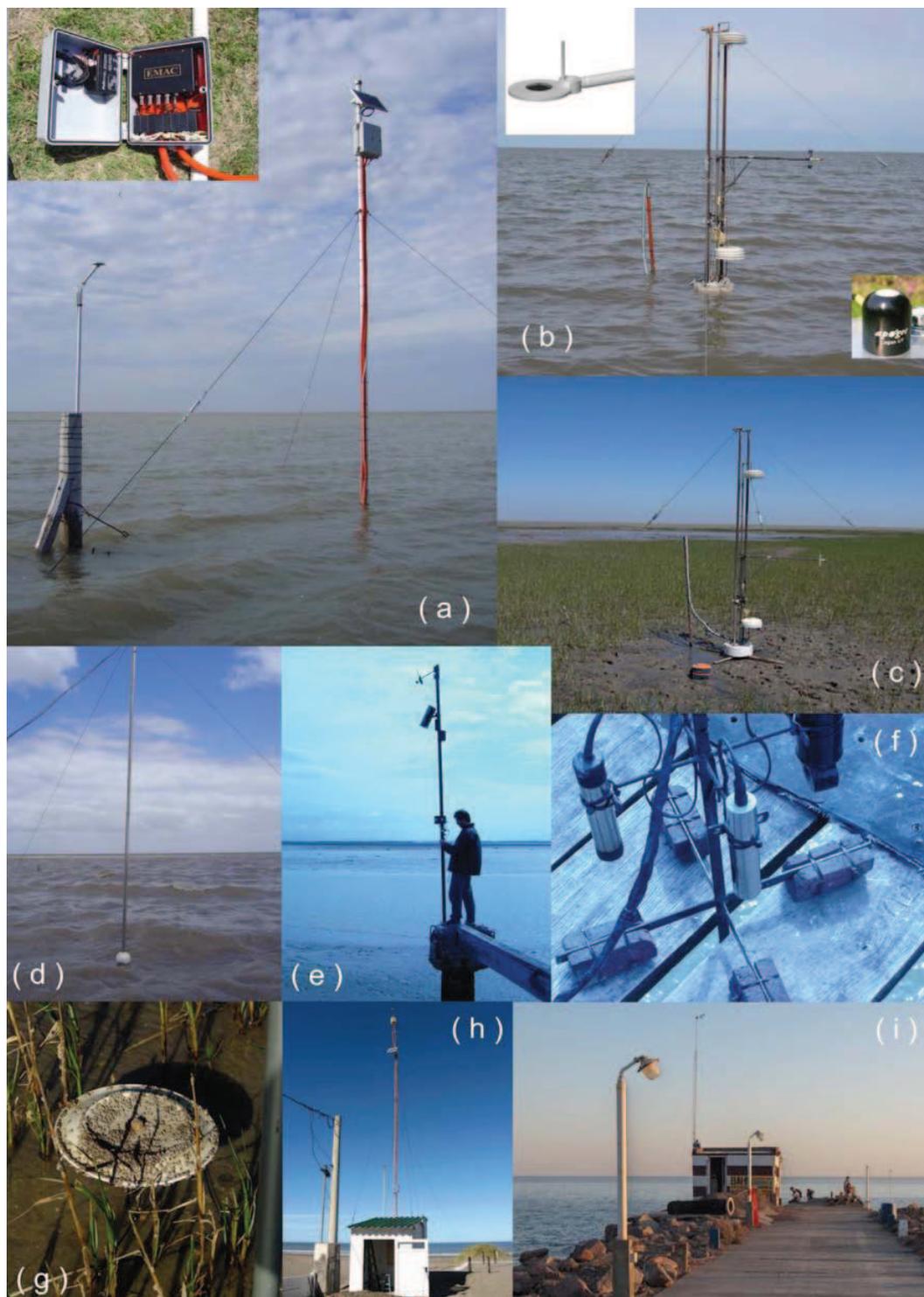


Figura 4.1: Instalaciones de EMAC y sus sensores, en el estuario. (a) Villa del Mar, radiación neta. (b) y (c) Villa del Mar, radiación de onda corta incidente y reflejada y temperatura del aire. (d) Villa del Mar, sensor de olas y marea. (e) Pto. Cuatros, meteorología. (f) Pto. Cuatros, medición de marea, temperatura del agua y turbidez. (g) Villa del Mar, refugio de uno de los sensores de temperatura de la cadena de termistores. (h) Monte Hermoso, meteorología. (i) Villa del Mar, meteorología.

### 4.3 – CLIMA DEL AREA DE ESTUDIO

El clima de Bahía Blanca ha sido objeto de numerosos estudios. En esta sección se efectúa una actualización, con los últimos datos publicados como así también con los recabados por el equipamiento antes mencionado. La zona posee clima templado, con una precipitación media anual cercana a los 630 mm (Beigt, 2007). Los vientos predominantes soplan del sector N y NO. Los del sector Sur, son menos frecuentes pero suelen superar los 100 km/h. La radiación solar, principal actor en el intercambio térmico, tiene una marcada amplitud entre la estación estival (máxima media de  $850 \text{ Wm}^{-2}$ ) y la invernal (máxima media de  $300 \text{ Wm}^{-2}$ ).

El área de estudio está sujeta a la influencia de los centros anticiclónicos semi-permanentes del Atlántico y del Pacífico. Los mismos son grandes centros de acción que generan masas de aire y determinan los estados de tiempo dominantes en el área (Capelli y Campo, 2004). El anticiclón subtropical del Atlántico Sur origina una circulación que en la zona de estudio se manifiesta como un flujo de aire del Norte, cálido y húmedo y afecta al litoral del país. Esta circulación es responsable de la mayor parte de las precipitaciones que se registran en el litoral, llanura pampeana y norte del país en especial cuando los avances de aire polar determinan su ascenso y enfriamiento (Wolcken, 1954).

El flujo del Norte retorna al océano luego de descargar las últimas precipitaciones en las sierras de Ventania y en la planicie costera del Sur Bonaerense. Es por ello que los vientos que llegan al estuario desde el Norte y Noroeste tienen marcadas características de continentalidad. El área de dominio del Anticiclón del Pacífico se manifiesta a través de la trayectoria de las masas de aire que ingresan por la Patagonia con sentido SO – NE. En su avance, la masa de aire pierde humedad por lo cual los vientos del sector Suroeste son siempre secos. El encuentro de las masas de aire del Atlántico y del Pacífico da origen a la formación de frentes que suelen desencadenar precipitaciones de gran intensidad (Capelli y Campo, 2004).

Se observa un aumento de  $0,7 \text{ }^{\circ}\text{C}$  en las temperaturas medias anuales del aire durante los últimos 50 años. Cabe aclarar que en la última década se registraron

aumentos en las temperaturas medias del otoño, invierno y primavera, mientras que las temperaturas medias estivales mostraron un descenso respecto a la década anterior. La amplitud media anual fue 13,7 °C, variando entre 22,1 °C en verano y 8,4 °C en invierno (1951-2000). Las estaciones intermedias presentan valores similares, siendo la temperatura media para otoño y primavera 14,9 y 14,7 °C, respectivamente. El régimen de precipitaciones se caracteriza por presentar valores mínimos en la estación invernal. La precipitación media anual para el período 1951-2000 fue de 635 mm en Pto. Coronel Rosales (Beigt, 2007).

En la tabla 4.1 se presenta una cuantificación de los parámetros meteorológicos registrados en el estuario de Bahía Blanca durante el período 1999–2009. Esta descripción amplía la efectuada por Piccolo y Diez (2004) para el período 1999–2003 (Pto. Coronel Rosales) y Beigt (2007) para el período 2000–2004 (Pto. Cuatrerros y Pto. Coronel Rosales). Dicha cuantificación establece las condiciones meteorológicas que caracterizan al área de estudio, en el cual se realiza el modelado numérico.

AÑO	Rad. Solar Media Diaria [W m <sup>-2</sup> d]	Rad. Solar Media Diaria [MJ m <sup>-2</sup> ]	Temp. Aire [°C]	Humedad [%]	Velocidad del viento [km h <sup>-1</sup> ]	Presión atm. [mb]
1999	3990	14.4	15.5	65	21.8	1008.9
2000	4038	14.5	17.3	64	22.1	1012.9
2001	3896	14.0	16.0	67	22.6	1005.6
2002	3919	14.1	15.4	60	22.0	1013.3
2003	4049	14.6	14.6	59	22.9	1012.4
2004	4038	14.5	15.0	65	21.7	1015.7
2005	4026	14.5	14.8	64	19.2	1015.8
2006	4357	15.7	15.1	64	17.2	1016.9
2007	4784	17.2	14.6	64	20.9	1015.1
2008	4985	17.9	15.1	64	19.5	1014.7
2009	4713	17.0	15.2	64	19.8	1015.4
MEDIA	4254	15.3	15.3	64	20.9	1013.3

Tabla 4.1: Parámetros meteorológicos medios anuales para el período 1999 - 2009.

### 4.3.1 – RADIACION SOLAR EN EL ESTUARIO

La radiación solar es un elemento fundamental en el balance térmico estudiado, dado que la mayor parte de la energía que ingresa al sistema es producto de dicha radiación. El objetivo de la presente sección es analizar la radiación solar recibida en el estuario. Se presentan los resultados obtenidos de la radiación solar incidente registrados en la estación Puerto Cuatrerros (*LI-COR, LI-200*) y en la estación de Villa del Mar (Fig. 4.1i; *Apogee, SP-110*) durante el período 1999-2009.

El valor medio anual de irradiación solar diaria para el período mencionado fue  $4254 \text{ W m}^{-2} \text{ d}$  (Tabla 4.2), oscilando entre  $7164 \text{ W m}^{-2} \text{ d}$  (verano) y  $1344 \text{ W m}^{-2} \text{ d}$  (invierno). Un análisis interanual del parámetro muestra que su comportamiento es muy regular, repitiéndose valores medios similares para cada uno de los meses de los diferentes años estudiados. Existen pequeñas diferencias interanuales producto de las transiciones de la nubosidad durante el período examinado. En la tabla 4.2 se puede apreciar el número de horas de insolación útil, la cantidad de energía recibida por día y por hora, parámetros esenciales a cualquier estudio que involucre radiación solar. En ella se evidencia claramente la simetría anual. El período invernal solo dispone de un 18 % de la radiación estival. Esta diferencia considerable entre los meses estivales e invernales se ve reflejada claramente en los flujos del balance energético.

La figura 4.2 presenta dicha variación media mensual para el estuario de Bahía Blanca durante el período 1999-2009. Dicha curva tiene una distribución gaussiana, con una disminución en su dispersión proporcionalmente a su intensidad. Su máximo, para todo el año, está dado entre a las 13:30 y las 14:00hs (GMT, -3 hs). La disponibilidad de estos datos posibilita el modelado del balance energético en los diferentes meses del año. En la figura 4.3 se presenta la densidad probabilística de la distribución de calor del estuario para el período 1999-2009. La distribución anual evidencia los valores correspondientes a invierno y verano,  $400$  y  $900 \text{ Wh m}^{-2}$  respectivamente (Fig. 4.3b y c). Como es de esperar, la probabilidad de una magnitud decrece con la intensidad, independientemente de la estación del año, pero siempre la probabilidad de un valor es diferente para cada estación anual.

MESES	Horas de Rad. Útil <sup>2</sup> [hs]	Rad. Solar Media Diaria [W m <sup>-2</sup> d]	Rad. Solar Media Horaria [W m <sup>2</sup> h]
ENERO	15,5	7164	462
FEBRERO	13,9	6392	460
MARZO	12,3	4740	385
ABRIL	10,9	3397	312
MAYO	9,8	2035	208
JUNIO	9,3	1344	145
JULIO	9,4	1554	165
AGOSTO	10,0	2210	221
SEPTIEMBRE	11,0	3546	322
OCTUBRE	12,1	5080	420
NOVIEMBRE	13,4	6421	479
DICIEMBRE	14,8	7165	484
MEDIA ANUAL	11,9	4254	357

Tabla 4.2: Distribución de la radiación solar mensual (1999 – 2009).

La estación invernal tiene máximo local cercano a los 400 Wh m<sup>-2</sup>, para valores superiores la probabilidad decae exponencialmente (Fig. 4.3b). Es prácticamente improbable que se produzcan magnitudes superiores a los 650 Wh m<sup>-2</sup>, solo unas 50 horas (2%) en los tres meses de la estación invernal. Los valores más probables, cercanos al mediodía solar, oscilan entre 200 y 400 Wh m<sup>-2</sup> (65%), correspondiéndose perfectamente con los valores medios mensuales (Fig. 4.2). El periodo estival, consta de una distribución similar que el invernal, pero con mayor intensidad (Fig. 4.3c). Las magnitudes superiores a 1100 Whm<sup>-2</sup> tienen una baja probabilidad de ocurrencia, solo del 3 %. Los valores probables, entre diciembre y febrero fluctúan entre 800 y 1100 Whm<sup>-2</sup> (69%).

Un análisis espectral de la radiación solar muestra una onda bien definida con escasas perturbaciones anuales (Fig. 4.4). El espectro anual evidencia un período principal de 24 hs y su correspondiente armónico de 12 hs. La insolación solar

<sup>2</sup> Se considera Radiación útil aquellos valores superiores al error del sensor (>10 W/m<sup>2</sup>)

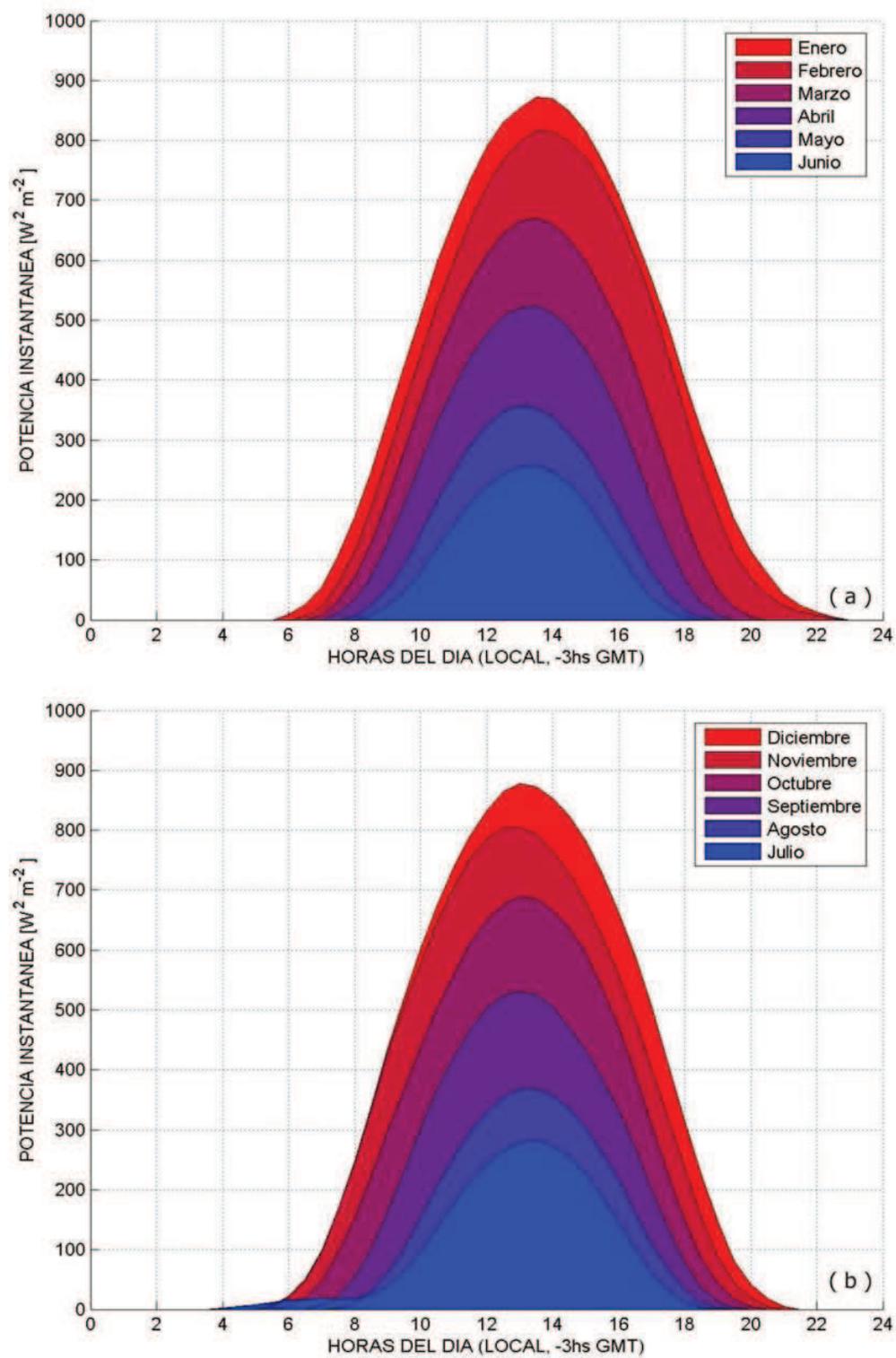


Figura 4.2: Distribución media diaria de la radiación solar para los diferentes meses, en el estuario de Bahía Blanca (1999-2009). (a) Enero – Junio. (b) Julio – Diciembre.

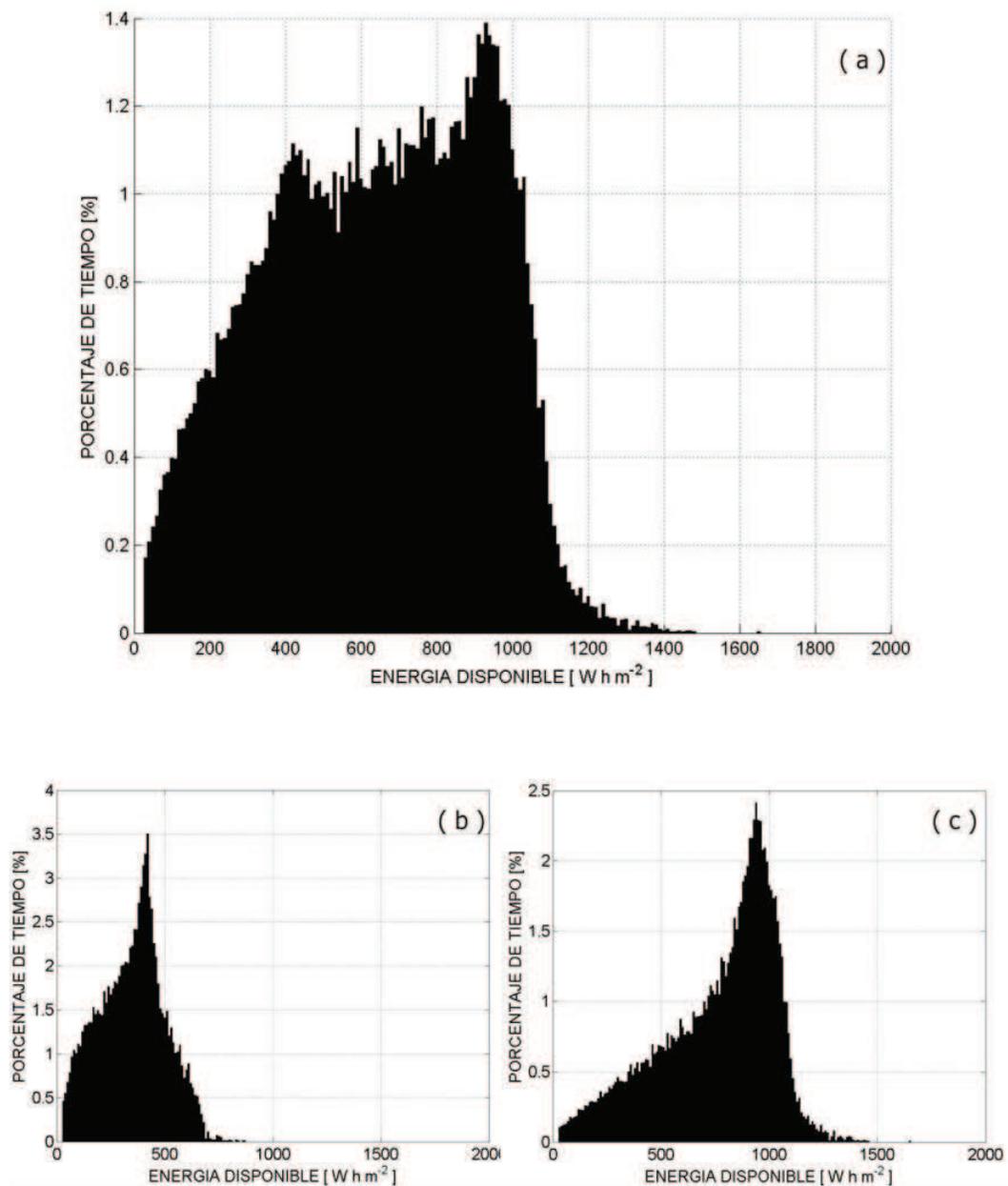


Figura 4.3: Histograma de la radiación solar en el estuario (1999-2009), anual (a) invierno (b) y verano (c). El período de las abscisas es de 10 W h m<sup>-2</sup>.

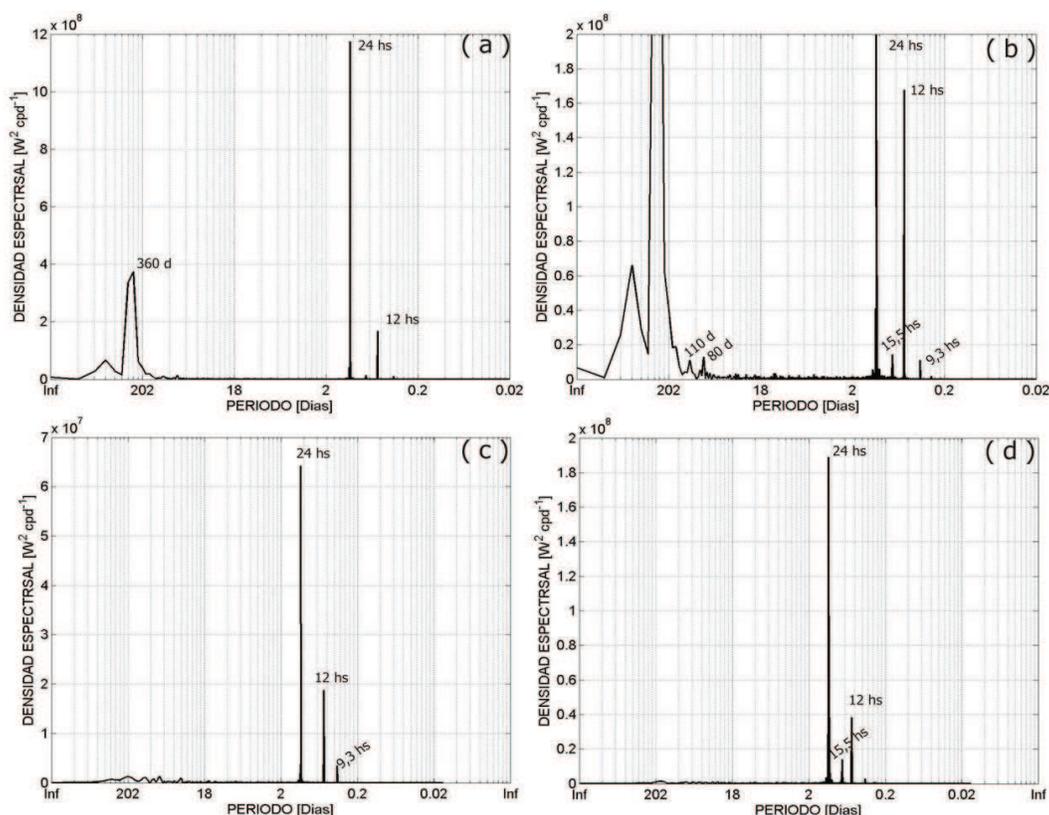


Figura 4.4: Espectro de la radiación solar en el estuario (Pto. Cuatros, 1999-2009), anual (a), ampliación anual (b), invierno (c) y verano (d).

típica de verano e invierno, es  $\approx 15,5$  hs para verano y  $\approx 9,3$  hs para invierno (Fig. 4.4a-b). Esto se refleja claramente en el espectro invernal (Fig. 4.7c) y estival (Fig. 4.4d). Ambos espectros contienen sólo la modulación correspondiente a su duración horaria estacional (Tabla 4.2) y el armónico asociado, de un tercio o menos de densidad. Otros períodos detectados en importancia son el anual y dos ciclos de duración aproximadamente estacional (110 y 80 días, Fig. 4.4a-b).

Para reconstruir cualquier señal se necesitan dos elementos fundamentales, la señal principal en amplitud (Fig. 4.2) y frecuencia (Tabla 4.2; Fig. 4.4) más la distribución probabilística de las perturbaciones asociadas a esta (Fig. 4.3). Con el análisis efectuado se establecieron las condiciones necesarias para modelar la radiación solar del estuario de Bahía Blanca. Esto es importante para el modelado *predictivo* y *descriptivo* que se lleve a cabo.

### 4.3.2 – TEMPERATURA DEL AIRE EN MARISMAS Y PLANICIES DEL ESTUARIO

La temperatura del aire es un factor tanto dominante como demostrativo del intercambio térmico *agua-suelo-atmósfera* sobre las planicies y marismas del estuario. Asimismo, dicho parámetro constituye una de las principales condiciones de borde del modelado numérico de la temperatura del agua y del sedimento. Se utilizó la información de la temperatura del aire desde 1998 hasta la fecha, provenientes de estaciones ya emplazadas en el estuario de Bahía Blanca y con la adición de las nuevas desarrolladas (*EMAC*; Cap. 3). De esta forma, se tuvo suficiente información para lograr una caracterización veraz, de la temperatura del aire sobre las marismas y planicies del estuario, siendo esto último el objetivo de la sección actual.

Beigt (2007) determinó que las mayores amplitudes térmicas se presentan hacia la cabecera del estuario y las menores hacia la boca del mismo. Esta situación se produce debido a que la boca se halla bajo la influencia moderadora del mar abierto que reduce la magnitud de las oscilaciones térmicas en esta zona. En el interior del estuario, por el contrario, las temperaturas de la superficie continental adquieren una mayor influencia sobre la temperatura del aire. Por lo tanto, las oscilaciones térmicas allí son mayores que en la desembocadura.

Utilizando la información de las estaciones previamente instaladas, se procedió a analizar la distribución mensual de la temperatura del aire (Tabla 4.3) en la cabecera (Puerto Cuatros, *PtoC*) y desembocadura del estuario (Puerto Coronel Rosales, *PtoCR*). Claramente los resultados indican que las mayores amplitudes se presentan hacia la cabecera y las menores hacia la desembocadura. Los valores de temperatura media (Tabla 4.3) evidencian que diferencias similares ocurren en invierno y en verano. La amplitud mensual media, entre la cabecera y la boca, en julio es de  $-2,7\text{ }^{\circ}\text{C}$  y en enero es de  $+2,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ . La estadística presentada muestra que la cabecera, por efecto continental, es más fría en invierno y más cálida en verano, que la desembocadura del estuario.

MESES	Puerto Cuatrerros (PtoC)			Puerto Coronel Rosales (PtoCR)		
	Temp. [°C]	Temp. Min. [°C]	Temp. Max. [°C]	Temp. [°C]	Temp. Min. [°C]	Temp. Max. [°C]
ENERO	23,9	23,5	28,2	21,2	20,4	28,4
FEBRERO	22,4	22,4	27,0	20,6	19,1	27,3
MARZO	20,3	19,2	23,7	18,8	16,6	25,0
ABRIL	15,9	13,7	18,1	15,5	11,6	19,4
MAYO	11,8	9,9	13,8	11,7	8,7	14,9
JUNIO	9,0	7,0	10,8	9,1	6,1	11,7
JULIO	8,4	5,7	9,5	8,4	5,2	11,3
AGOSTO	9,4	7,9	11,9	9,1	6,4	12,7
SEPTIEMBRE	12,3	10,9	15,4	11,4	8,6	16,2
OCTUBRE	15,9	15,5	19,5	14,7	13,2	20
NOVIEMBRE	18,5	18,4	22,8	16,6	14,9	23,1
DICIEMBRE	21,9	21,6	26,2	19,5	18,2	26,2
MEDIA ANUAL	15,7	14,7	18,9	14,7	12,4	19,7

Tabla 4.3: Distribución media mensual de la temperatura del aire en la cabecera y desembocadura del estuario, (1999 – 2009).

Un análisis más detallado se presenta en la figura 4.5. En ella se muestra la distribución media diaria de la temperatura del aire en la cabecera (Fig. 4.5 *a* y *c*) y en la desembocadura (Fig. 4.5 *b* y *d*) del estuario de Bahía Blanca para los diferentes meses (1999-2009). La desembocadura claramente presenta menor amplitud mensual que la cabecera, para todos los meses del año. El efecto moderador del agua es significativo en la zona externa del estuario (Fig. 4.5 *b* y *d*). La diferencia de temperatura media otoñal entre cabecera y boca de  $\approx -2$  °C se acentúa en invierno, alcanzando los  $-2,7$ °C como se mencionó. Durante la primavera hay una mayor uniformidad térmica a lo largo del estuario ( $0,7$  °C).

El efecto moderador del agua es un factor demostrativo del intercambio energético *agua-atmósfera*, que ocurre en zonas costeras. El calor es un tipo de energía cuyo concepto está ligado al Principio Cero de la Termodinámica, según el cual dos cuerpos en contacto intercambian energía hasta que su temperatura se

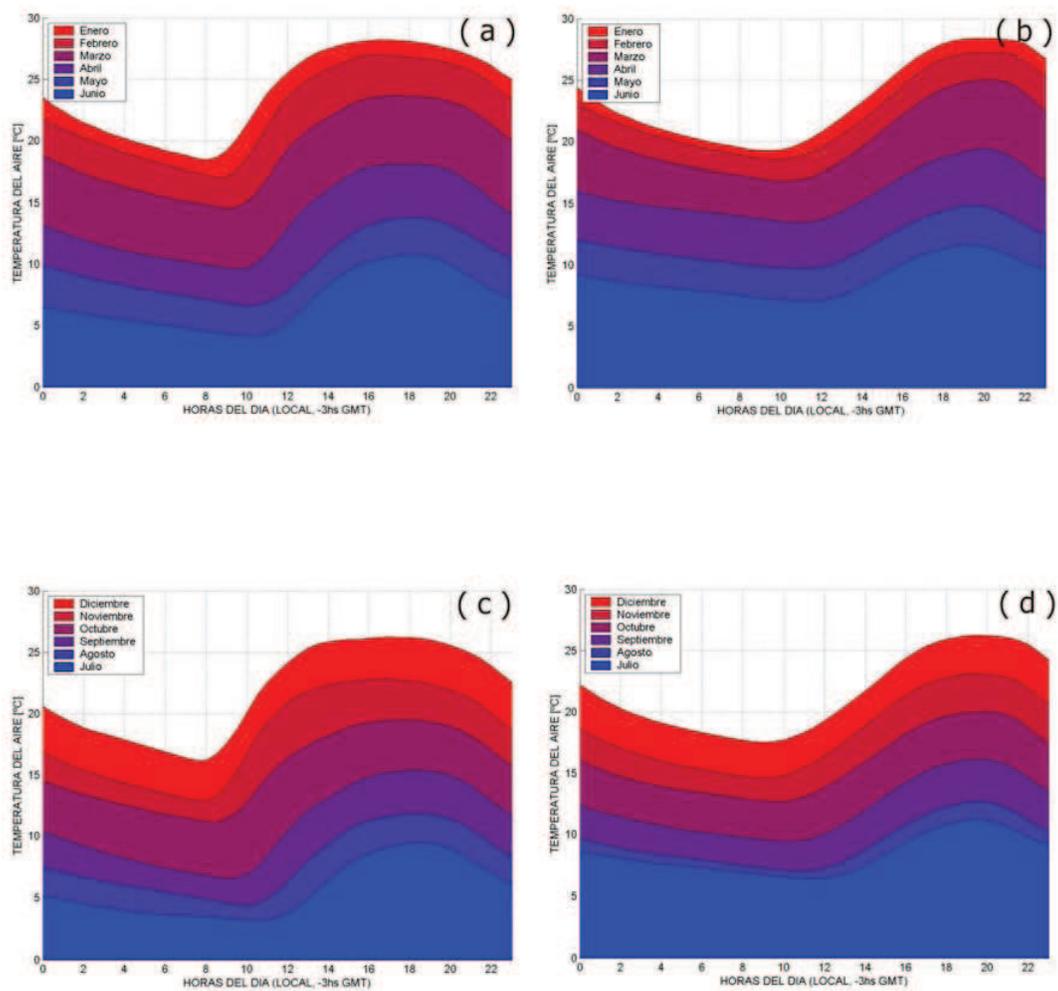


Figura 4.5: Distribución media diaria de la temperatura del aire en la cabecera (a y c) y en la desembocadura (b y d) del estuario de Bahía Blanca, para los diferentes meses (1999-2009).

equilibre. En verano, la temperatura del aire tiende a ser mucho mayor que la del agua, con lo cual el flujo de calor entre estos dos elementos es máximo. En invierno la dirección del flujo cambia pues la temperatura del agua en promedio es superior a la del aire. La temperatura media mensual se muestra en la tabla 4.3. El máximo ocurre en enero (23,9 °C) mientras que el mes más frío es julio (5,7 °C). El estudio realizado demuestra que la zona costera del estuario posee un clima templado cuya temperatura varía regularmente a lo largo del año, con una media anual de 14,7 °C.

La temperatura del aire generalmente manifiesta una diversidad de fluctuaciones periódicas relacionadas con fenómenos de distinta duración y origen. El estudio de dichas fluctuaciones permite identificar los distintos procesos físicos que actúan sobre este parámetro. La variación total de la temperatura en un intervalo de tiempo puede describirse como la suma de distintas oscilaciones: las oscilaciones regulares (diurna y anual) y las oscilaciones irregulares de duración y amplitud variables originadas por condiciones de tiempo cambiantes (nubosidad, lluvias, etc.) (Beigt, 2007). En las marismas y planicies de marea, además de las fluctuaciones periódicas del aire se suma el efecto de la marea que genera una perturbación adicional a las ya mencionadas.

Se efectuó un análisis espectral (Fig. 4.6) de la temperatura del aire medida en una planicie mareal en Puerto Cuatrerros (1999-2009) y en una marisma de Villa del Mar (2007-2009). El espectro muestra un máximo anual de densidad espectral que ocurre en un período de 360 días. Existen ciclos de duración aproximadamente estacionales (113 y 79 días) y mensuales (35 - 20 días). El período diario, el segundo en importancia se debe a la radiación solar diaria. Otras oscilaciones se produjeron en períodos quincenales a semanales (14 - 4 días) indicando la presencia de condiciones sinópticas típicas del tiempo atmosférico (por ejemplo, pasaje de frentes). El análisis espectral mostró que la temperatura del aire es un parámetro que se ve afectado por procesos anuales, mensuales, semanales y diarios (Fig. 4.6 *c-f*). El análisis de Fourier en la planicie de marea y en la marisma presenta resultados similares.

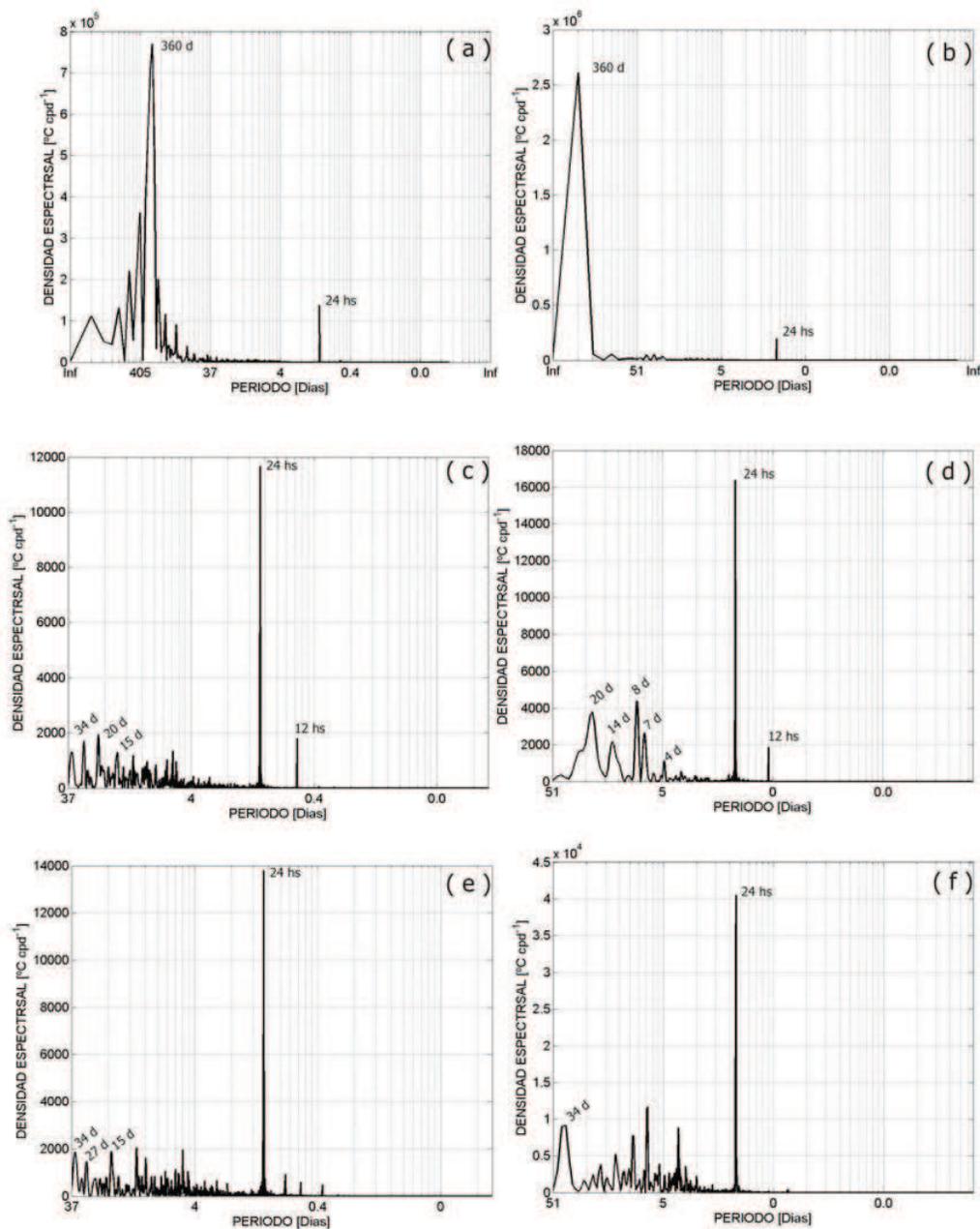


Figura 4.6: Distribución espectral de la temperatura del aire correspondiente a la planicie mareal de Puerto Cuatrerros (1999-2009; *a, c y e*) y a la marisma de Villa del Mar (2007-2009; *b, d y f*). (*a y b*) anual, (*c y d*) verano y (*e y f*) invierno.

### 4.3.3 – TEMPERATURA DEL AGUA

Las planicies de marea al igual que las marismas son ambientes intermareales, con lo cual parte de su superficie se ve perturbada por la onda de marea. De esto resulta que la temperatura del agua sufre intercambios energéticos durante el movimiento del agua por la marea tanto calentamiento (verano) como enfriamiento (invierno). Se utilizaron registros de temperatura del agua desde 1999 hasta la fecha provenientes de estaciones automáticas ya emplazadas en la cabecera (*PtoC*) y en la desembocadura (*PtoCR*) completando el registro con la adición de las nuevas desarrolladas. Asimismo se desarrolló e instaló una cadena de termistores en Villa del Mar (250 m de longitud) para cuantificar el intercambio de calor en la marisma bajo el efecto de la onda de marea.

La temperatura del agua es uno de los parámetros más estudiados en el estuario de Bahía Blanca. Freije *et al.* (1977) demostraron que la temperatura del agua en la zona interna está fuertemente condicionada por la temperatura ambiente, ya que probó que la temperatura de agua ajustaba perfectamente con las temperaturas promedio del aire en Bahía Blanca tomando la media entre máxima y mínima diaria de los cinco días previos al muestreo. El análisis de datos históricos compilados por Perillo *et al.* (1987) de numerosas estaciones localizadas a lo largo del eje del Canal Principal del estuario demuestra que la temperatura media anual superficial es de 13 °C variando entre 21.6 °C en verano a 8.5 °C en invierno. Arango (1985) estudió las temperaturas registradas en diferentes campañas oceanográficas durante el período 1967 – 1984, concluyendo que la temperatura media del Canal Principal para todas las estaciones es algo mayor en la cabecera del estuario. Beigt (2007) mostró que a las variaciones interanuales de la temperatura del agua, al igual que la temperatura del aire (Fig. 4.5) y siguiendo a ésta, la temperatura media mensual del agua presenta mayores variaciones interanuales en la cabecera (*PtoC*) que en la boca del estuario (*PtoCR*).

Partiendo de los datos del monitoreo continuo, desde 1999 a la fecha, se calcularon las temperaturas medias anuales en las estaciones Puerto Cuatros (14.1 °C; *PtoC*) y Puerto Rosales (15.2 °C; *PtoCR*), respectivamente (Fig. 4.7). La temperatura

MESES	Puerto Cuatros (PtoC)				Puerto Coronel Rosales (PtoCR)			
	Temp. [°C]	Temp. Min. [°C]	Temp. Max. [°C]	$\Delta T$ Diario [°C]	Temp. [°C]	Temp. Min. [°C]	Temp. Max. [°C]	$\Delta T$ Diario [°C]
ENERO	23,5	22,9	24,2	1,4	22,1	20,6	23,6	3,1
FEBRERO	21,4	20,8	22,0	1,2	21,7	20,2	23,3	3,1
MARZO	18,9	18,3	19,4	1,1	20,0	18,5	21,3	2,8
ABRIL	15,0	14,5	15,4	1,0	16,3	15,3	17,2	1,9
MAYO	12,0	11,6	12,4	0,8	12,4	11,4	13,2	1,8
JUNIO	7,3	6,9	7,9	1,0	9,1	8,5	9,7	1,3
JULIO	6,6	6,3	7,0	0,7	8,2	7,6	8,9	1,4
AGOSTO	8,6	8,0	9,2	1,1	9,2	8,4	10,2	1,8
SEPTIEMBRE	11,6	11,1	12,2	1,0	11,7	10,6	13,1	2,5
OCTUBRE	16,6	16,2	17,1	1,0	15,3	14,2	17,1	2,9
NOVIEMBRE	18,7	18,2	19,1	0,9	17,6	16,4	19,2	2,8
DICIEMBRE	20,1	19,3	20,9	1,7	20,4	19,0	22,1	3,1
MEDIA ANUAL	14,9	14,5	15,6	1,1	15,3	14,2	16,6	2,4

Tabla 4.4: Distribución media mensual de la temperatura del agua en la cabecera (1999 – 2009) y desembocadura del estuario (2001 – 2009).

del agua presenta sus mínimos en junio y julio y sus máximos en enero y febrero (Tabla 4.4). El análisis estacional de la temperatura del agua (Tabla 4.4) muestra que durante los años estudiados los mayores gradientes térmicos entre la cabecera (*PtoC*) y desembocadura del estuario (*PtoCR*) se produjeron durante el otoño y la primavera (1,2 y 1 °C, respectivamente), siendo algo menores en verano e invierno (0,9 y 0,7 °C). Las mayores variaciones anuales se observan en la zona interior (*PtoC*), mientras el sector externo (*PtoCR*) muestra un ciclo anual de menor amplitud (Tabla 4.4).

Tanto en otoño como en invierno los valores tienden a ser mayores hacia el área externa del estuario, mientras que en primavera y verano las máximas temperaturas suelen localizarse en el sector interno (Tabla 4.4). Lo cual es una clara evidencia del intercambio térmico del agua con las planicies y marismas del estuario. El agua recibe del aire energía (verano) o la *entrega* (invierno) durante los diferentes ciclos de marea. Esto se ve claramente reflejado en los ciclos diarios mensuales presentados en la figura 4.8, al igual que en la amplitud anual.

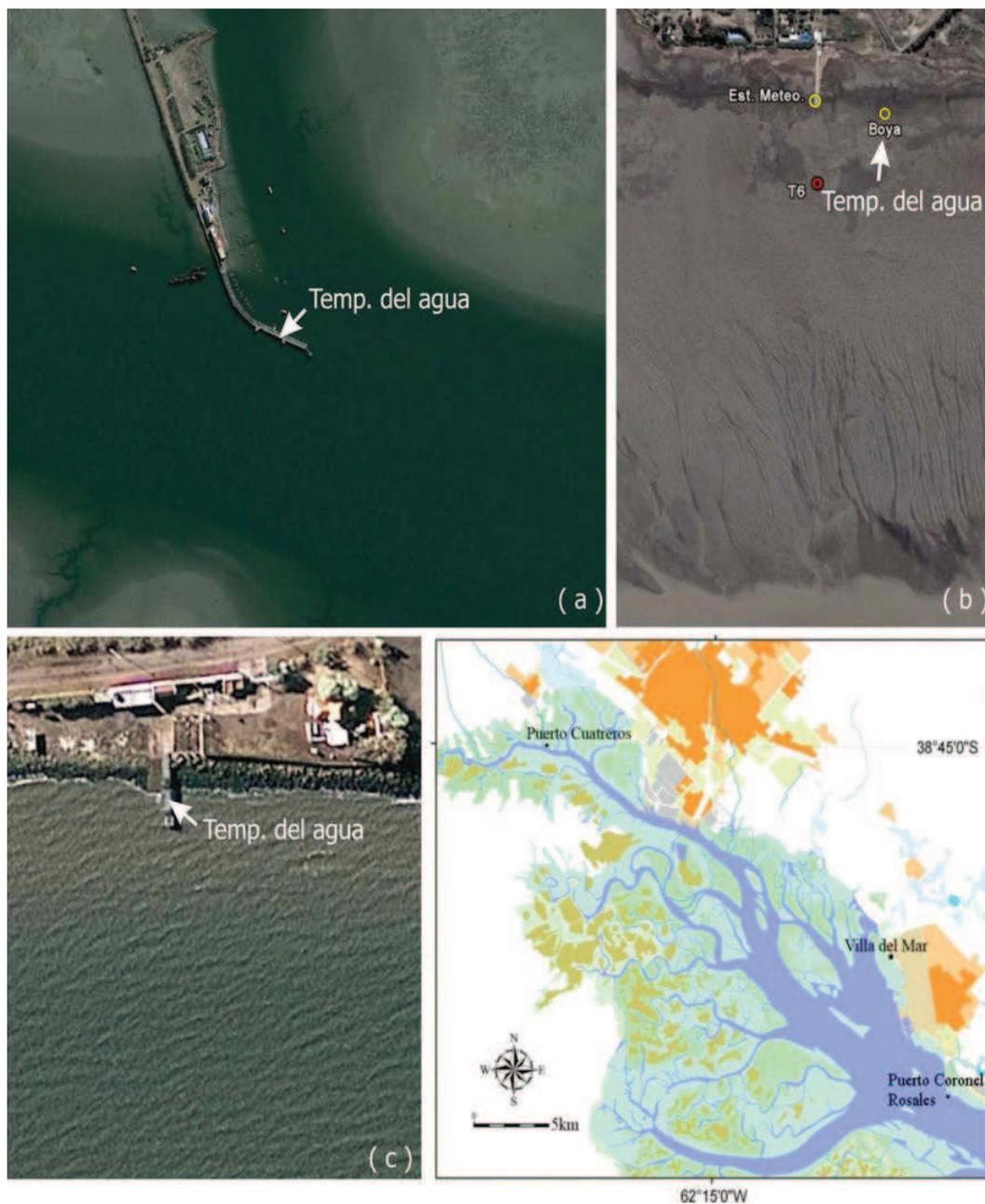


Figura 4.7: Ubicación de los sensores de temperatura del agua en el estuario. (a) Puerto Cuatros, bajamar. (b) Villa del Mar, bajamar. (c) Club Náutico Coronel Rosales ubicado en las proximidades del Puerto Coronel Rosales, pleamar.

La temperatura del agua, a diferencia de la del aire, no suele presentar grandes variaciones significativas a lo largo de un día. En *PtoC* la medición de la temperatura del agua se realiza directamente en el Canal Principal (Fig. 4.1e-f) mientras que en *PtoCR*, se realiza en una planicie de marea de aproximadamente 100 m de longitud hasta el Canal Principal. Las máximas amplitudes diarias ocurren en verano y las mínimas en invierno (Fig. 4.8 a-d). Claramente las mayores y menores temperaturas anuales se dan en la cabecera (Fig. 4.8e). Los mayores gradientes intermensuales se dan en marzo y septiembre, correspondiéndose con los cambios de estación. La máxima temperatura sucede entre las 18 y 20 hs en invierno y verano respectivamente, en contraposición la mínima ocurre entre las 10 y 12 hs en verano e invierno, respectivamente. La diferencia de sitios de medición en el estuario se observa en las amplitudes medias anuales del agua superficial.

Se compararon las mediciones de la temperatura del agua en tres sitios de estuario: el canal, una planicie y una marisma. Como se mencionó, el sensor de temperatura en *PtoC* se encuentra localizado en el Canal Principal, en *PtoCR* en una planicie de  $\approx 100$  m de longitud del Canal Principal y en Villa del Mar (*VMar*) en una marisma de  $\approx 900$  m de distancia del Canal Principal. Tanto la planicie como la marisma se cubre y descubre con agua durante el ciclo mareal (pleamar - bajamar), quedando expuestas un 30 y 45 % del dicho ciclo, respectivamente. La figura 4.9 presenta la comparación entre la distribución diaria de la temperatura del agua en los sitios. Dicha comparación se realiza para los meses estivales en donde la energía térmica es máxima, facilitando la cuantificación de las diferencias entre los emplazamientos de los sensores.

Las diferencias entre las amplitudes térmicas en los sitios son importantes (Fig. 4.9). Para el período estival esta tuvo una amplitud térmica media de 7,3, 3,1 y 1,6 °C para *VMar*, *PtoCR* y *PtoC*, respectivamente. La amplitud, para los emplazamientos en cuestión, tiene su máximo en enero y es algo menor su magnitud en diciembre y febrero. Visiblemente se evidencia el intercambio energético que sufre el agua al interactuar con la superficie del sedimento (*VMar*, *PtoCR*) ya que, claramente durante la noche este sufre una pérdida de calor que recupera durante el día. En cambio la

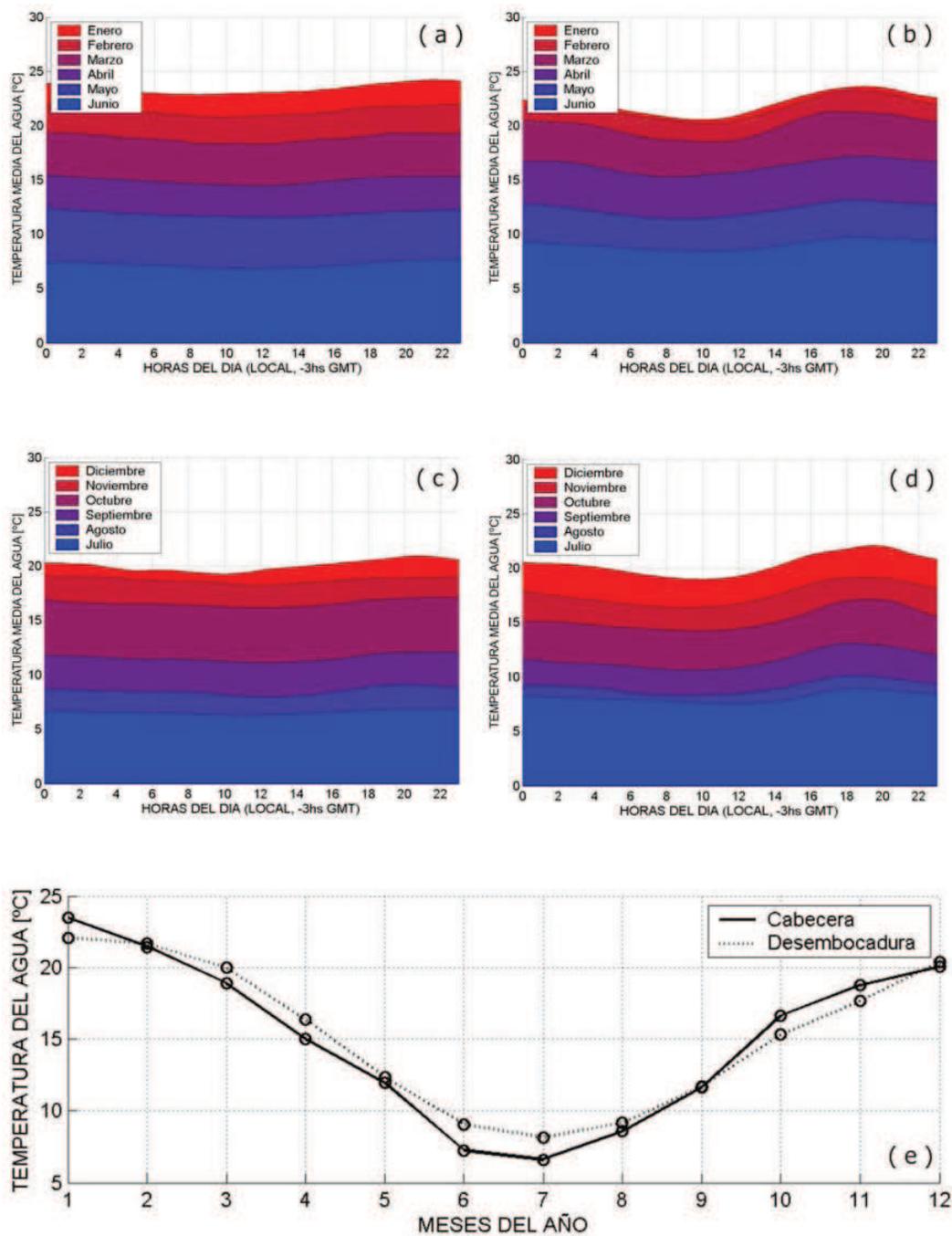


Figura 4.8: Distribución diaria de la temperatura media del agua en la cabecera (1999 – 2009; *a* y *c*) y desembocadura del estuario (2001 – 2009; *b* y *d*) y su variación anual en ambos sitios (*e*)

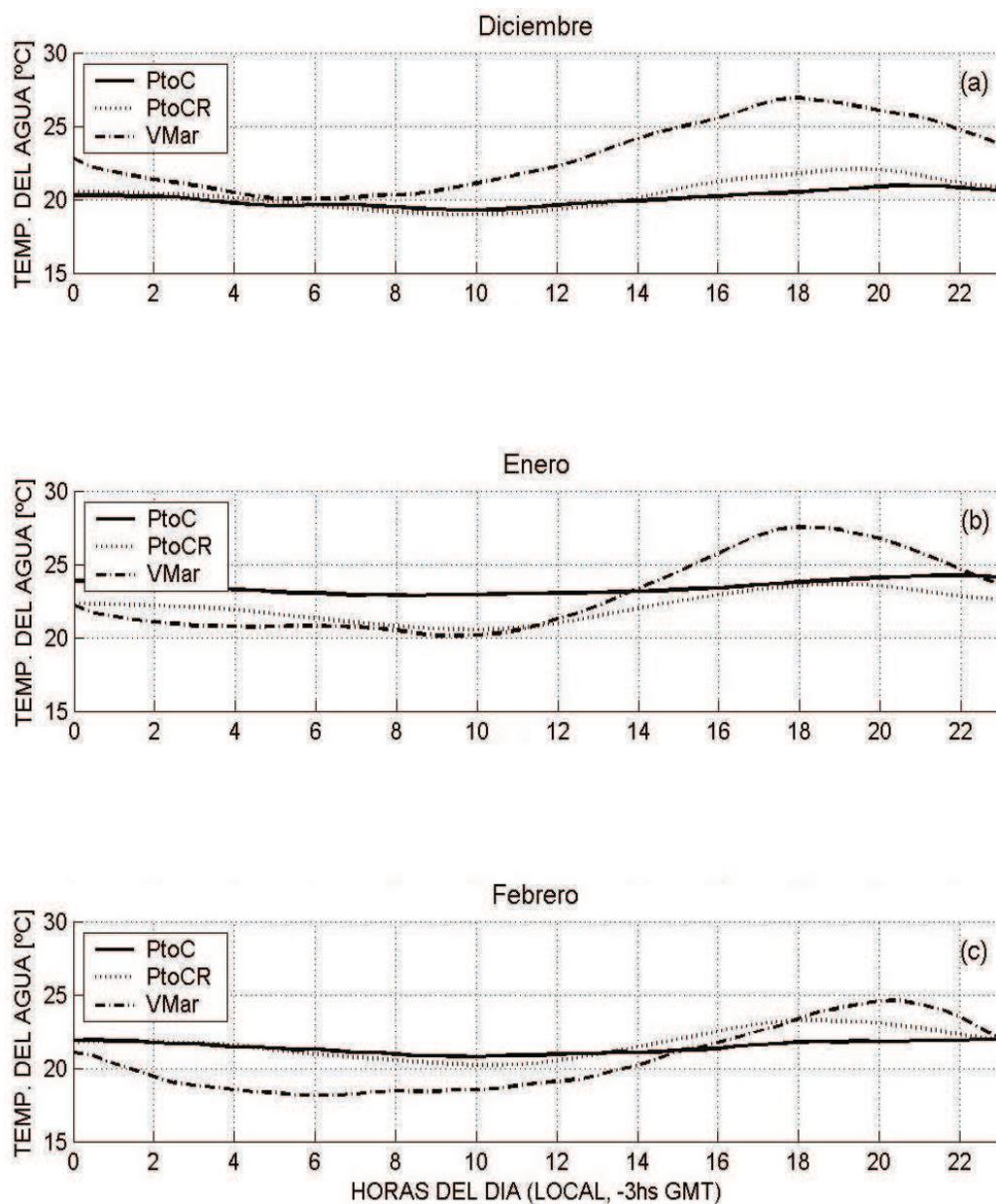


Figura 4.9: Comparación entre la distribución media diaria de la temperatura del agua en el Canal Principal (*PtoC*), la planicie de *PtoCR* ( $\approx 100$  m de longitud) y la marisma de Villa del Mar ( $\approx 900$  m de longitud). (a) Diciembre, (b) enero y (c) febrero.

variación de la temperatura del agua en  $PtcC$  es mínima y sólo es afectada por el intercambio con el aire. Por otro lado, el efecto del intercambio de calor del agua con el sedimento es importante para definir el balance de calor en estos ecosistemas.

La media de la amplitud diaria evidencia que cuanto mayor es la superficie de interacción suelo-agua mayor el intercambio térmico, reflejado no sólo en la amplitud sino que también en el valor medio diario. En diciembre (Fig. 4.9a) el valor medio de la temperatura del agua en  $Vmar$  supera en  $\approx 3$  °C a los otros emplazamientos. Esta interacción afecta la distribución longitudinal de la temperatura en el estuario. Por ejemplo en enero (Fig. 4.9b) el valor medio en la cabecera ( $PtcC$ , 24,2 °C) supera ampliamente al de la desembocadura ( $PtcCR$ , 22,3 °C). Esto es producto del calentamiento del agua por la interacción *suelo-agua* con las planicies de marea en el interior del estuario. En febrero la temperatura desciende producto del descenso de la temperatura del aire y de los procesos de interacción aire-agua-suelo (Fig. 4.9c). Las temperaturas en la marismas como en las planicies de marea se ven definitivamente afectadas por la mencionada interacción en todos los meses del año, siendo mayor en enero dados los máximos de radiación y temperatura del aire.

Para cuantificar la interacción agua-suelo se desarrolló e instaló una cadena de sensores de temperatura (*DTS*) a lo largo de 250 m de la marisma de Villa del Mar ( $Vmar$ ). El emplazamiento consiste en un sensor para registrar la temperatura del aire (Fig. 4.10a) otro para la altura de marea (Olímetro, Figs. 4.1d y 4.10c) y seis sensores de temperatura equiespaciados a 50 m entre si, comenzando en la parte alta de la marisma para finalizar en su planicie de marea (Fig. 4.10d). Estos parámetros se registraron en simultáneo con un período de dos minutos y una resolución de 0.1 °C y 0.01 cm. El objetivo de la alta frecuencia de muestreo radicó en determinar la velocidad de propagación de la onda de marea sobre la mencionada marisma, determinado así el tiempo de interacción entre los dos elementos para cuantificar la energía transmitida entre ellos (Cap. 5 y 7).

A modo de ejemplo se muestran los perfiles longitudinales de temperatura del agua (Fig. 4.10) correspondientes a 10 días (4 – 14 de enero de 2009), resultando en un

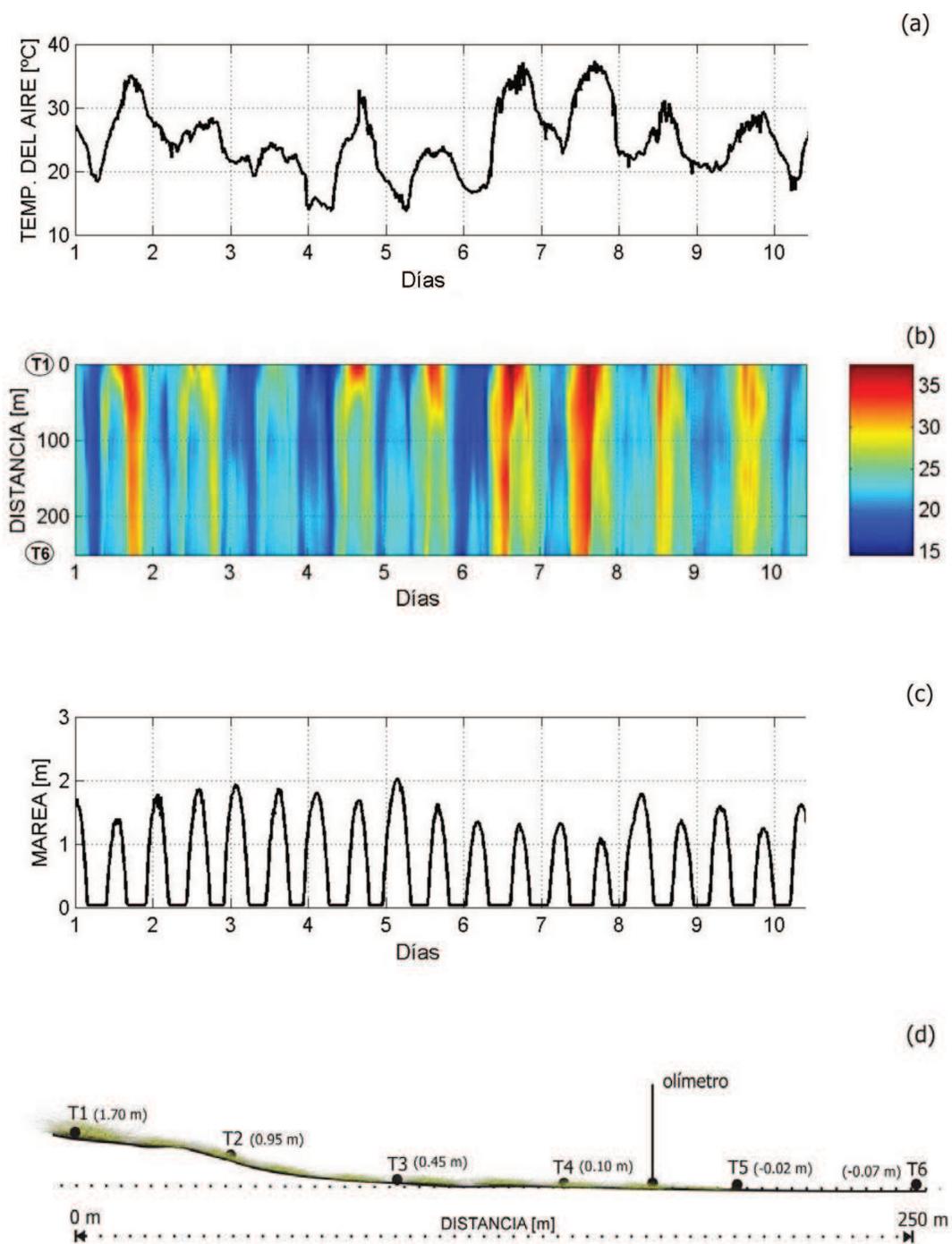


Figura 4.10: Distribución espacio-temporal de la temperatura del agua en la marisma de Villa del Mar, para el mes de enero (4 de enero 2009, día 1). (a) temperatura del aire, (b) temperatura del agua y (c) curva de la marea. Abajo, *esquema* del emplazamiento de los sensores de temperatura (d).

gradiente medio de  $0,0138\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$  el incremento de la temperatura del agua ( $T1 - T6$ ) en la marisma (durante el día) para dicho mes. La figura 4.10 muestra la distribución espacio-temporal de la temperatura del agua en la marisma de Villa del Mar para diez días consecutivos específicamente seleccionados del mes de enero. El primer día la pleamar ocurrió precisamente en el mediodía solar (14hs local, -3hs GMT) progresivamente se desplazó (15, 16, 17 hs, etc.) para finalizar en el décimo a las 0 hs. De esta manera se logra diferentes tiempos de exposición de la superficie de la marisma a la radiación solar, generando temperaturas del suelo máximas y por ende produciendo grandes flujos térmicos en él. La otra característica radica en la amplia gama de alturas de marea, con lo cual se tiene una diversidad de exposiciones de la marisma y se puede analizar la advección de calor. Este compendio de características permite analizar cuantitativa y cualitativamente uno de los parámetros más complejos que es la advección de calor agua-suelo (Cap. 5 y 7).

En la distribución espacio-temporal se evidencia claramente la onda de marea penetrando en la marisma, siendo más evidente durante el día (Fig. 4.10*b*). En dicha onda diurna se aprecia un aumento en su temperatura media con el transcurso de los días en cuestión ( $22,0$  a  $25,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). El estudio muestra que la temperatura del agua a lo largo de los sucesivos ciclos experimenta cambios significativos como también durante un mismo ciclo ( $\Delta T = 3,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , día 2). El mencionado aumento de la temperatura del agua esta directamente relacionado, como era de esperarse, con el incremento en el tiempo de exposición del suelo a la radiación solar y a la temperatura del aire. La temperatura ambiente tuvo oscilaciones significativas con una mínima de  $13,8\text{ }^{\circ}\text{C}$  y una máxima de  $37,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ , resultando en un valor medio de  $24,9\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Fig. 4.10*a*).

Por medio del *DTS* se puede analizar la variación longitudinal de la temperatura del agua y los cambios que ésta experimenta. Por caso el día 6, donde el valor de  $T2$  ( $18,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; Fig. 4.10*b*) era cercano la temperatura ambiente, en contraposición con  $T6$  ( $23,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; Fig. 4.10*b*) resultando en un gradiente longitudinal de  $0,026\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ . El gradiente instantáneo producto del flujo de calor suelo-agua es importante, pero más lo es el gradiente temporal que sufre el agua durante el período de residencia en el lugar, ya que este determina visiblemente la proporción del calor advectivo que se transfiere

Día Inicio del Ciclo Mareal	T6 Inicio del Ciclo Mareal [°C]	T6 Fin del Ciclo Mareal [°C]	$\Delta T$ Ciclo del Mareal [°C]	T3 Media Del Ciclo Mareal	Inicio del Ciclo Mareal [°C]	T Media del Aire [°C]	Energía Media Recibida [Wm <sup>-2</sup> d]
Día 1; 09 hs	21.7	23.8	2.1	22.0	Diurno	27.4	7419
Día 1; 21 hs	23.4	20.5	-2.9	21.1	Nocturno		
Día 2; 10 hs	20.7	23.7	3.0	22.6	Diurno	25.5	7167
Día 2; 21 hs	20.4	20.7	0.4	20.2	Nocturno		
Día 3; 11 hs	20.9	22.4	1.5	21.9	Diurno	20.8	4344
Día 3; 22 hs	19.1	19.8	0.7	19.5	Nocturno		
Día 4; 12 hs	22.4	25.3	2.9	24.2	Diurno	21.3	7151
Día 4; 23 hs	20.2	21.9	1.7	21.5	Nocturno		
Día 5; 12 hs	27.2	25.6	-1.6	26.1	Diurno	19.7	7659
Día 6; 00 hs	19.9	20.9	1.0	18.1	Nocturno	27.1	8014
Día 6; 14 hs	27.1	27.4	0.3	27.2	Diurno		
Día 7; 02 hs	20.7	21.0	0.3	20.3	Nocturno	30.5	7290
Día 7; 15 hs	24.6	25.8	1.3	28.3	Diurno		
Día 8; 01 hs	21.4	22.3	0.9	21.9	Nocturno	24.3	3925
Día 8; 16 hs	27.5	24.9	-2.6	25.7	Diurno		
Día 9; 03 hs	21.5	21.7	0.3	20.9	Nocturno	24.0	4642
Día 9; 17 hs	28.0	25.4	-2.6	26.5	Diurno		
Día 10; 04 hs	21.5	22.8	1.2	21.9	Nocturno	25.6	5864
Día 10; 18 hs	25.9	25.1	-0.8	25.3	Diurno		
Promedio	22.8	23.2	0.4	22.9	--	24.6	6347

Tabla 4.5: Variación térmica del agua en una marisma de Villa del Mar (4 al 14 de enero; día 1 = 4 de enero 2009).

entre suelo-agua. Un resumen del monitoreo de los diez días se encuentra en la Tabla 4.5, donde se aprecia la variación térmica del agua cuando ingresa a la marisma y cuando se retira de esta, así como los perfiles longitudinales o temporales (T3 vs T6). Si bien el agua aumenta su temperatura durante el día y decrece durante la noche, condiciones meteorológicas particulares pueden cambiar este patrón de comportamiento (Tabla 4.5). El valor de T6 al inicio del ciclo mareal registra la temperatura del agua luego de haber recorrido cerca de 900m sobre una planicie de marea, por lo cual el agua experimentó una modificación en la temperatura original es decir la del Canal Principal ( $\approx 20$  °C; Fig. 4.9, Tabla 4.5). El estudio realizado refleja que es significativa la variabilidad de este parámetro entre los diferentes ciclos ( $\Delta T \approx 8,0$  °C;  $T6_{\text{inicio}} - T6_{\text{fin}}$ ) como también se mencionó que lo es la diferencia entre el inicio y finalización de un ciclo ( $\Delta T \approx 3,0$  °C). Para los días presentados, el agua tuvo un incremento resultante

positivo de 0,3 °C y una temperatura media 1,3 °C superior a los valores históricos en el Canal Principal (Perillo *et al.*, 1987).

El análisis realizado en esta sección muestra la variabilidad térmica denotando la complejidad resultante en las combinaciones de los diferentes elementos, lo cual deriva en la complejidad que demanda el motor de simulación numérica para reproducir adecuadamente este tipo de ambientes. El modelado numérico debe tener fuertes condiciones de borde para poder representar precisamente el intercambio térmico en ambientes intermareales. La marisma de Villa del Mar, la cual es el terreno de pruebas de *Hemera 1.0*, debe ser modelada en toda su extensión ya que la perturbación térmica del agua ocurre desde el Canal Principal hacia la marisma ( $\approx 900$  m de longitud). Con lo cual la única condición de borde precisa es la temperatura del Canal Principal, la cual de acuerdo a Perillo *et al.* (1987) tiene un ciclo anual muy regular. Por lo dicho, el terreno digital para el modelado numérico abarca no solo toda la marisma (250 m) sino que también la planicie mareal ( $\approx 500$  m de longitud).

#### 4.3.4 – TEMPERATURA DEL SEDIMENTO EN MARISMAS Y PLANICIES

La energía térmica alojada en el sedimento es un componente clave en la interacción agua-atmósfera-suelo en marismas y planicies de marea. Es imprescindible conocer su comportamiento así como las perturbaciones y variaciones que este sufre por diferentes mecanismos propios de estos ambientes intermareales. Para éste estudio se utilizaron sensores que registraron la temperatura del sedimento (Fig. 4.10*a-c*), la altura de marea (Olímetro, Fig. 4.1*d*) y parámetros meteorológicos provenientes de la estación EMAC de Villa del Mar (Fig. 4.1*i*). Estos parámetros se registraron en simultáneo con un período de 5 min y una resolución de 0.1 °C y 0.01 cm, respectivamente.

Para entender las fluctuaciones de la temperatura del sedimento de la marisma es importante determinar su composición. Por lo tanto, se muestrearon sedimentos de cuatro sitios localizados adyacentes a los sensores de temperatura T1 (Sitio 1; S1), T2 (Sitio 2; S2), T4 (Sitio 3; S3) y T6 (Sitio 4; S4; Figura 4.10*d*). Asimismo, la localización de los sitios responde al patrón de zonación del humedal: marisma alta (MA), marisma intermedia (MI), marisma baja (MB) y la planicie de marea (PM). Se

Muestra	Grava (%)	Arena (%)	Limo (%)	Arcilla (%)	Materia Orgánica (%)	CaCO <sub>3</sub> (%)	
<b>S1</b>	0-5 cm	5.1	77.2	16.3	1.4	0.167	0.458
	5-15 cm	1.2	75.4	19.7	3.7	0.154	0.321
	15-30 cm	0.5	65.8	28.1	5.2	0.216	0.216
<b>S2</b>	0-5 cm	1.0	33.0	56.8	9.2	0.534	1.205
	5-15 cm	0.2	20.8	66.7	12.3	0.685	1.740
	15-30 cm	0.8	25.0	62.8	11.3	0.786	1.295
<b>S3</b>	0-5 cm	12.5	43.7	39.8	3.9	0.292	2.161
	5-15 cm	7.3	63.6	26.5	2.5	0.191	1.433
	15-30 cm	3.8	79.1	16.1	1.0	0.187	1.088
<b>S4</b>	0-5 cm	3.5	37.2	54.9	4.4	0.471	2.167
	5-15 cm	15.8	51.1	31.0	2.2	0.557	2.782
	15-30 cm	2.1	51.7	41.8	4.4	0.383	1.664

Tabla 4.6: Resultados de la clasificación granulométrica de la marisma de Villa del Mar.

extrajo un testigo de 30 cm, cuya muestra se subdividió en tres niveles de profundidad, de acuerdo a la posición de los sensores de temperatura: 0 a 5, 5 a 15 y 15 a 30 cm. Se realizó una clasificación granulométrica de las muestras mediante un analizador de partículas láser *Malvern Mastersizer 2000* (granos <1000  $\mu\text{m}$ ) y una serie de tamices (granos >1000  $\mu\text{m}$ ). Se determinó en cada muestra el contenido de materia orgánica y de carbonato de calcio (CaCO<sub>3</sub>). El procedimiento utilizado para la determinación de materia orgánica es por calcinación a 500 °C durante 4 hs, mientras que para el CaCO<sub>3</sub> por digestión en a través de ácido clorhídrico durante 8 hs y diferencias de peso (Tabla 4.6).

En el sitio 1, localizado en la MA, predomina la arena limosa. El principal constituyente presenta un valor medio de 73 % en los tres niveles de profundidad considerados. El limo y arcilla se incrementan ligeramente con la profundidad. La presencia de grava fina y arena muy gruesa concentrados principalmente en el nivel superficial (0-5 cm) se asocia a bioclastos compuestos de crustáceos (*Balanus glandula*) y gasterópodos (*Heleobia australis*) y exoesqueletos.

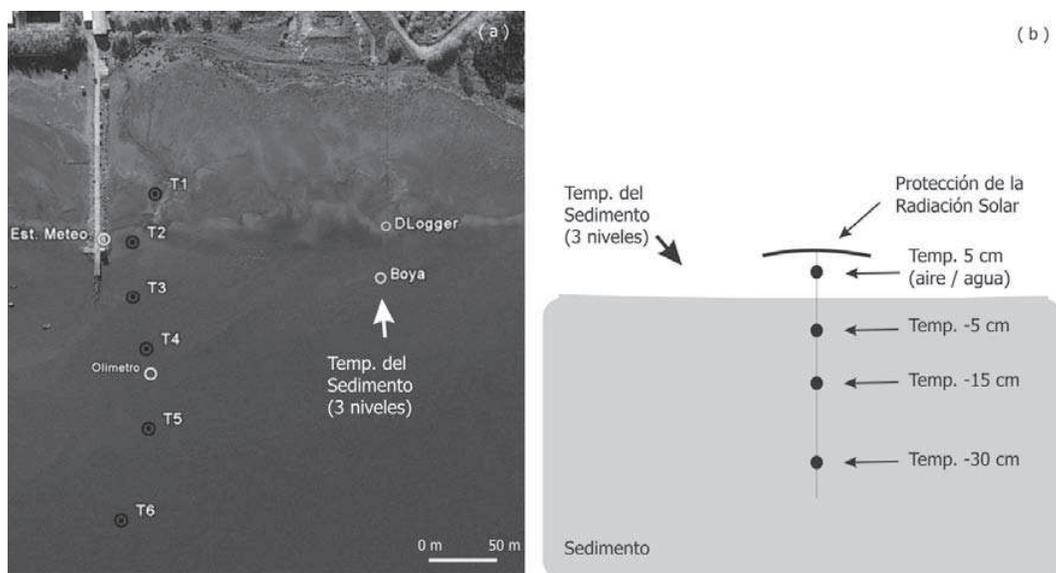


Figura 4.11: Ubicación de los sensores de temperatura del sedimento. (a) Ubicación en la marisma de Villa del Mar. (b) Ubicación en el sedimento.

En el sitio 2, localizado en la MI, predomina el grupo textural limo arenoso. El limo concentra un valor medio de 62 %. Este sitio presenta los valores más elevados de arcilla que superan el 10 % (Tabla 4.6). En el sitio 3, localizado en MB, el grupo textural dominante es la arena limosa. La arena es fina a muy fina y se incrementa con la profundidad, concentrando el 43, 63 y 79 %, respectivamente, de la distribución total. La presencia de gravas representadas por bioclastos disminuye gradualmente con la profundidad. En el sitio 4, localizado en la PM, domina la textura arena limosa. Las gravas se concentran principalmente en el nivel intermedio (5 a 15 cm) y se componen de bioclastos.

La granulometría de los sedimentos que componen la sección de humedal muestreada indica texturas correspondientes a arena limosa y limo arenoso en el 66 y 33 % de las muestras, respectivamente (Tabla 4.6). La fracción gravosa y arenas muy gruesas se componen de bioclastos, evidenciado en el contenido de  $\text{CaCO}_3$ . La presencia de materia orgánica si bien es despreciable en todos los casos, resulta significativo su incremento ligeramente mayor en el sitio 2, caracterizado por un mayor porcentaje de fracción fina.

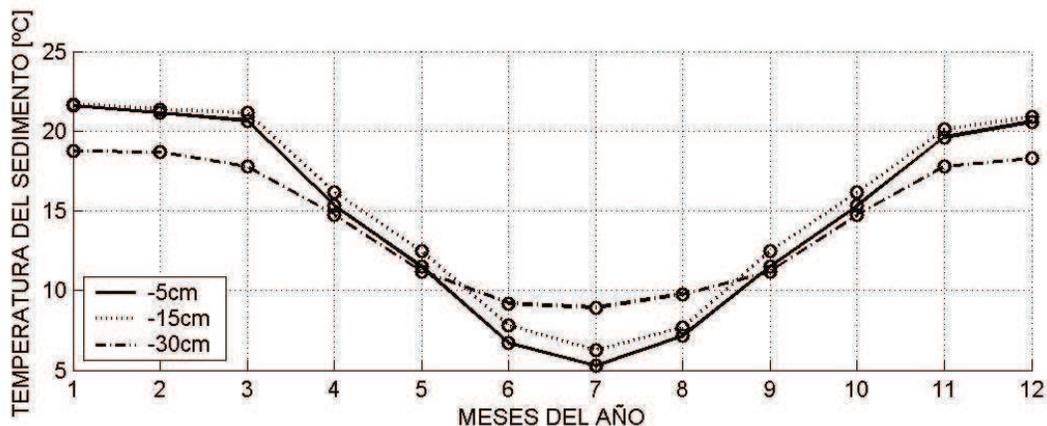


Figura 4.12: Variación anual de la temperatura del sedimento para las tres profundidades en estudio (2007-2009).

Para analizar el comportamiento anual de la temperatura del sedimento, se estudiaron las temperaturas en tres profundidades diferentes (-5 cm, -15 cm y -30 cm) en la marisma de Villa del Mar (Fig. 4.1a-c; Fig. 4.11) para el período 2007-2009. El emplazamiento de estos sensores se ubicó, en un punto en la marisma en el cual el porcentaje de exposición al aire y cobertura por agua es prácticamente igual. Del análisis de la información mareal resulta que el porcentaje fue de 52 y 48% para la exposición y cobertura, respectivamente. La amplitud térmica anual es mayor cerca de la superficie (16,3 °C, -5 cm) y decrece en profundidad (15,4 °C a los -15 cm; 9,8 °C a los -30 cm). La temperatura anual del sedimento presenta máximos en enero (21,6 °C a -5 cm) y mínimos en julio (5,3 °C a -5 cm). Los valores medios fueron de 15,3, 15,3 y 15,2 °C a 5, 15 y 30 cm de profundidad, respectivamente (Fig. 4.12).

Los perfiles verticales de temperatura medios diarios del sedimento se muestran en la figura 4.13 (a-c) y los medios mensuales para los tres niveles observados en la figura 4.13d. El ciclo diario es más evidente en la capa superficial de sedimento, en donde se presentan las mayores amplitudes térmicas (3,8 °C). La amplitud térmica diaria se reduce hacia niveles más profundos, siendo de 1,7 y 0,4 °C a los 15 y 30 cm de profundidad, respectivamente, durante el verano. El período invernal presentó amplitudes diarias menores producto de la menor radiación solar y amplitud térmica características de la estación del año en cuestión, con sólo 2,4 °C de amplitud en la capa más superficial, 1,4 y 0,2 °C a los 15 y 30 cm de profundidad, respectivamente.

Los perfiles verticales de la temperatura del sedimento mostraron que las mayores fluctuaciones de este parámetro se producen en los primeros 20 cm (Fig. 4.13 *a-c*). Durante el mes de enero se desarrollan los mayores gradientes verticales medios que alcanzaron los  $0,21\text{ }^{\circ}\text{C cm}^{-1}$  (Fig. 4.13*a*). Los mayores gradientes se producen durante las primeras horas de la tarde, después que la marisma estuvo expuesta a la radiación solar. Durante las horas nocturnas se observó una inversión del perfil en los primeros 15 cm debido al enfriamiento de la superficie causado por la emisión de radiación terrestre. En invierno, a pesar de la importante reducción de la radiación solar y bajas temperaturas, también se registraron los principales gradientes térmicos durante las primeras horas de la tarde. Se observaron temperaturas más altas en profundidad que en superficie, indicando el enfriamiento del suelo durante su exposición a la atmósfera fría.

En un ambiente continental, los gradientes verticales son mucho mayores que los registrados aquí. Esto es debido al tiempo de exposición del sedimento a la atmósfera (52 y 48%). Al ser un ambiente intermareal, el agua penetra en los intersticios del sedimento aumentando la conductividad térmica de este produciendo, en consecuencia, un aumento en la velocidad de propagación de la onda térmica. Como resultado de esto se tiene un pequeño gradiente vertical y una uniformidad del perfil para todo el año (Fig. 4.13*d*).

El retardo de fase ( $\Delta t$ ) entre las ondas de temperatura a  $-5$  y  $-15$  cm se calculó a lo largo de un ciclo anual (2008 - 2009). No se registraron cambios estacionales significativos en los valores mensuales de  $\Delta t$ , hallándose un valor medio anual de 1h 35min. Este resultado es menor al valor hallado por Piccolo y Dávila (1991), quienes estimaron un retardo medio anual de 3h 25 min a 15 cm de profundidad, en una planicie mareal de Ingeniero White (*IngW*) y al hallado por Beigt (2007) que lo determinó cercano a 4h 7min a 15 cm de profundidad para la planicie mareal de Puerto Cuatros (*PtoC*). Estas diferencias ocurren ya que el perfil de sedimentos y sobre todo el tiempo de residencia del agua sobre la superficie, no son idénticos en todos los sitios de estudio. Esto evidencia lo significativo de la acción del agua en aumentar la conductividad

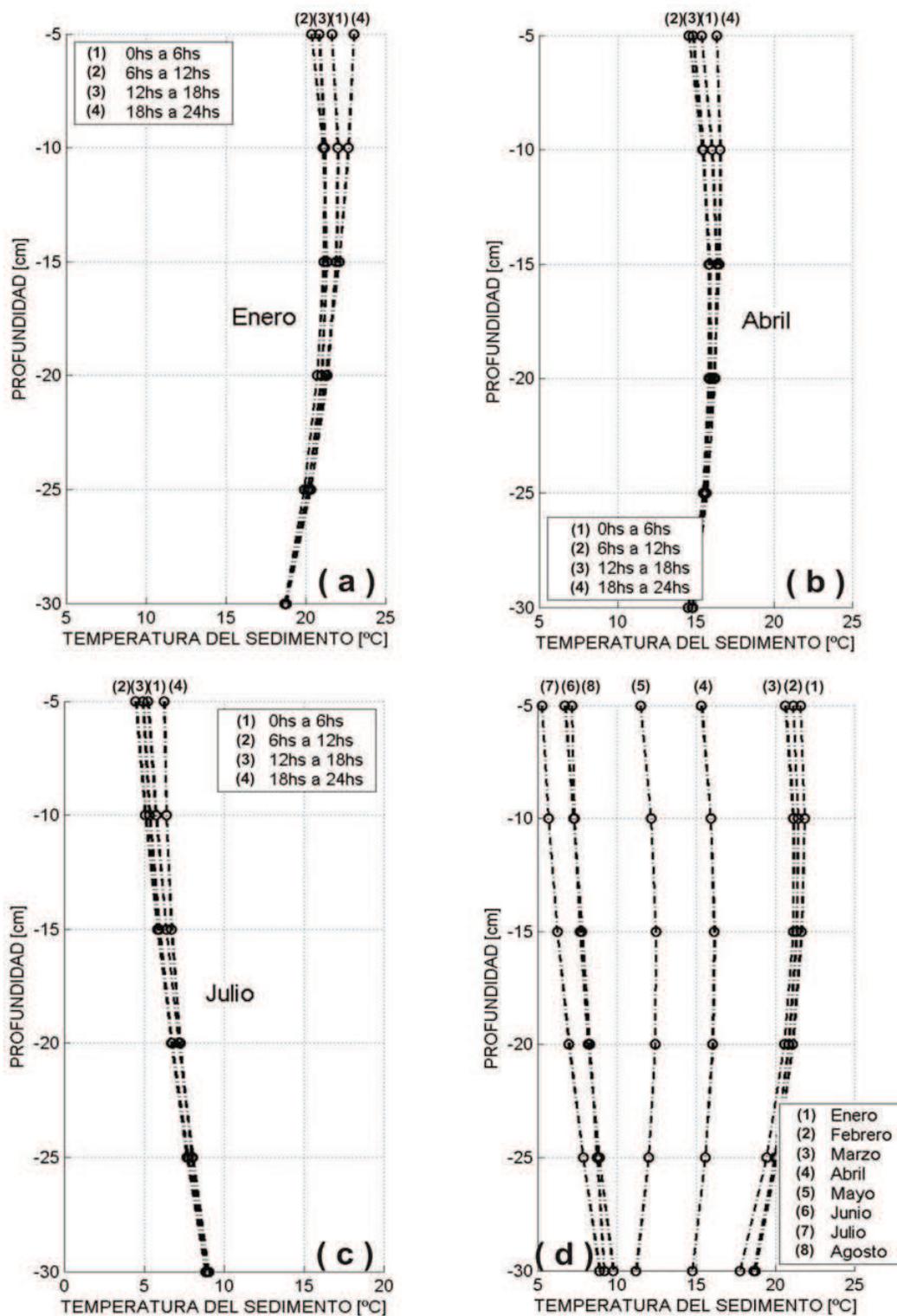


Figura 4.13: Perfiles de temperatura del sedimento, (a) Perfiles diarios medios para enero, (b) Perfiles diarios medios para abril, (c) Perfiles diarios medios para julio y (d) Perfiles medios mensuales (Solo se presentan 8 para facilitar la visualización). Periodo de estudio 2007-2009.

térmica del sedimento y, como consecuencia, la velocidad de propagación, evidente en la reducción del retardo de fase entre las ondas de temperatura a  $-5$  y  $-15$  cm, en relación a otros estudios en el estuario.

La distribución espacio-temporal de la temperatura del sedimento para un período de días estivales e invernales se presenta en la figura 4.14. En ella se puede apreciar la acción de la marea en la perturbación de la temperatura del sedimento, así como la velocidad de propagación de la onda térmica y la profundidad de penetración de ésta. Tanto para el periodo estival como invernal se observa que las variaciones ocurren en los primeros 20 cm y que el perfil de temperatura es relativamente uniforme para toda la columna (Fig. 4.13). El calentamiento por la radiación solar se aprecia cuando la marisma queda expuesta, alcanzando las amplitudes máximas en los primeros 3 cm de profundidad. Los ciclos diarios son notorios para ambas estaciones, siendo más marcados en verano, así como las variaciones a los 30 cm de profundidad. Es significativa la declinación de la amplitud de la onda al propagarse dentro del sedimento entre los  $-5$  y  $-15$  cm (1h 35 min) tornándose uniforme a partir de los  $-20$  cm. En ambas estaciones se advierte que el mayor gradiente se produce durante las primeras horas de la tarde y la inversión de éste ocurre durante las horas nocturnas (Fig. 4.13).

La marea tiene un efecto importante en la variación térmica del sedimento. Para cuantificar dicha influencia se realizó una caracterización anual de la temperatura del sedimento ( $-5$  cm) durante la cobertura mareal y sin ella. Se registraron fluctuaciones térmicas en el sedimento de la zona intermareal con el ingreso de la marea. Los resultados muestran que las variaciones de temperatura más significativas se producen en la estación estival y las menores en la invernal (Fig. 4.15). En verano se registran las mayores variaciones medias ( $0,9$  °C), tanto en incremento como en decremento, en cambio en invierno éstas presentan un valor medio de  $0,3$  °C. En otoño y primavera la temperatura mantiene una uniformidad independiente de la cobertura y del período del día, en concordancia con el perfil antes expuesto (Fig. 4.13).

El análisis horario de la variación térmica del sedimento (Fig. 4.15) producto de la inundación mareal, muestra que las disminuciones en verano ocurren mayormente

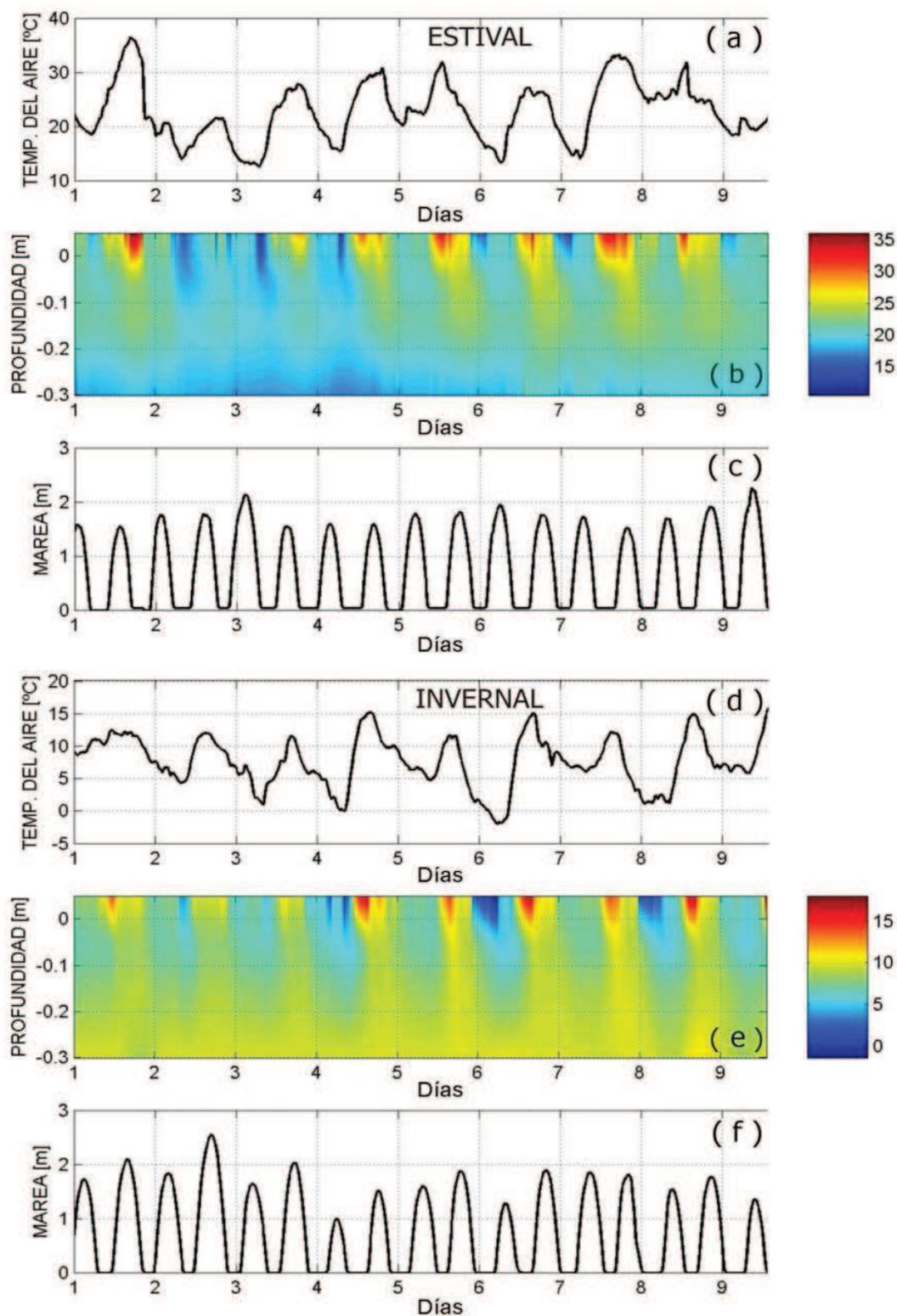


Figura 4.14: Distribución espacio-temporal de la temperatura del sedimento. (a, b y c) Series de días del periodo estival (día 1= 20/12/08 0:00 hs). (d, e y f) Series de días del periodo invernal (día 1= 04/06/09).

durante el día entre las 12-18 hs y en la noche durante las 00-06 hs. En cambio durante las primeras horas del día (06-12 hs) y primeras horas de la tarde (18-24hs) ocurre una inversión dado que el sedimento se encuentra a temperatura ambiente (Figs. 4.5 y 4.12) la cual es menor a la del agua para esa estación (Fig. 4.9) produciéndose así una advección positiva de calor, es decir el sedimento incrementa su temperatura (Cap. 5). En invierno, en general, se aprecian cambios menores. Por ejemplo, durante el ciclo nocturno de julio la advección es negativa (disminuye la temperatura del sedimento, -0,9 °C) y en agosto durante las primeras horas del día (06-12 hs) éste aumenta su temperatura en +0,9 °C, revirtiéndose esto en las primeras horas de la tarde en la misma magnitud (-0,9 °C).

En esta sección se trató una de las variables más importantes en el balance energético y en consecuencia del modelado numérico. La temperatura del sedimento muestra una distribución curvas anual típica con máximos en enero (21,6 °C a -5 cm) y mínimos en julio (5,3 °C a -5 cm). Los valores medios fueron de 15,3, 15,3 y 15,2 °C a 5, 15 y 30 cm de profundidad, respectivamente (Fig. 4.12). Los perfiles verticales de la temperatura del sedimento muestran que las mayores fluctuaciones de este parámetro se producen en los primeros 20 cm. Durante el verano se desarrollan los mayores gradientes verticales medios (Fig. 4.13a). En general, en el ciclo anual, los mayores gradientes se producen durante las primeras horas de la tarde, después que la marisma estuvo expuesta a la atmósfera.

La clasificación granulométrica para todo el perfil longitudinal indica una predominancia de la fracción fina. La alta retención de agua que caracteriza a los sedimentos finos provoca un estado de saturación permanente de la zona intermareal, aumentando la conductividad térmica del sedimento, produciendo en consecuencia un aumento en la velocidad de propagación de la onda térmica (1h 35 min). Como resultado de esto se tiene un bajo gradiente vertical y una uniformidad del perfil para todo el año (Figs. 4.13d y 4.15). Se determinó que la marea tiene un efecto significativo en la variación térmica del sedimento, estableciendo que las variaciones de temperatura más significativas se producen en la estación estival y en menor medida en la invernal (Fig. 4.15).

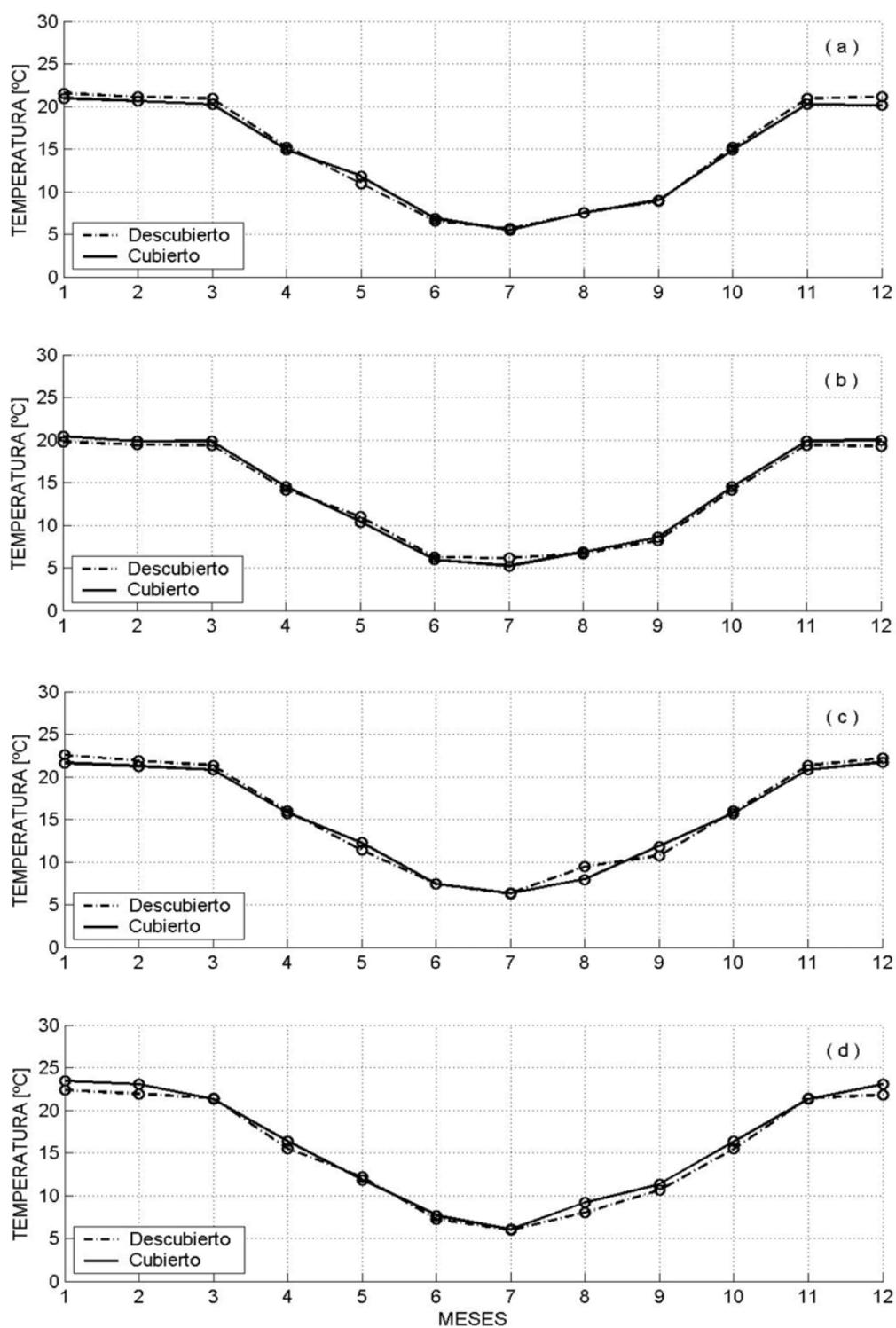


Figura 4.15: Comparación de la temperatura anual media del sedimento a 5 cm de profundidad, con cobertura mareal y sin ella (2007 - 2009). (a) Período comprendido entre las 0 a 6hs. (b) Período comprendido entre las 6 a 12 hs. (c) Período comprendido entre las 12 a 18 hs. (d) Período comprendido entre las 18 a 24 hs.

### 4.3.5 – VIENTO EN EL ESTUARIO

El viento es un componente primordial en el balance energético en zonas costeras. Éste influye directamente en el intercambio térmico, así como en la alteración de la onda de marea y la generación de olas. Dependiendo de la correspondencia de la distribución direccional de los vientos y la orientación de la marisma y/o planicie de marea, la influencia del viento puede ser más que significativa. Éste es un parámetro que debe ser caracterizado precisamente para su empleo como componente en el modelado numérico así como en el balance energético. En esta sección se presenta un análisis estadístico del viento en el estuario de Bahía Blanca.

Se utilizaron los datos provenientes de la estación meteorológica de Puerto Coronel Rosales (*PtoCR*) y la de Villa del Mar (*Vmar*, Fig. 4.1f) obteniendo un total de más de diez años de registros (1999-2009). Se utilizó el Software IadoDB para la administración, filtrado y análisis estadístico. Para el periodo de estudio se obtuvo que las mayores frecuencias corresponden a los vientos N y NO, mientras que la componente NNO fue claramente dominante. Los días de calma sólo llegaron al 1,23 % del total de registros. En todas las estaciones del año dominó el viento NO/NNO, alcanzando una frecuencia del 27 % en el periodo. El menor número de días de calmas se produjo durante el otoño (1,6 %). El verano fue la estación que registró las mayores velocidades (24,6 km h<sup>-1</sup>; 6,8 m s<sup>-1</sup>) y el otoño las menores (21,4 km/h; 5,9 m/s). La velocidad media anual resultó 22,7 km/h (6,3 m/s) para el periodo de estudio.

El promedio mensual de la velocidad del viento se presenta en la Figura 4.16. El ciclo anual no presenta variaciones significativas, dando una amplitud máxima anual de 5,6 km/h (1,6 m s<sup>-1</sup>). El período marzo-septiembre presenta variaciones intermensuales leves, de 1,1 km h<sup>-1</sup> (0,3 m s<sup>-1</sup>). El mes de mayor intensidad resultó diciembre (26,7 km h<sup>-1</sup>; 7,4 m s<sup>-1</sup>) y el de menor fue mayo (21,1 km h<sup>-1</sup>; 5,8 m s<sup>-1</sup>). El verano es la estación con el mayor promedio, producto del valor medio de diciembre claramente superior al resto de los meses.

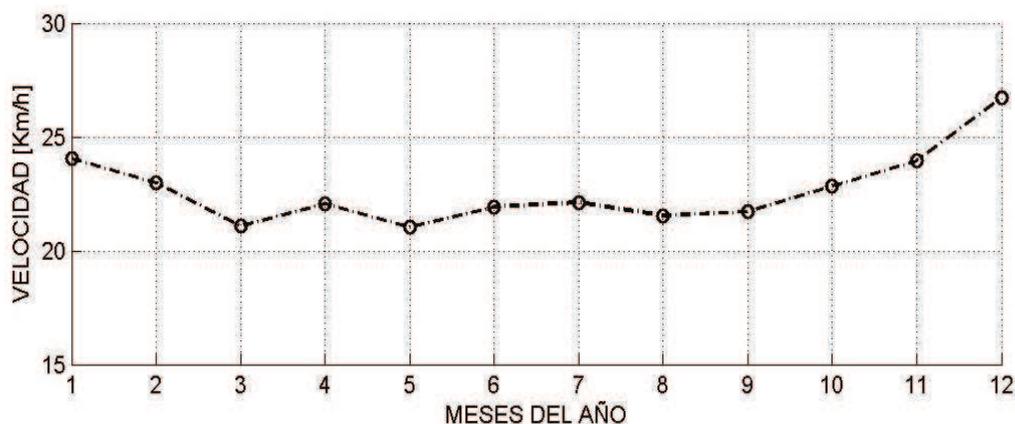


Figura 4.16: Velocidad media mensual del viento para el periodo de estudio (1999 - 2009).

Se realizó la *Rosa de Vientos* para el período de estudio y el invierno y verano (Fig. 4.17). Se efectuaron dos tipos de diagramas, uno de frecuencias y otro de velocidad media, lo que permite interpretar fácilmente la distribución normal del viento. Como se mencionó las mayores frecuencias corresponden a los vientos Norte y Noroeste, mientras que la componente NNO fue claramente dominante (Fig. 4.17a). La componente Sudeste tuvo una contribución regular y en menor medida la Noreste. Un análisis de la velocidad media para la década arroja que tuvieron relevancia los sectores NNO, OSO y SE. En comparación con la frecuencia es claro que las componentes OSO y SE son significativamente menores que la NNO pero su velocidad media es comparable (Fig. 4.17 a-b). Esto revela que en estas direcciones se dan los fenómenos de gran intensidad y de corta duración para el estuario. El verano presenta las velocidades medias más altas, como también el incremento de la frecuencia del sector SE y la disminución del NNO en la misma proporción (Fig. 4.17 c-d). Es notorio para este período el incremento en la velocidad media para el sector Oeste – Suroeste, pero su frecuencia es escasa, por ende en este sector se dan los fenómenos, que por la magnitud de la velocidad media son los más intensos del año.

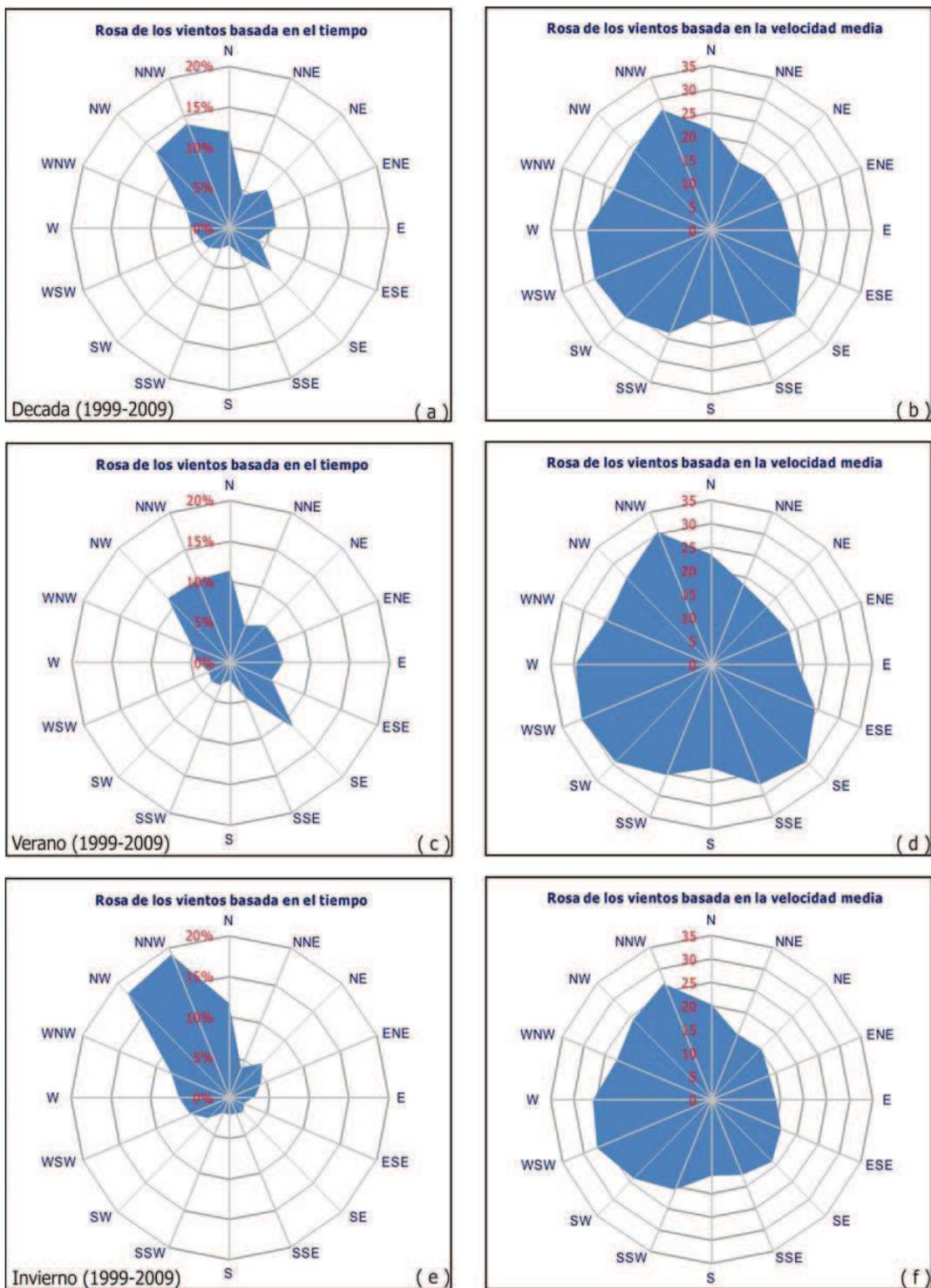


Figura 4.17: Comparación direccional del viento en tiempo y velocidad media. Década (a-b) verano (c-d) e invierno (e-f).

El invierno presenta las velocidades medias más bajas como también una focalización de la dirección en el sector NNO/NO. Las velocidades medias indican una mayor intensidad desde el sector OSO, NNO y en menor medida SE. Los vientos del OSO, si bien presentan una baja frecuencia son fenómenos de mayor intensidad en toda época del año.

La variación de la velocidad del viento se describe a menudo mediante la función de densidad de *Weibull* biparamétrica (Weisser D., 2003). Este método estadístico es ampliamente aceptado para la evaluación de probabilidades de distribución del viento y puede ser visto como una aproximación estándar para este (Musgrove, 1988; Lu *et. al.*, 2002). Investigaciones anteriores han demostrado que esta función tiene significativas ventajas en la evaluación de los recursos del viento debido a la gran flexibilidad y sencillez, pero sobre todo en la capacidad para adaptarse (correlacionarse) con una amplia colección de registros de velocidades (Lun y Lam, 2000; Dorvlo, 2002; Ulgen y Hepbasli 2002).

La función de densidad de probabilidad de la velocidad del viento de *Weibull* se puede calcular como

$$f(v) = \frac{k}{c} \left(\frac{v}{c}\right)^{k-1} \exp\left(-\left(\frac{v}{c}\right)^k\right) \quad (v > 0) \quad (4.1)$$

donde  $f(v)$  es la probabilidad de la observación de una velocidad  $v$ ,  $c$  es el parámetro de escala de *Weibull* y  $k$  el parámetro de forma de *Weibull*. Básicamente, el parámetro de escala ( $c$ ) indica que tan ventosa es una locación, así como el de forma ( $k$ ) que tan “aguda” es su distribución (Weisser, 2003).

Conociendo la velocidad  $v$  y la varianza  $\sigma^2$  de la serie de registros de velocidades, se puede aplicar las aproximaciones dadas por las ecuaciones 4.2 y 4.3 para calcular los coeficientes de Weibull ( $k, c$ ; Weisser, 2003)

$$k = \left(\frac{\sigma}{Vm}\right)^{-1,086} \quad (1 \leq k \leq 10) \quad (4.2)$$

$$c = \frac{Vm}{\Gamma(1+1/k)} \quad (4.3)$$

donde  $Vm$  es la velocidad media del viento calculada como

$$Vm = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n v_i \quad (4.4)$$

la varianza  $\sigma^2$  del los registros del viento se obtiene como

$$\sigma^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (v_i - Vm)^2 \quad (4.5)$$

y la función gamma ( $\Gamma(x)$ ) se calcula a partir de

$$\Gamma(x) = \int_0^{\infty} e^{-u} u^{x-1} du \quad (4.6)$$

Los dos parámetros ( $k$ ,  $c$ ) de la función de densidad de distribución de Weibull fueron calculados (Fig. 4.18). Se realizó además un histograma basado en un kernel normal de distribución (Bowman y Azzalini, 1997) para el período de estudio y para las diferentes estaciones comprendidas en dicho rango (Fig. 4.18). Por medio de los resultados se constató que los valores numéricos de la forma ( $k$ ) y los parámetros de escala ( $c$ ) para las diferentes estaciones no tienen una variación significativa entre ellas. El parámetro de forma ( $k$ ) varía 1,931 a 2,197 y el parámetro de escala ( $c$ ) osciló desde 6,863 hasta 7,753, significando esto una alta uniformidad anual del viento (Isaac *et al.*, 2000). La distribución anual de Weibull ( $k = 2,031$ ;  $c = 7.232$ ) para el área del estuario indicó que los vientos leves a moderados son muy comunes y que vientos fuertes son relativamente raros (Fig. 4.18a). El menor valor de  $k$  se da en otoño (1.931, predominancia de vientos leves) y el mayor en verano (2.197, predominancia de vientos moderados, con posibilidad de fuertes vientos).

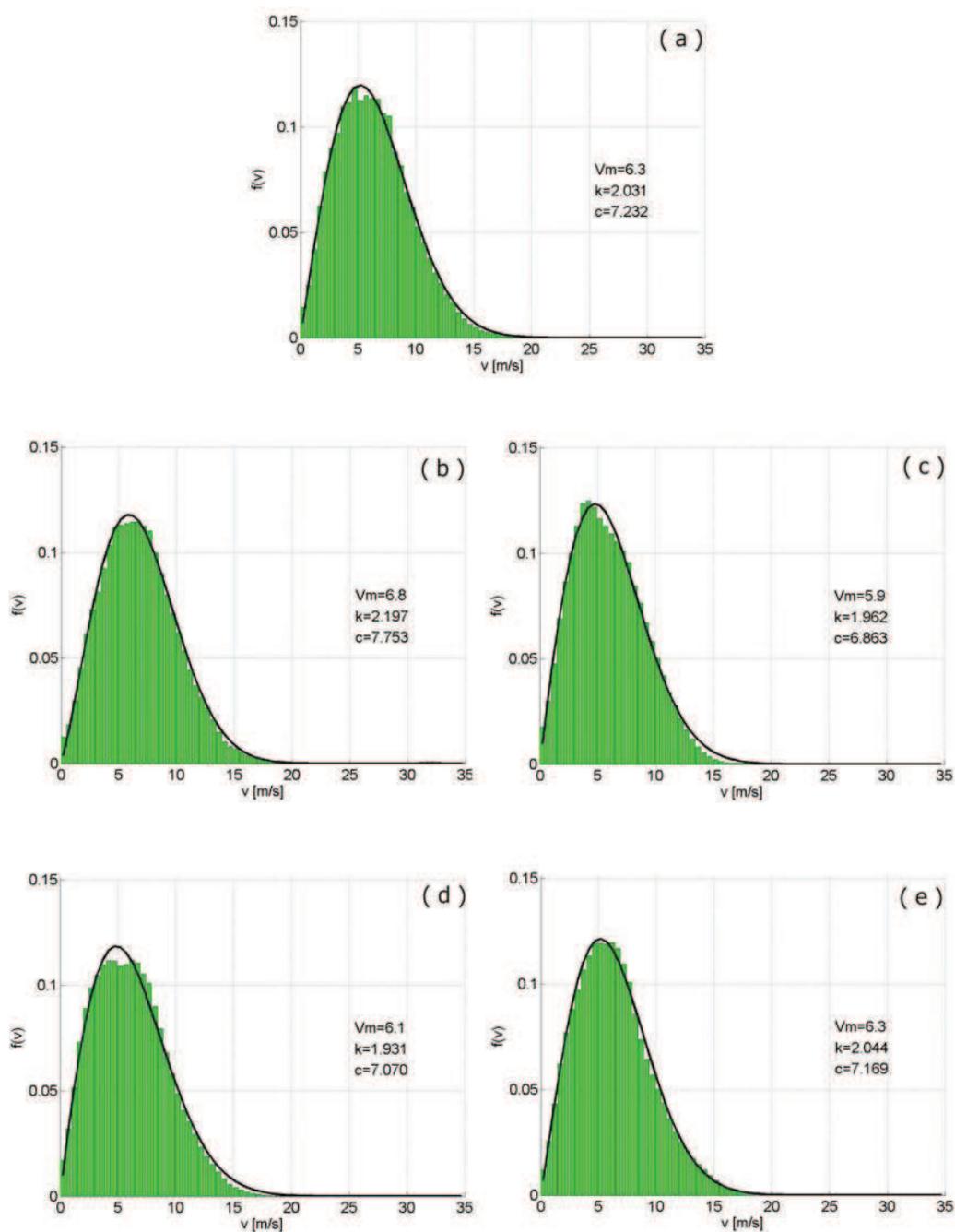


Figura 4.18: Función de densidad de probabilidad de Weibull para la velocidad del viento (*línea*) y su histograma de probabilidad (*barras*). (a) Década (1999-2009). (b) Verano (1999-2009). (c) Otoño (1999-2009). (d) Invierno (1999-2009). (e) Primavera (1999-2009).

El parámetro de escala ( $c$ ) indica la mediana de la densidad de probabilidades, esto implica que los valores superiores a este tienen el 50 % de probabilidades de ocurrencia y los inferiores el otro 50 %. Los resultados presentados muestran que tanto para el ciclo anual como para todas las estaciones, la velocidad media ( $V_m$ ) siempre fue inferior al valor de escala (Fig. 4.18). Esto muestra que para el estuario son más frecuentes los vientos superiores a la media (56 %) siendo en general moderados con ráfagas considerables. La diferencia entre estas magnitudes ( $c-V_m$ ) es máxima en otoño e invierno ( $0,97 \text{ m s}^{-1}$ ) y mínima en primavera y verano ( $0,91 \text{ m s}^{-1}$ ) en concordancia con las estaciones de las menores y mayores magnitudes, respectivamente. Es evidente que esta diferencia no es significativa confirmando la uniformidad del ciclo anual del viento, para el estuario de Bahía Blanca.

El histograma muestra claramente la distribución real de los registros para los períodos consignados (Fig. 4.18, *barras*). El período anual al igual que el invierno, presentan una semejanza en las frecuencias de las velocidades entre los 14 (3,9) a 29  $\text{km h}^{-1}$  ( $7.9 \text{ m s}^{-1}$ ) en cambio, el otoño presenta su mayor frecuencia centrada entre los 12 (3,3) a 18  $\text{km h}^{-1}$  ( $5 \text{ m s}^{-1}$ ). El histograma presentado muestra fehacientemente una distribución uniforme para todo el año, siendo mínimos los corrimientos de las franjas centrales entre las estaciones ( $<7 \text{ km h}^{-1}$ ).

Esta sección presentó un análisis estadístico, temporal y frecuencial para el comportamiento eólico en el estuario de Bahía Blanca. Se obtuvo que las mayores frecuencias corresponden a los vientos Norte y Noroeste, mientras que la componente NNO es claramente la dominante en todo el año. En general, el estuario presenta vientos moderados con ráfagas considerables para todo el año. El verano fue la estación que registra las mayores velocidades ( $24,6 \text{ km h}^{-1}$ ;  $6,8 \text{ m s}^{-1}$ ) y el otoño las menores ( $21,4 \text{ km h}^{-1}$ ;  $5,9 \text{ m s}^{-1}$ ). Cuando se comparan los parámetros estacionales se aprecia una uniformidad entre ellos denotando que la variabilidad anual del viento no es significativa.

#### 4.3.6 – ONDA DE MAREA EN MARISMAS Y PLANICIES

Los ambientes intermareales como las marismas y las planicies de marea están sometidos a intensos cambios por acción de la marea. En esta sección se presenta un estudio del comportamiento de la onda de marea sobre dichos ambientes y las perturbaciones que esta sufre. Por medio del equipamiento desarrollado (Cap. 3) se dispone de una amplia serie de tiempo de los emplazamientos mareográficos en Puerto Cuatros (*PtcC*) y Villa del Mar (*Vmar*) como también de registros meteorológicos en simultáneo.

La mayor fuente de energía del estuario de Bahía Blanca es debida a la presencia de una onda de marea cuasi estacionaria. Ello produce que las situaciones de estoa ocurran cerca de las pleamares y bajamares, mientras que las máximas corrientes corresponden a la condición de marea media, tanto creciente como bajante. Las amplitudes medias, para sizigia y cuadratura para cinco estaciones a lo largo del Canal Principal y en la Torre Oceanográfica se presentan en la figura 4.19. Aunque la marea en la torre Oceanográfica se caracteriza como semidiurna mixta, dentro del Canal Principal la marea se comporta exclusivamente como semidiurna (Perillo y Piccolo, 1991).

La relación entre la amplitud media de la marea y la profundidad es muy grande en el sector interior del Canal Principal. Aunque este cociente puede ser pequeño en la zona exterior, ello es causado por las fuertes diferencias geomorfológicas debido al cambio brusco de profundidad que ocurre a la altura de Puerto Belgrano (*PB*). La propagación de la onda de marea es afectada por la geomorfología del fondo. El efecto más común es la reflexión de la onda de marea en los flancos del canal que convierte a la onda originariamente progresiva en estacionaria. Esto ocurre cuando la longitud del canal ( $L_c$ ) es al menos un cuarto de longitud de onda ( $L$ ) de la marea. Para el caso del estuario de Bahía Blanca se utiliza la relación  $L=P(g d)^{1/2}$ , donde  $P$  es el período (12,42 h),  $g$  la aceleración de la gravedad ( $9,8 \text{ m s}^{-2}$ ) y  $d$  es la profundidad media del canal (10 m) resultando en  $L = 442 \text{ km}$ ; lo que es aproximadamente siete veces la longitud del canal (Perillo y Piccolo, 1991).

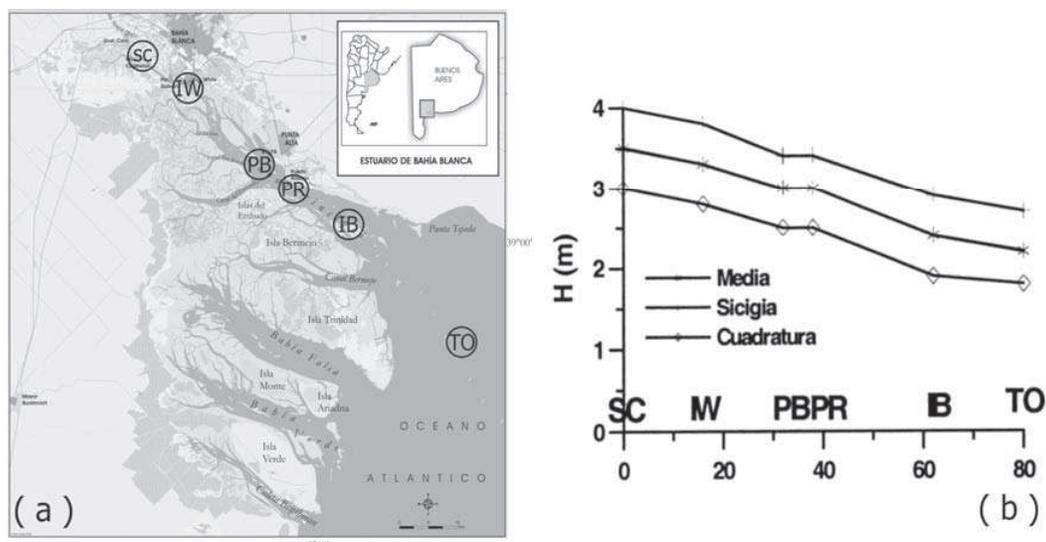


Figura 4.19: (a) Ubicación de las cinco estaciones en el estuario. (b) Variaciones de las amplitudes medias de cuadratura y sicigia de la marea. SC = Sauce Chico, IW = Ingeniero White, PB = Puerto Belgrano, PR = Puerto Coronel Rosales, IB = Isla Bermejo y TO = Torre Oceanográfica. (Perillo y Piccolo, 1991)

Perillo y Piccolo (1991) analizaron las desviaciones de dos años de registros simultáneos horarios de marea en Ingeniero White y la Torre Oceanográfica de los valores astronómicos para ambos sitios. Los autores encontraron 24 casos en que las desviaciones eran mayores que 2 m con máximos de -4,01 y 2,39 m en Ingeniero White, mientras que en la Torre estos máximos fueron -1,51 y 1,87 m. En ambos casos los máximos negativos coinciden con los vientos del NW y los máximos positivos con vientos del SW. Estos vientos que soplan transversales a los canales tienen mayor influencia en pleamar induciendo una elevación del nivel medio del mar en la costa.

Perillo y Piccolo (1989) también estudiaron la respuesta de baja frecuencia del nivel medio a los vientos para las mismas estaciones. Análisis espectrales indicaron que los cambios en escalas de tiempo mayores a 10 días prevalecen en el sistema. Mientras que los de mayor frecuencia tienen picos de energía máximos alrededor de los 3 días. En ambos casos corresponden al pasaje de frentes sobre el área. Aunque ambas estaciones mostraron respuestas similares al forzamiento del viento, estas fueron mayores en el interior del estuario.

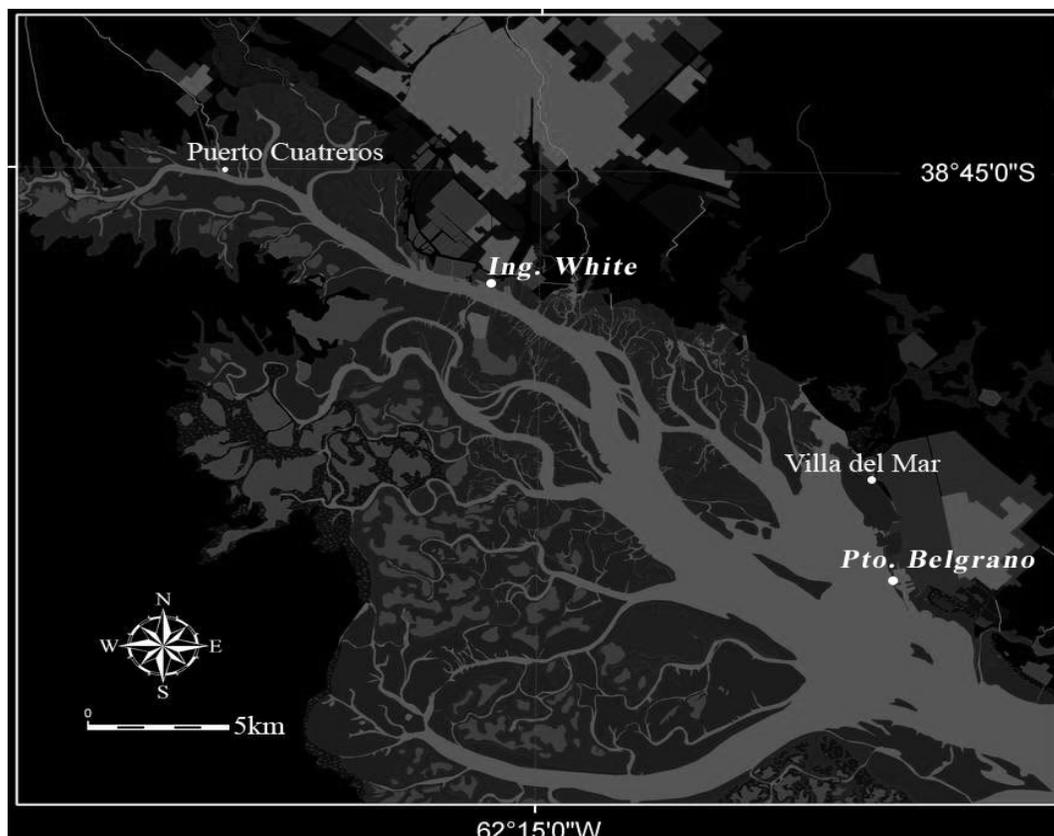


Figura 4.20: Ubicación de los mareógrafos en el canal del estuario (Puerto Ing. White) y en la marisma (Villa del Mar) y la planicie de marea (Puerto Cuatrerros) en estudio.

La marea es una de las principales condiciones de borde del modelado energético, así como de su balance térmico. Por esto se debe contar con información adecuada de la dinámica de ésta en las marismas y planicies de marea en estudio. Como condición se puede optar por dos alternativas para los cálculos antes mencionados. La opción más rudimentaria es emplear la marea pronosticada, si esta no posee significativas perturbaciones con la real, ya que de lo contrario alteraría de forma drástica los resultados, invalidándolos. La opción viable es realizar la medición en el lugar de estudio, pero no siempre esto es posible operativa o económicamente. En este estudio lo fue por medio del equipamiento desarrollado (Cap. 3).

Los estudios de Perillo y Piccolo (1989, 1991) muestran que la marea pronosticada sufre alteraciones significativas, por lo que se pretende analizar el comportamiento sobre la marisma de Villa del Mar (Zona externa del estuario) y la

planicie de Puerto Cuatros (Zona Interna del estuario). Para esta investigación se procede de dos modos diferentes, primeramente se compara la marea pronosticada con la real, analizando las diferencias de amplitud y fase entre ellas. En segunda instancia se analiza la implicancia del viento (dirección y velocidad) en la alteración de la onda de marea en zona externa (*Vmar*) e interna (*PtoC*) del estuario, para así obtener finalmente criterios correctos para utilizar como condición de borde en el estuario de Bahía Blanca (Fig. 4.20).

Utilizando los registros de los emplazamientos mareográficos de Villa del Mar (Figs. 4.1*d* y 4.20) y Puerto Cuatros (Fig. 4.1*e-f* y 4.20) se comparó éstos con los pronosticados para Puerto Belgrano (2008 - 2009) y Puerto Ingeniero White (2006) respectivamente (Fig. 4.21). Los emplazamientos de los mareógrafos se encuentran a 4 y 9 km de los sitios en estudio (Villa del Mar y Pto. Cuatros), respectivamente, lo que ocasiona un retardo entre la predicción y la real en el lugar (Fig. 4.20). Se obtuvieron diferencias significativas entre los dos emplazamientos, siendo claramente Villa del Mar el de menor diferencia con respecto a la predicción. El desfase resultó en un retardo como era de esperarse para los casos en estudio, de 9 y 17 minutos para Villa del Mar (*Vmar*) y Puerto Cuatros (*PtoC*), respectivamente (Fig. 4.21*a-b*).

El análisis de la diferencia ( $diferencia(t) = medida(t) - pronosticada(t)$ ) se lleva cabo con las ondas sincronizadas, es decir corrigiendo el desfase. La densidad de probabilidad de la diferencia muestra la discrepancia significativa entre los dos emplazamientos (Fig. 4.21*c-d*; Bowman y Azzalini, 1997). En ella claramente se aprecia que la zona externa del estuario (*Vmar*) posee un retardo significativamente menor que la interna (*PtoC*). La probabilidad de diferencias superiores al metro es prácticamente nula para *Vmar* caso contrario en *PtoC*, en donde la probabilidad es considerable. Esto es producto del aumento de la amplitud de marea en la zona interna del estuario (+30cm, *PtoC* vs. Ing. White; Fig. 4.19) lo cual incrementa la diferencia en el intervalo 30 a 50 cm. Un análisis de simetría de la densidad muestra que *Vmar* tiene un 37,8 % más de registros por defecto (diferencia >0) que por exceso y *PtoC* solo 5,9 %, esto muestra que en general la diferencia en las predicciones para la zona externa del estuario es por defecto y en la interna es simétrica.

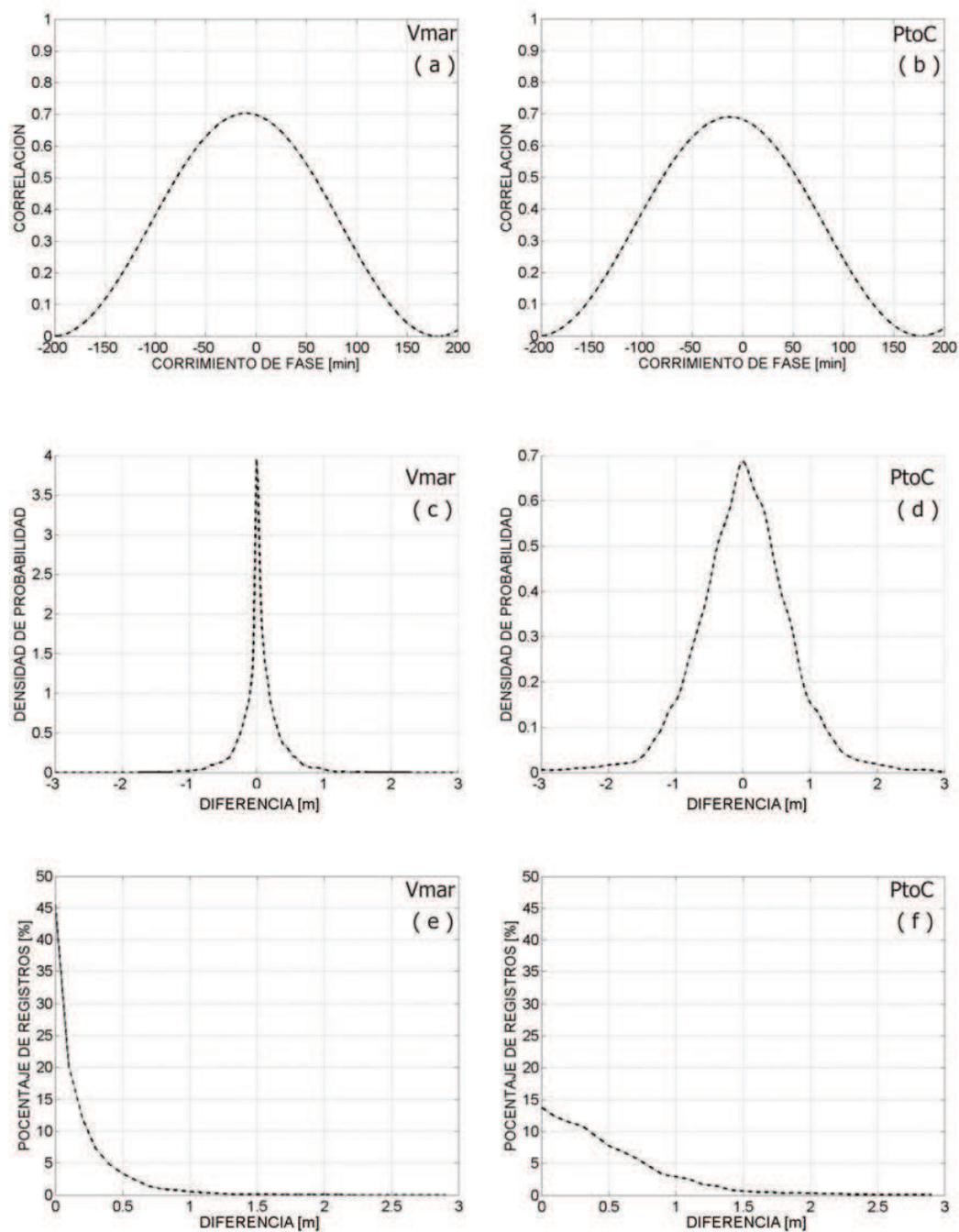


Figura 4.21: Comparación de las marea medida vs la pronosticada para la zona interna y externa del estuario de Bahía Blanca. (a-b) Correlación del corrimiento de fase. (c-d) Densidad de probabilidad de la diferencia entre la predicciones y las mediciones. (e-f) Porcentaje de registros vs la diferencia en el pronóstico.

Rango de Diferencias	Villa del Mar (Zona Externa)		Pto. Cuatros (Zona Interna)	
	Pje. de Registros	Pje. Acumulado	Pje. de Registros	Pje. Acumulado
0.00 a 0.10 m	45.7%	45.7%	13.7%	14%
0.10 a 0.20 m	20.2%	65.9%	12.3%	26%
0.20 a 0.30 m	12.2%	78.0%	11.5%	38%
0.30 a 0.40 m	7.2%	85.3%	10.9%	48%
0.40 a 0.50 m	4.8%	90.1%	9.3%	58%
0.50 a 0.60 m	3.4%	93.5%	7.8%	66%
0.60 a 0.70 m	2.3%	95.8%	6.9%	72%
0.70 a 0.80 m	1.3%	97.1%	5.8%	78%
0.80 a 0.90 m	0.8%	97.9%	4.5%	83%
0.90 a 1.00 m	0.7%	98.6%	3.3%	86%

Tabla 4.7: Distribución porcentual de los registros con una determinada diferencia entre la medida y la pronosticada.

Las figuras 4.21e-f y la tabla 4.7 presentan la distribución porcentual de los registros con una determinada diferencia. Es evidente la discrepancia entre ambas zonas, en donde la externa claramente tiene el 85% de los registros con una diferencia menor a 0,4 m mientras que para la misma proporción la zona interna los posee con una diferencia menor al metro. La distribución muestra que la mayoría de los registros (66%) para la zona externa poseen una diferencia menor a 0,2 m mientras que en la interna tienen una diferencia 0,6 m.

La discrepancia de +40 cm en la diferencia entre los puntos de estudio, claramente es producto, como se mencionó, de la diferencias de amplitud entre el punto de predicción (Ing. White) y de medición (PtoC). El resultado se condice con el estudio de Perillo y Piccolo (1991) denotando el perfil de amplitud de estuario, precisamente de unos 30 cm entre los mencionados lugares. Esto implica que corrigiendo en amplitud la predicción de Ing. White (+30 cm,  $\approx +8\%$ ) la diferencia en la zona más interna del estuario, es similar al de la zona externa. De lo cual resulta que para ambos sitios para una serie de tiempo anual, la diferencia total en la predicción para el 85 % del tiempo no supera los 40 cm. El resultado es tolerable para utilizar las predicciones mareales, como condición de borde en las simulaciones predicativas en el estuario.

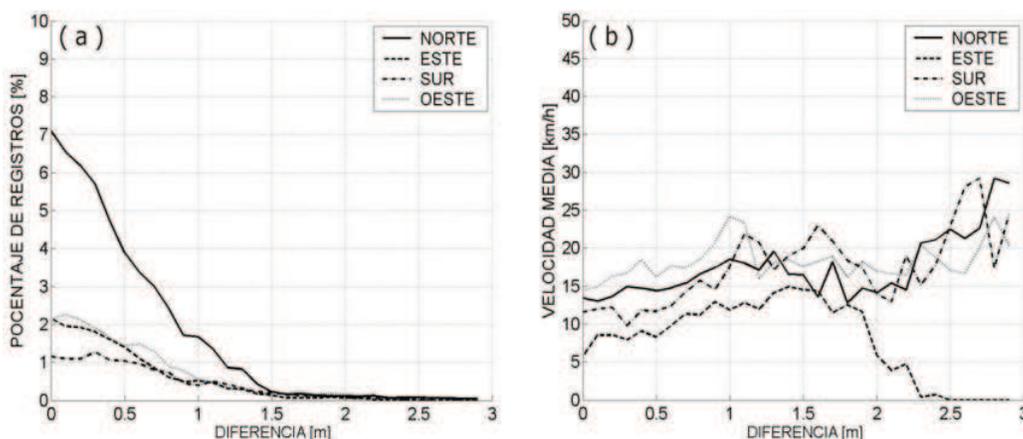


Figura 4.22: Diferencia de la onda de marea generada por la dirección y velocidad del viento, en la zona interna del estuario de Bahía Blanca. (a) Porcentaje de registros vs diferencia. (b) Velocidad del viento vs diferencia.

En el trabajo de Perillo y Piccolo (1989) se estudió la perturbación del nivel del agua debido a los vientos y se determinó que ésta fue mayor en el interior del estuario. Para completar este estudio de la onda de marea se realizó un análisis de la alteración de esta por los fenómenos eólicos en el interior de estuario (*PtoC*). Utilizando los registros de la estación EMAC (Fig. 4.1e) en el emplazamiento bajo estudio se confeccionó la figura 4.22 de diferencias. El análisis arroja claramente que la mayoría de registros con diferencias corresponden a la dirección Norte (Fig. 4.22a). Esto es de esperar ya que la alineación del Canal Principal es de NO a SE (Fig. 4.20) y además la dirección NNO es la dominante para el estuario de Bahía Blanca, como se mostró anteriormente (Cap. 4.3.5). En pequeña medida las otras direcciones tiene su aporte, pero con una tercera parte de la componente Norte.

El aumento de la velocidad media del viento produce un aumento en la discrepancia de la predicción (Fig. 4.22b). La correspondencia de velocidad vs diferencia muestra qué componentes influyen en la perturbación de la marea. En ella se aprecia cómo las componentes Norte, Oeste y Sur mantienen una pendiente positiva mientras que la Este no lo hace. Esto es indicativo que en el estuario los vientos provenientes del sector Este no tienen efecto en la alteración de la onda de marea, mientras que el resto de las componentes sí y siendo la dominante la Norte.

En esta sección se presentó un análisis del comportamiento de la onda de marea para las planicies y marismas del sector interno y externo del estuario de Bahía Blanca. Se mostró que dentro del Canal Principal la marea se comporta exclusivamente como semidiurna (Perillo y Piccolo, 1991) y que ésta tiene un aumento en amplitud a medida que se interna en el estuario (Fig. 4.19). Al comparar las predicciones de la tabla de marea con los registros observados en Villa del Mar, se obtuvo que en un 66% de los casos la diferencia fue menor que  $\pm 20$  cm, mientras que en Pto. Cuatros fueron menores que  $\pm 60$  cm. Se mostró que corrigiendo en amplitud la predicción de Ing. White (+30cm,  $\approx +8$  %) la diferencia de la predicción de la marea corregida en la zona más interna del estuario, es similar al de la zona externa ( $\approx \pm 20$  cm). De esto resulta que tanto para la zona interna como la externa en una serie de tiempo anual, la diferencia total en la predicción no supera los 40 cm para el 85% del tiempo. Se determinó que los vientos provenientes del sector Este no tienen efecto la alteración de la onda de marea, mientras que el resto de las componentes si lo hacen, siendo la dominante la Norte.

Para este estudio se utilizaron los datos provenientes de dos emplazamientos con la tecnología desarrollada en este trabajo. Por medio de esta se dispone de más de dos años de datos de la marisma de Villa del Mar y la planicie de Puerto Cuatros, lo suficiente para realizar los posibles modelados numéricos en *Hemera*. Solo dejando la marea pronosticada para simulaciones predictivas, con las requeridas correcciones según correspondan.

#### 4.3.7 – OLAS EN MARISMAS Y PLANICIES

Además de las mareas, la circulación del agua en estos ecosistemas costeros está afectada por la presencia de olas. El objetivo de esta sección es obtener una descripción detallada del comportamiento de las olas sobre la marisma en estudio y su relación con su principal generador, el viento, con el fin de ser utilizado no solo como condición de borde sino como inicializador de cada intervalo de tiempo de simulación.

Para este estudio se utilizaron los datos provenientes del olímetro emplazado en Villa del Mar (Fig. 4.1*d*; Cap. 3). Al sensor se lo conectó a uno de los datalogger EMAC, con transferencia de datos de GPRS en tiempo real, dado el significativo

volumen de datos que tornaba imposible almacenar la información en lugar. Se registraron las olas a 2 Hz durante las 24 hs obteniendo más de 3 meses de datos continuos (17 millones de registros). En simultáneo se registraron todos los parámetros meteorológicos (Fig. 4.1*i*). Se realizó el análisis de la serie de datos en el dominio de tiempo y de frecuencias. Se obtuvieron por primera vez en el estuario, la tabla de incidencia de olas, las curvas de excedencias, como también correlaciones con los fenómenos eólicos.

El efecto de los vientos sobre la circulación estuarial se observa en las olas, ondas de marea y las variaciones submareales del nivel medio del mar. A altas frecuencias, el viento produce *olas de viento* y *olas de interacción*. Las primeras son normalmente pequeñas de 5-10 cm de alto y 1-3 m de longitud de onda y se encuentran en los canales y sobre las planicies de marea y marismas cuando son cubiertas por el agua. Las *olas de interacción* se forman justamente por la interacción entre la marea y el viento. Ello es más común debido a la climatología propia de la región, cuando los vientos son predominantes del Norte y NO, es decir soplando a lo largo de los canales mayores, interactuando con la marea creciente. En estos casos las olas que se generan son de fuerte pendiente con alturas de 1,5 m y longitudes de ondas de 10 – 20 m (Perillo y Sequeira, 1989).

Dado el volumen de información, para su tratamiento se separaron los registros continuos en subregistros (*burst*) de 20 minutos, considerando solo aquellos en los cuales la altura media de marea era superior a 1 m. Utilizando la técnica del cruce descendente por cero se calculó la altura (H) y el período (T) de cada ola, para cada burst (The Rock Manual, 2007). Para cada burst se estimó la altura significativa ( $H_{1/3}$ ) y su correspondiente tercio de períodos ( $T_{1/3}$ ). El valor medio de ambos tercios evidencia el oleaje representativo para el burst en cuestión, además de ser usados en múltiples análisis (The Rock Manual, 2007). Aplicando esta metodología al período muestreado de olas se obtuvo la tabla de incidencia de olas para la marisma de Villa del Mar (Tabla 4.8).

H [m]	T [s]				Ocurrencia	Excedencia
	<2	2 - 3	3 - 4	>4		
<0,05	35,42%				35,42%	64.58%
0,05 – 0,10	18,42%	5,19%			23,61%	40.97%
0,10 – 0,20	19,24%	3,90%			23,14%	17.83%
0,20 – 0,30	0,59%	9,21%			9,80%	8.03%
0,30 – 0,50		5,67%	0,35%		6,02%	2.01%
>0,50			1,53%	0,47%	2,01%	0.00%
Ocurrencia	73,67%	23,97%	1,89%	0,47%		
Excedencia	26.33%	2.36%	0.47%	0.00%		

Tabla 4.8: Tabla de incidencia de olas, para la marisma de Villa del Mar (Junio – Octubre, 2009).

El estudio muestra que en el 70 % del tiempo la marisma posee olas cuyo período máximo es de 2 s y una altura inferior a 20 cm. Esto muestra que la marisma posee solamente olas de generación o de viento siendo mínima la posibilidad de olas de interacción. En general en este ambiente predominan las menores a 5 cm cuyo período oscila entre 1,1 a 1,4 s.

La figura 4.23 presenta la excedencia de olas para el período en cuestión, en donde claramente se evidencia la discrepancia entre las olas menores a 20 cm y período inferior a 2 s con respecto al resto. Las olas de 2 a 3 s tienen un 23 % de ocurrencia y solo una excedencia del 2 % y las mayores a 20 cm apenas un 8 %. En la gráfica se aprecia que la probabilidad de olas mayores a 60 cm y períodos superiores a 4 s es despreciable, solamente asociadas a fenómenos climatológicos (tormentas o sudestadas). Las mayores magnitudes registradas en el período fueron de 86 cm y 4,4 segundos, siendo la velocidad media del viento de 64 km/h del sector Sur, para el burst en cuestión.

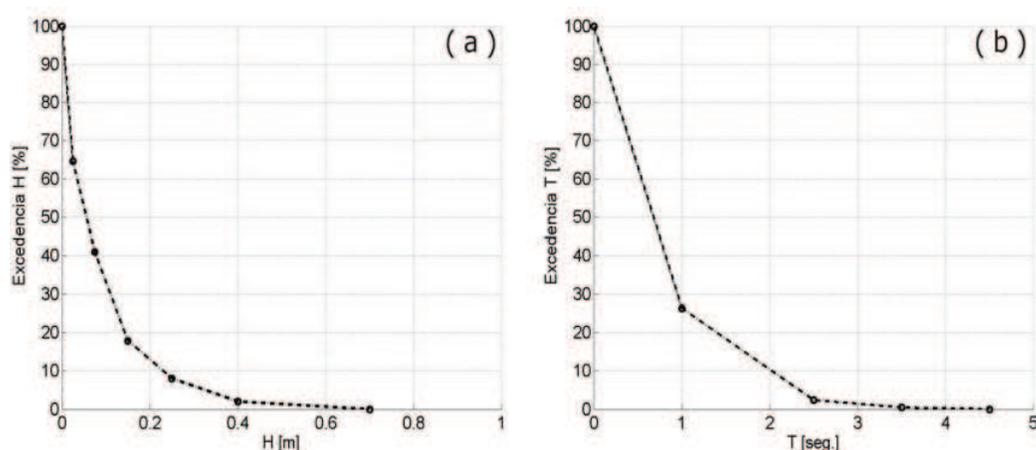


Figura 4.23: Vista de la excedencia de olas. (a) Excedencia de altura de ola. (b) Excedencia del periodo de olas. Villa del Mar (Junio – Octubre, 2009).

En la figura 4.24 se presenta la altura media de olas en función de la velocidad del viento y su correlación por medio de la ecuación 4.7 (Sverdrup y Munk 1947, Bretschneider 1952) para el período en estudio y para las cuatro direcciones principales.

$$H = \frac{\lambda_5 W^2}{g} \quad (4.7)$$

en donde  $H$  es la altura de la ola, completamente desarrollada,  $\lambda_5$  es el coeficiente de dimensionalidad,  $g$  es la aceleración de la gravedad y  $W$  es la velocidad del viento. Las alturas de la olas definidas por la ecuación 4.7 son generalmente tomadas como representación de los límites máximos ( $H_{1/10}$  o  $H_{1/3}$ ) para una velocidad del viento dada. La expresión de Bretschneider (1952) permite obtener una representación adecuada de las alturas de olas para un determinado ambiente caracterizado por  $\lambda_5$  (Fig. 4.24).

Se aprecia la diferencia de las alturas productos de las orientaciones alternativas del viento (Fig. 4.24b-e). La trayectorias Norte y Este producen solamente *olas de generación* (menores a 20 cm) a consecuencia de la ubicación de la marisma (Fig. 4.20) ya que la superficie de interacción del viento sobre el agua es mínima (Fig. 4.24b-c).

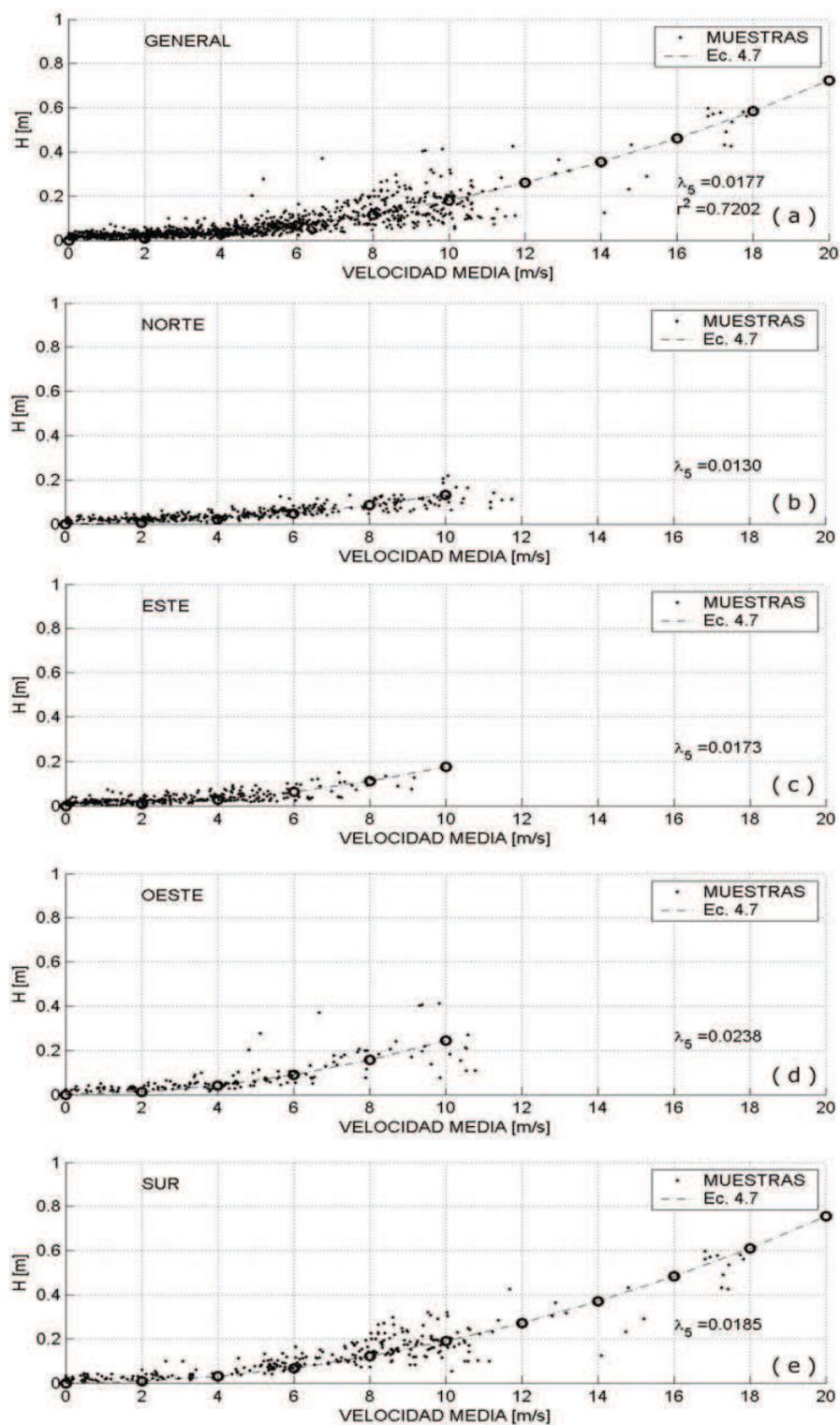


Figura 4.24: Alturas de olas en función de la velocidad del viento y su correlación por medio de la ecuación 4.7 (Sverdrup y Munk 1947, Bretschneider 1952). Villa del Mar (Junio – Octubre, 2009).

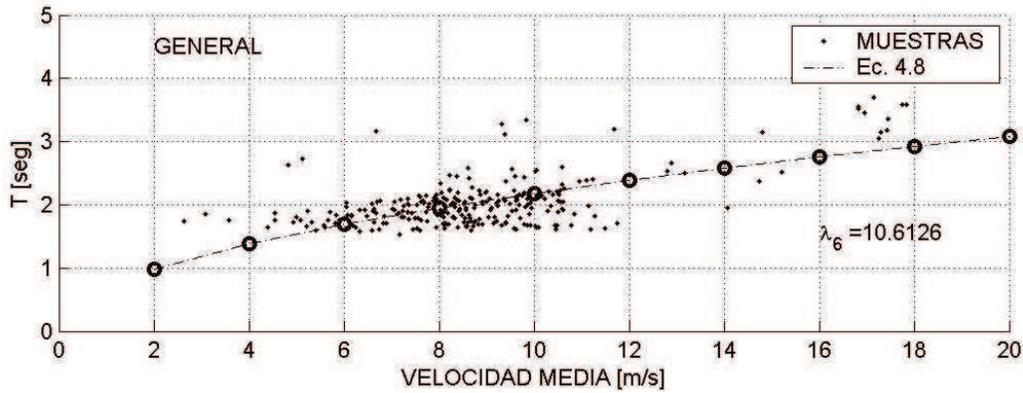


Figura 4.25: Periodo medio de olas en función de la velocidad del viento y su correlación por medio de la ecuación 4.8 (Bretschneider 1952). Villa del Mar (Junio – Octubre, 2009;  $H > 10$  cm).

Todo lo contrario ocurre con la direcciones Sur y Oeste en las cuales la superficie de interacción con el agua es mucho mayor produciendo *olas de interacción* (Fig. 4.24d-e). Esto se representa numéricamente por las diferentes magnitudes de  $\lambda_5$  cuando se aplica Bretschneider (1952) a los registros direccionales 0,0130, 0,0173, 0,0238, 0,0185 para el Norte, Este, Oeste y Sur, respectivamente (Fig. 4.24b-e).

La generación de olas producto del viento depende de la velocidad y la dirección del mismo, siendo la relación entre ambos elementos particular en cada caso de estudio. Dependiendo del lugar costero en donde se encuentre la marisma o la planicie de marea, la acción del viento tiene un efecto heterogéneo en la generación de olas. Esto conlleva a que el modelado numérico debe ser capaz de permitir la “calibración” de dicha la relación. De lo cual *Hemera 1.0* permite trabajar con registros reales de olas o alternativamente posibilita la estimación de las olas por medio de Bretschneider (1952) a través de la configuración de 8 diferentes valores de  $\lambda_5$  (uno para cada sub-cuadrante). Análogamente para el período de las olas, existe una formulación que relaciona a éste con la velocidad del viento (Bretschneider 1952),

$$T = \frac{\lambda_6 2\pi W}{g} \quad (4.8)$$

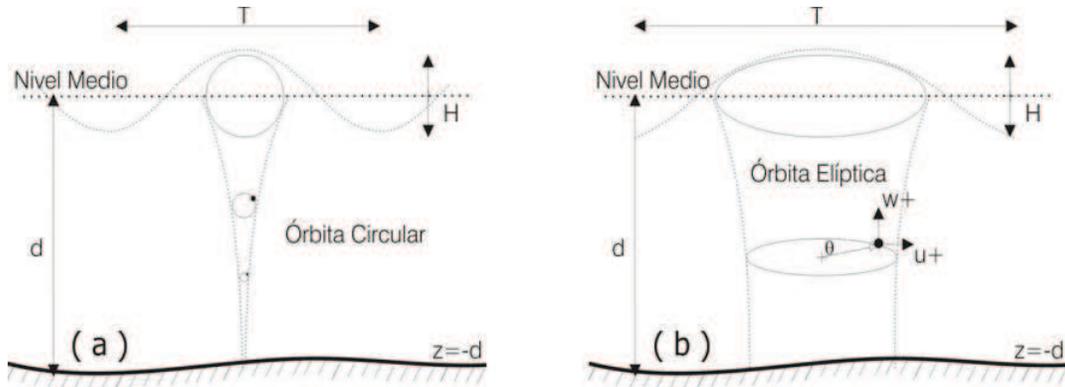


Figura 4.26: Esquema del desplazamiento de una partícula de agua. (a) Aguas Profundas,  $d/L > 1/2$ .  
(b) Aguas Someras e Intermedias,  $d/L < 1/2$ .

en donde  $T$  es el período de la ola completamente desarrollada y  $\lambda_6$  es el coeficiente de dimensionalidad. En la figura 4.25 se presenta el período medio de olas en función de la velocidad del viento y su correlación por medio de la ecuación 4.8 (Bretschneider 1952) para el período en estudio. Al igual que para la altura de olas, la direccionalidad del viento produce diferentes alternancias de  $\lambda_6$  siendo 8,8615, 10,3245, 11,7194, 10,9198 para el Norte, Este, Oeste y Sur respectivamente. *Hemera 1.0* realiza la estimación del período de olas por medio de la ecuación 4.8, a través de la configuración de 8 diferentes valores de  $\lambda_6$  (uno para cada sub-cuadrante).

El movimiento de una partícula de agua es principalmente producto del oleaje, descrito por un movimiento orbital (Fig. 4.26). La velocidad de la partícula asociada a este movimiento orbital se describe por las velocidades  $u$  y  $w$  dadas por (CEM, 2002)

$$u = \frac{H}{2} \frac{gT}{L} \frac{\cosh(2\pi(z+d)/L)}{\cosh(2\pi d/L)} \cos(\theta) \quad (4.9)$$

$$w = \frac{H}{2} \frac{gT}{L} \frac{\sinh(2\pi(z+d)/L)}{\cosh(2\pi d/L)} \cos(\theta) \quad (4.10)$$

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \sqrt{\tanh\left(\frac{4\pi^2 d}{T^2 g}\right)} \quad (4.11)$$

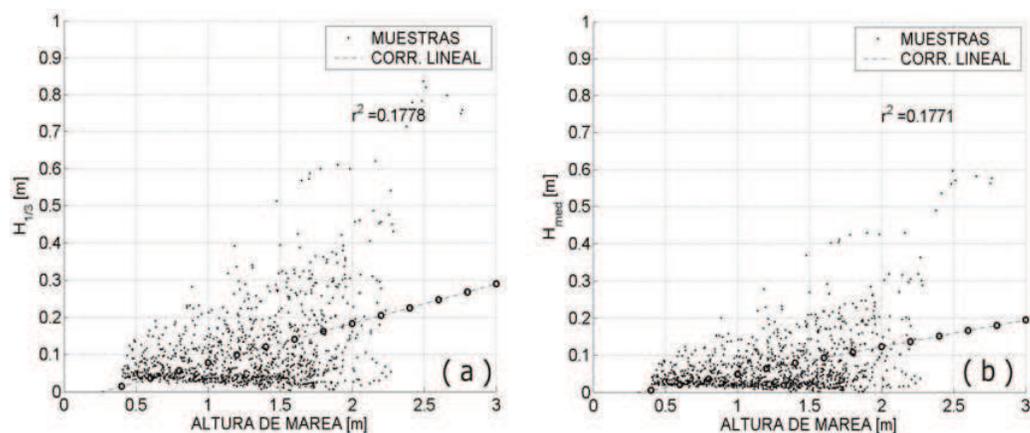


Figura 4.27: Correlación lineal entre la altura de marea y la altura de las olas  $H_{med}$  (a) y  $H_{1/3}$  (b). Villa del Mar (Junio – Octubre, 2009).

en donde  $d$  es la profundidad total,  $L$  es la longitud de onda de la ola y  $\theta$  es la posición orbital de la partícula de agua. Conociendo  $T$  y  $H$  ya sea por medio de mediciones directas o por estimaciones se puede evaluar la velocidad del agua en toda su columna por medio de 4.11 y 4.12. *Hemera 1.0* utiliza estas formulaciones en el modelado numérico para caracterizar el movimiento del fluido en este caso el agua, para así poder estimar verazmente los flujos térmicos en dicho elemento (Cap. 6).

La figura 4.27 presenta la correlación lineal entre la altura de marea y la de olas. Se obtuvo una baja correlación como era de esperarse ya que el factor dominante en el oleaje es el viento, como se mostró. Tanto  $H_{med}$  como  $H_{1/3}$  tienen prácticamente la misma correlación indicando fehacientemente que la altura de marea no condiciona el oleaje. Ambas correlaciones tienen una tendencia positiva lo que indica que en general cuando mayor es la elevación de la marea, es más factible que se den mayores magnitudes de oleaje (Fig. 4.24 a, b). Esto corrobora lo expresado con anterioridad por lo cual al haber mayor altura de marea, mayor es el territorio cubierto aumentando la superficie de interacción entre el viento y el agua, posibilitando, aunque mínima, la ocurrencia de *olas de interacción* (Fig. 4.24b). La marea no incrementa la magnitud del oleaje sino que aumenta la probabilidad de este incremento, en las marismas y planicies de marea.

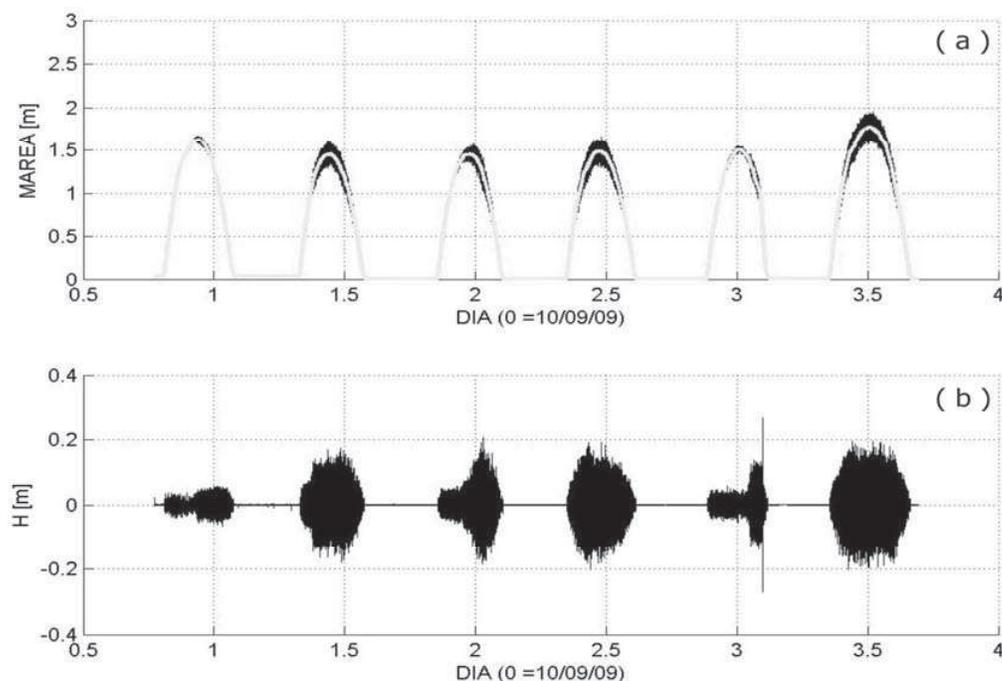


Figura 4.28: Vista de un periodo de días, del ciclo de marea típico registrado (a). Vista la serie filtrada en frecuencia, resultando solamente el oleaje (b).

En esta sección se evaluó el comportamiento del oleaje en una marisma del estuario (Fig. 4.28). El objetivo fue obtener una descripción de las olas de tal forma de lograr una cuantificación adecuada de la velocidad del agua en toda su columna para ser empleada en el modelado numérico. El estudio muestra que en el 70 % del tiempo la marisma posee olas cuyo período máximo es de 2 s y una altura inferior a 20 cm. Esto muestra que la marisma posee solamente olas de generación o de viento siendo mínima la posibilidad de olas de interacción, corroborando estudios anteriores. Se mostró que la expresión de Bretschneider (1952) permite obtener una correcta representación veraz de las alturas de las olas para un determinado ambiente ( $\lambda_5$ ). Se caracterizó la marisma en estudio, obteniendo los  $\lambda_5$  para cada cuadrante, necesarios para el modelado numérico. Se probó que conociendo  $T$  y  $H$ , ya sea por medio de mediciones directas o por estimaciones, se puede evaluar la velocidad del agua en toda su columna por medio de las ecuaciones 4.11 y 4.12. Por lo dicho, *Hemera 1.0* es capaz de evaluar la dinámica del fluido, logrando un modelado más preciso.

#### 4.3.8 – SEDIMENTOS EN SUSPENSION EN MARISMAS Y PLANICIES

Los sedimentos en suspensión (*SS*) se definen en general como partículas sólidas transportadas en un medio líquido. Su concentración en un cuerpo de agua se ve afectada por muchos factores, como la velocidad de flujo del agua, la erosión del suelo, la decadencia de las plantas y los animales, alimentación de los peces de fondo, entre otros. El viento y la acción de las olas juegan un papel importante y son uno de los principales contribuyentes de los sedimentos en suspensión. Principalmente esta influencia se ve acentuada en la resuspensión de sedimentos en aguas poco profundas como las marismas y las planicies de marea, que luego son transportados a aguas más profundas por las corrientes de marea. Los sedimentos en suspensión tienen la particularidad de alterar la transparencia del agua, es decir perturban directamente el coeficiente de reflexión de la luz, afectando directamente la capacidad de absorción o rechazo de la radiación solar, modificando directamente el balance energético. En esta sección se estudia la variación de dicho coeficiente en función de la concentración de sedimentos en suspensión, caracterizando el ambiente de estudio, obteniendo así parámetros de calibración del modelado numérico.

Para este estudio se utilizó el sensor de sedimento en suspensión desarrollado (Cap. 3) como también los datos de radiación solar (*Apogee, SP-110*) incidente y reflejada a 1 m de la superficie provenientes de la boya (Figs. 4.1*b, c* y 4.29) emplazados en la marisma de Villa del Mar. Se utilizaron los datos procedentes del olímetro instalado en Villa del Mar (Fig. 4.1*d*; Cap. 3; Cap. 4.3.7) y en simultáneo se registraron todos los parámetros meteorológicos por medio estación de Villa del Mar (Fig. 4.1*i*). La concentración de sedimento en suspensión (*SS*) al igual que todos los parámetros meteorológicos se registraron con un intervalo de 5 min y las olas con 0,5 s. Se realizó el análisis de la serie de datos en el dominio de tiempo, como también múltiples correlaciones con los diferentes parámetros muestreados.

En el estuario de Bahía Blanca la turbidez producto de los sedimentos en suspensión es un elemento muy variable. Esta posee un coeficiente de variación de 56% oscilando entre 3 y 180 NTU (unidades nefelométricas de turbidez) aproximadamente,

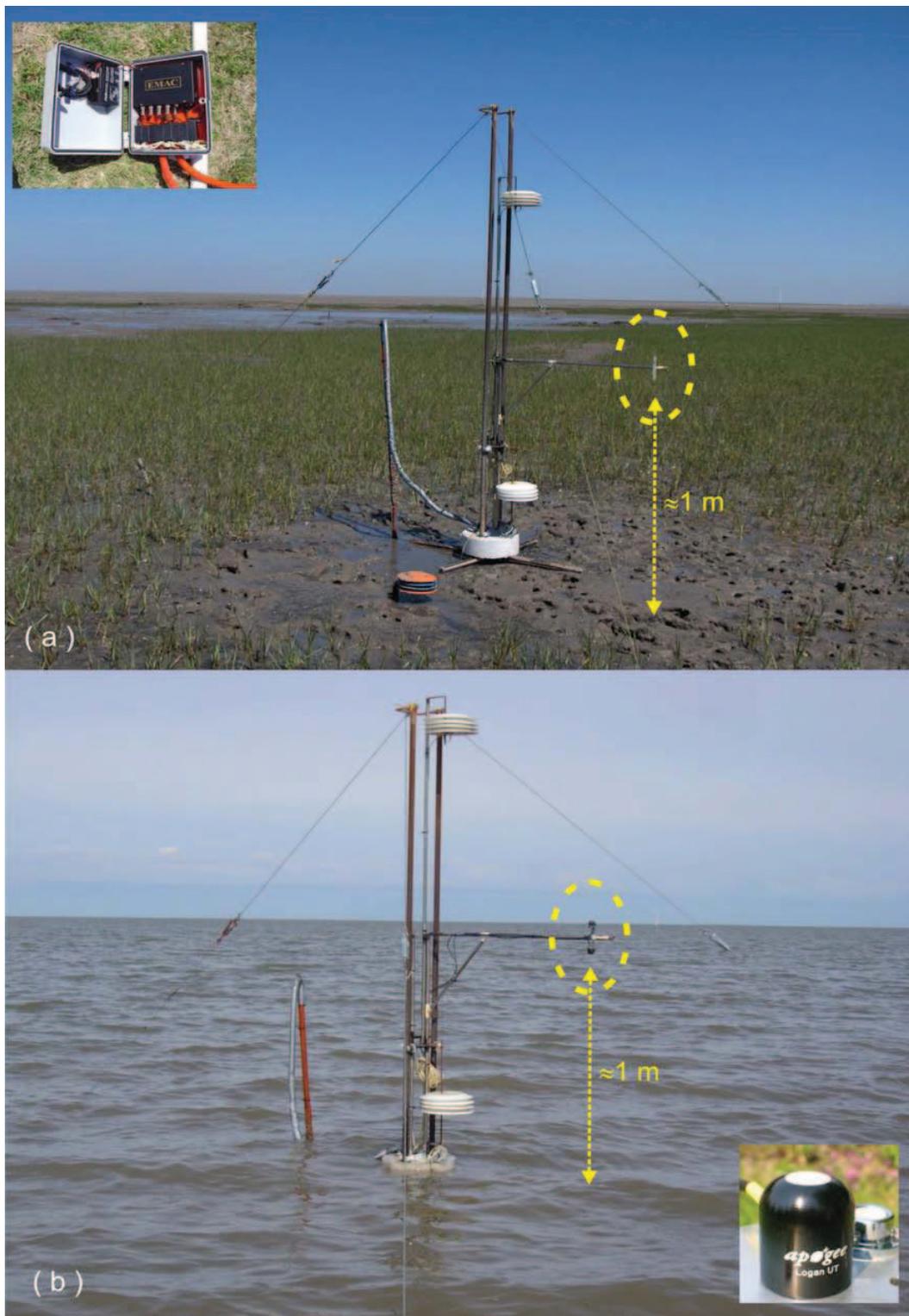


Figura 4.29: Vista del sistema flotante para el emplazamiento de los sensores de radiación solar. (a) Vista de la marisma descubierta. (b) Vista de la marisma cubierta.

con un valor medio cercano a 75 NTU. En invierno hay una marcada reducción de la turbidez ya que el valor promedio ronda los 30 NTU, siendo significativamente menor que durante el verano ( $\approx 95$  NTU) (Guinder *et al.*, 2009). A diferencia de esto en la marisma bajo estudio se obtuvieron valores considerablemente mayores durante el período monitoreado (julio – octubre de 2009) cuyo promedio fue de 490 NTU oscilando de 50 a 920 NTU.

El coeficiente de reflexión se define como la relación entre la energía de onda reflejada con respecto a la onda incidente, cuyo valor puede oscilar de 0 a 1 teóricamente. Para el caso práctico en la marisma se trabajó con dos sensores de radiación solar (*Apogee SP-110*, 300 a 1100 nm) los cuales se orientaron verticalmente opuestos entre sí (Fig. 4.29). La altura en que se encuentra el sensor de radiación superficial puede alterar la medición, producto de su ángulo de captación (*Apogee SP-110*,  $60^\circ$ ). Para descartar esta perturbación se desarrolló una estructura flotante para mantener una altura constante de 1 m sobre la superficie del sedimento (Fig. 4.29a) o del agua (Fig. 4.29b) dependiendo el estado de la marea. Dicha estructura permite un rango de desplazamiento de 2,2 m, suficiente para cubrir el 97% de los rangos posibles de marea en la marisma (Fig. 4.29).

Para determinar el coeficiente de reflexión del agua en forma confiable, solo se trabajo con valores de radiación solar que estuvieran dentro del rango lineal de los sensores ( $<60^\circ$ ). Dada la inclinación del eje terrestre en combinación con la latitud de la zona de estudio  $38^\circ$  esto hace que en función de la curva típica de radiación solar mensual (Cap. 4.3.1, Fig. 4.2), solo se contemplan los valores superiores a 200, 270, 370 y 470 W para julio, agosto, septiembre y octubre, respectivamente. Esta restricción garantiza que los valores utilizados sean comparables fehacientemente entre sí, ya que pertenecen al rango lineal de captación del sensor (*Apogee SP-110*,  $60^\circ$ ). Por otra parte para garantizar una uniformidad en la concentración de sedimento en suspensión en la columna de agua, solo se consideran los valores de SS con una altura de marea superior a 1 m. Estas restricciones favorecen la confiabilidad de los resultados correlacionados y garantizan una uniformidad en los datos evaluados.

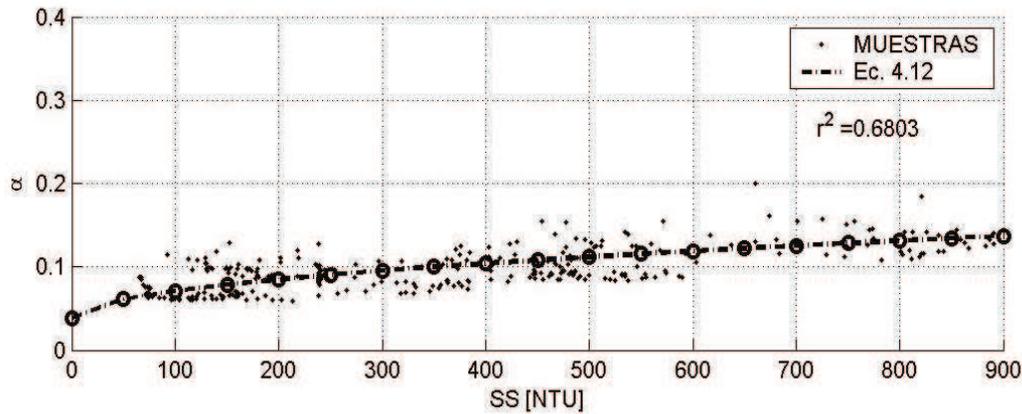


Figura 4.30: Correlación entre el coeficiente de reflexión del agua y su concentración de sedimento en suspensión (SS). Villa del Mar (Julio – Octubre, 2009).

La figura 4.30 presenta la correlación entre el coeficiente de reflexión ( $\alpha = \text{Reflejada/Incidente}$ ) y los SS, para los valores medidos luego de aplicar las restricciones antes mencionadas. La gráfica evidencia una relación marcada entre los parámetros en cuestión, denotándose una tendencia positiva con respecto a la concentración de SS. Esto presenta un antecedente ya que es la primera vez que se realiza este tipo de estudio en el estuario de Bahía Blanca. Según la respuesta teórica del sistema la mejor correlación entre el coeficiente de reflexión ( $\alpha$ ) y los SS es de la forma

$$\alpha = \lambda_a \sqrt{SS_{NTU}} + \lambda_b \quad (4.12)$$

en donde  $\alpha$  es el coeficiente de reflexión del agua (300 nm – 1100 nm),  $\lambda_a$  es el coeficiente de amplitud,  $\lambda_b$  es el coeficiente corrimiento y  $SS_{NTU}$  es el valor de la concentración SS registrado en NTU. Los valores de  $\lambda_a$  y  $\lambda_b$  obtenidos para el estuario de Bahía Blanca son 0,00328 y 0,03821, respectivamente. Dependiendo del tipo de partículas en suspensión, es decir la composición del sedimento en suspensión estos índices pueden llegar a variar en otras zonas costeras o cuerpos de agua. Para el caso de este estuario, la homogeneidad en la composición y color del SS es tal que garantiza el empleo de un valor único para estos cálculos (Perillo, 2003).

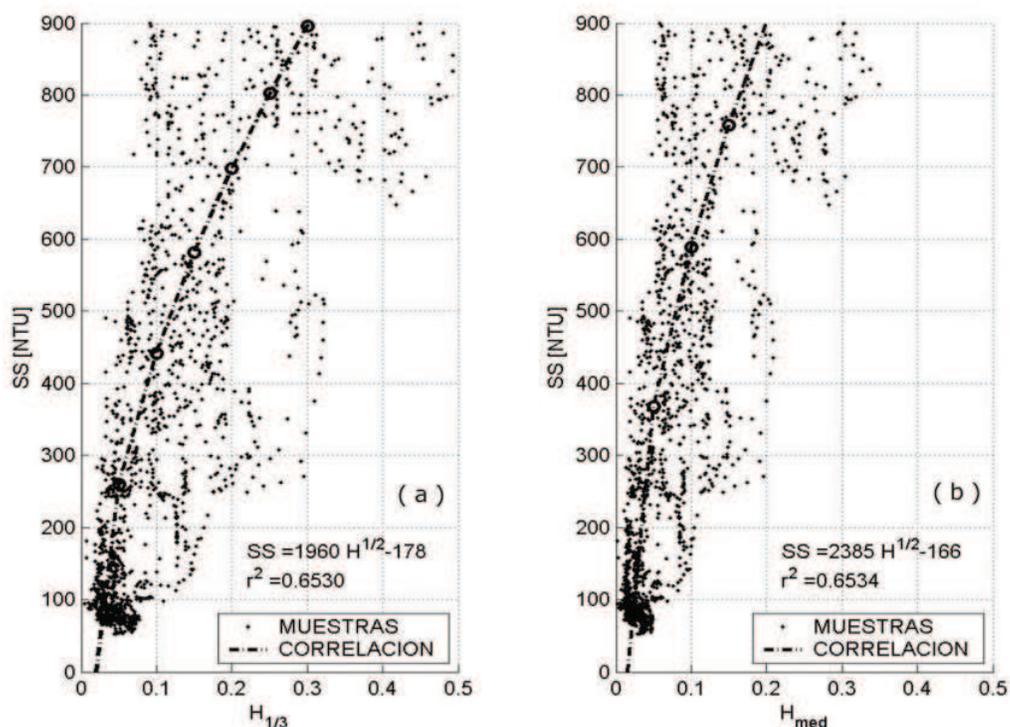


Figura 4.31: Correlación entre la concentración de sedimento en suspensión (SS) y la altura de ola. Villa del Mar (Julio – Octubre, 2009).

En general para los estudios de balances energéticos se utiliza como el valor de  $\alpha$  para “superficie de agua libre”  $\alpha = 0,06$  (de Laat, 1996; Beigt, 2008). Considerando que la zona interna del estuario tiene una concentración de SS media de 75 NTU (Guinder *et al.*, 2009) el valor de  $\alpha$  según la ecuación 4.12 resulta  $\alpha = 0,066$ , lo cual corrobora estudios previos de similar índole en el estuario (Beigt, 2007 y 2008;  $\alpha = 0,06$ ). Aplicando 4.12 a la marisma de Villa del Mar (490 NTU medio) resulta  $\alpha = 0,111$ , evidenciando una diferencia entre los coeficientes (0,06 y 0,111). Lo expresado implica que el agua en la marisma refleja un 84 % más de energía que en otros sectores del estuario (Canal Principal, *PtoC*,  $\approx 95$  NTU Guinder *et al.*, 2009). Esta determinación es esencial para el balance energético en este tipo de ambientes.

En aguas poco profundas la acción de las olas juega un papel importante en la resuspensión de sedimentos. La figura 4.31 presenta la correlación entre SS vs  $H_{1/3}$  y SS vs  $H_{med}$ . En ella se muestra la expresión de correlación como sus respectivos coeficientes para  $H_{1/3}$  y  $H_{med}$ . En la grafica se aprecia que altas concentraciones de SS

(650 NTU) son alcanzadas con alturas de olas pequeñas, menores a 20 cm de altura. De esto resultan los altos índices de concentraciones de SS, ya que el 64 % del tiempo la marisma posee olas mayores a 5 cm de altura (Tabla 4.8) resultando en concentraciones mayores a 260 NTU ( $H_{1/3}$ ). Por lo dicho, el índice de reflexión en la marisma dista mucho del utilizado en general para los estudios de balance energético, para estos ambientes intermareales. Dado que la reflectividad del agua en la marisma supera el 9 % ( $\alpha > 0,09$ ; Ec. 4.12) en la mayoría del tiempo, producto de los altos índices de SS encontrados en ella.

En esta sección se estudió la concentración de SS en la marisma de Villa del Mar, utilizando el sensor de sedimento en suspensión desarrollado para tal fin (Cap. 3). Se caracterizó el ambiente de estudio obteniendo parámetros de calibración para el modelado numérico y balance energético. Se mostró una relación marcada entre  $\alpha$  y SS, denotándose una tendencia positiva con respecto a la concentración de SS. Se presentó una formulación teórica para hallar el valor  $\alpha$  en función del SS y su calibración para el estuario de Bahía Blanca, necesario esto tanto para el modelado numérico como para cualquier estudio de balance energético. Se determinó que el agua en la marisma refleja un 84% más de energía que en otros sectores del estuario (Canal Principal, *PtoC*) producto de las altas concentraciones de SS. Dada la alta resuspensión de sedimentos en la marisma, la mayoría del tiempo el agua supera el 9 % de reflexión (300 – 1100 nm). El valor medio de  $\alpha$  resultó de 0,111 oscilando entre los 0,060 a 0,136.

#### **4.3.9 – ANALISIS DE OTROS PARAMETROS METEOROLOGICOS Y OCEANOGRAFICOS**

Para este estudio se registraron múltiples parámetros adicionales a los ya presentados, como la humedad relativa del aire, la presión barométrica, la conductividad del agua por medio del sensor desarrollado (Cap. 3). El objetivo del exhaustivo monitoreo de las variables físicas del ambiente costero radicó en la importancia de la interacción de cada elemento como modificador en los flujos térmicos entre aire-agua-sedimento. En esta sección se presenta un análisis temporal de los tres parámetros antes mencionados.

La humedad relativa (HR) se registró, al igual que todos los parámetros meteorológicos, en la estación de Villa del Mar (*Vmar*). Los parámetros se registraron con un intervalo de 5 min durante el período 2007 - presente. La humedad relativa presenta una típica trayectoria anual, con un valor medio anual de 64 % (Fig. 4.32a). Durante el período de estudio en Villa del Mar, los valores medios mensuales de HR oscilaron entre 56 % en diciembre y 71 % en mayo (2007 – 2009). En general los meses de mayor humedad son los invernales.

La presión atmosférica (PA) se muestreo con un intervalo de 5 min durante el periodo 2007 – presente y 30 min durante 1999 – 2008, respectivamente. La presión atmosférica es más alta en los meses fríos y disminuye hacia el verano dado que a menores temperaturas la densidad del aire es mayor (Fig. 4.32b). Los valores medios mensuales oscilaron entre 1007,1 hPa en enero y 1017,8 hPa en agosto, con un valor medio anual de 1013,3 hPa (1999 – 2009).

La variación de la salinidad del agua altera la densidad de esta, teniendo una modificación directa en su conductividad térmica. La variación longitudinal de la salinidad desde la zona interior del estuario hasta su sector medio está dominada por diversos aportes continentales. El ingreso de agua dulce debido al río Sauce Chico origina un fuerte gradiente (7 en 4,5 km) entre la boca del río Sauce Chico y Puerto Cuatrerros, respectivamente. En el sector medio del estuario la salinidad media presenta una leve disminución debido a la presencia del arroyo Napostá y del desagüe de la cloaca de Bahía Blanca, sumada a descargas industriales y urbanas efectuadas entre los puertos de Ingeniero White y Galván (Piccolo et al., 1987). En la cabecera del estuario (*PtoC*) la variación anual de salinidad superficial es relativamente pequeña, CV = 10% y oscilando entre los 29 a 36, en torno a un valor medio de 32,7 (Guinder *et al.*, 2009).

Para el estudio de la salinidad del agua se utilizó el sensor de conductividad desarrollado (Cap. 3) y emplazado en la marisma de *Vmar* (período estival, 2008-2009). Se registraron todos los parámetros meteorológicos (Fig. 4.1i) con un intervalo de 5 min. Solamente se consideraron aquellos valores en los que la altura de marea era mayor a 1 m, evitando así fluctuaciones y datos erróneos producto del oleaje.

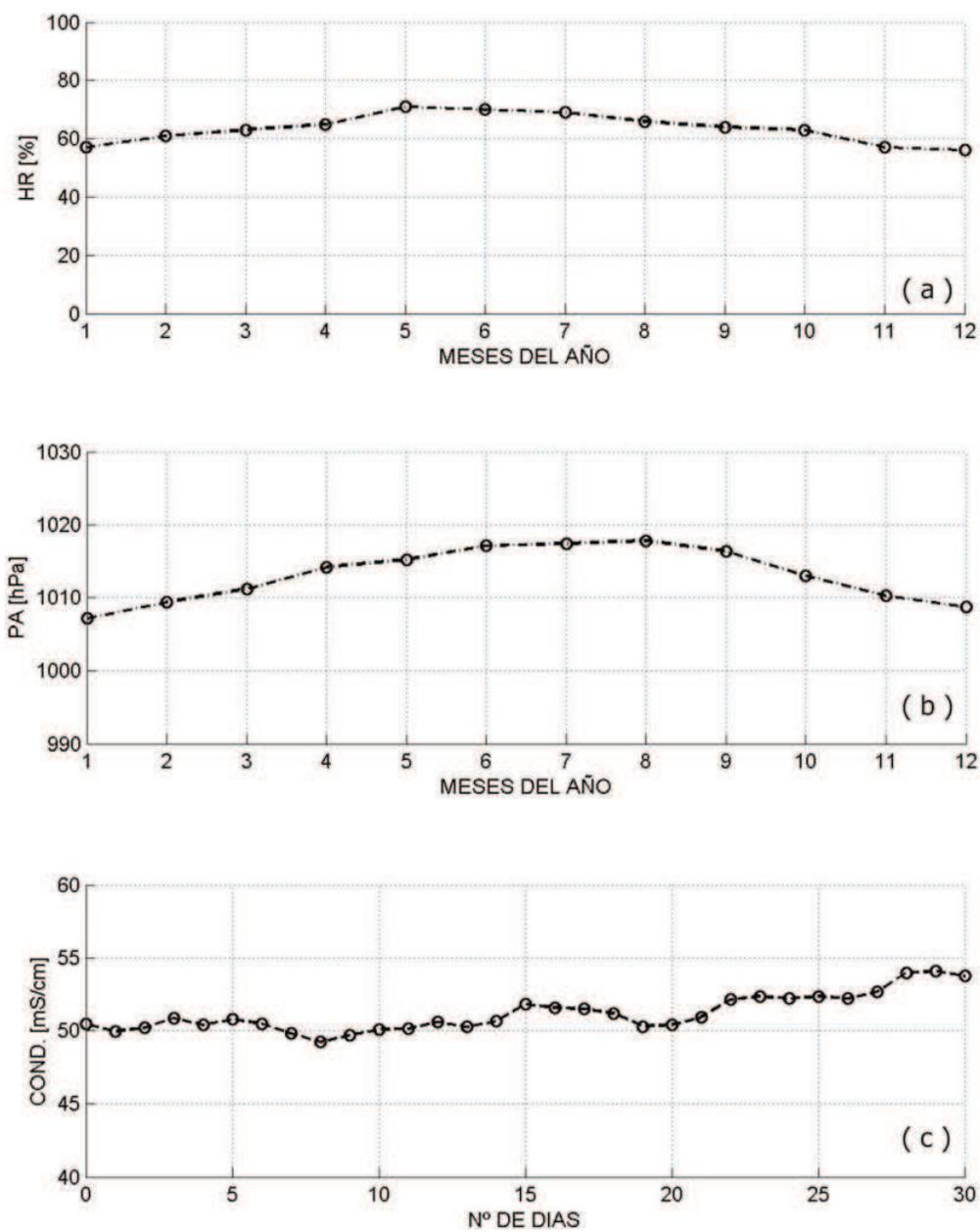


Figura 4.32: (a) Humedad relativa media del aire para Villa del Mar (2007 - 2009). (b) Presión atmosférica media (1999 - 2009). (c) Conductividad media del agua en Villa del Mar (día 0 = 05/01/2009).

La conductividad para el período de observación tuvo un valor medio de 52,7 mS cm<sup>-1</sup> con extremos medios diarios de 48,3 y 54,6 mS cm<sup>-1</sup> (diciembre 2008 – febrero 2009). En general mostró un patrón relativamente uniforme sin presentar cambios significativos diarios (Fig. 4.32c). Con respecto al valor medio estival registrado, las variaciones siempre fueron inferiores al  $\pm 10\%$ . El período estival analizado no presentó cambios significativos, sino que tuvo un comportamiento uniforme, denotando que marisma mantiene diariamente un valor medio de conductividad similar la de Canal Principal y a la zona interna del estuario (Guinder *et al.*, 2009). Con lo cual el principal modificante de conductividad térmica en la columna de agua, sobre las marismas y planicies del estuario es el oleaje (efecto de mezcla) y no los cambios de densidad producto de la evaporación.

## Capítulo V

# BALANCE DE CALOR EN MARISMAS

### 5.1 – INTRODUCCION

Los hábitats intermareales juegan un rol importante dentro de un estuario. Son áreas de cría y refugio de muchas especies de peces e invertebrados y, por lo tanto, ejercen influencia sobre la productividad de las aguas adyacentes (Crooks y Turner, 1999). El conocimiento de los procesos físicos que se desarrollan en estas áreas es de vital importancia en la evaluación de la biodiversidad de un estuario. Específicamente, el análisis de los intercambios de calor en ambientes intermareales es de gran importancia en el estudio de su ecología (Heath, 1977) especialmente debido a los rápidos cambios de temperatura que generalmente ocurren en estas áreas.

Son relativamente pocos los estudios que se han realizado en intercambio de calor en los humedales costeros. A pesar de que un entendimiento de cómo el calor es transferido a través de las interfases aire-agua-suelo es fundamental para predecir por ejemplo, cómo estos responderán al futuro cambio climático. Los humedales costeros desarrollan gradientes químicos e hidrológicos como resultado de su ubicación entre el continente y el océano. En los ecosistemas continentales los flujos verticales dominan los intercambios de materia y energía, en cambio en los humedales costeros estos intercambios son complejos, producto de los flujos horizontales, particularmente producidos por los movimientos del agua (Piccolo, 2009). En este capítulo se estudia cómo el flujo de energía se transfiere en y entre las diferentes interfases aire-agua-suelo.

Se analizan diferentes alternativas de estimaciones de los parámetros del balance energético, así como su calibración y verificación para el estuario de Bahía Blanca, implementado tecnología y metodologías innovadoras para tal fin.

## 5.2 – CONCEPTOS GENERALES DEL BALANCE DE CALOR

Los estudios de balance energético sobre la superficie terrestre muestran cómo la energía solar es localmente redistribuida para crear un microclima particular (Kjerfve 1978). El principio de conservación de la energía establece que todas las ganancias y pérdidas de energía en la superficie del suelo deben equilibrarse. Dicho principio puede expresarse a través de la *ecuación de balance de calor* (Ec. 5.1), la cual establece que en cualquier momento dado el flujo de radiación neta debe ser equivalente a una combinación de intercambio convectivo (turbulento) hacia o desde la atmósfera (calor sensible y latente), de flujo conductivo hacia o desde el suelo y de flujo advectivo entrante o saliente (Oke 1978):

$$R_N = Q_H + Q_G + L_E + Q_A \quad [Wm^{-2}] \quad (5.1)$$

donde  $R_N$  es la radiación neta,  $Q_H$  es el flujo de calor sensible,  $Q_G$  es el flujo de calor en el suelo,  $L_E$  es el flujo de calor latente y  $Q_A$  es el flujo de calor advectivo (Fig. 5.1).

El *flujo de radiación neta* ( $R_N$ ) es el flujo de energía más importante en un balance de calor, debido a que constituye una medida de la energía disponible en la superficie terrestre. El balance neto radiativo está compuesto por la suma de los intercambios radiativos netos de onda corta ( $K$ ) y de onda larga ( $L$ ). El *flujo de calor sensible* ( $Q_H$ ) es la energía calorífica transferida entre la superficie y el aire cuando existe una diferencia de temperatura entre ellos. La transferencia de calor sensible hacia la atmósfera provoca un aumento de su temperatura y una disminución de la temperatura de la superficie y viceversa cuando el flujo es en la dirección contraria. El *flujo de calor en el suelo* ( $Q_G$ ) es el flujo de energía que circula a través de la capa superior de sedimento. Se transfiere gracias a la existencia de gradientes de temperatura entre la superficie del sedimento y los niveles de sedimento más profundos (Beigt *et al.*, 2008).

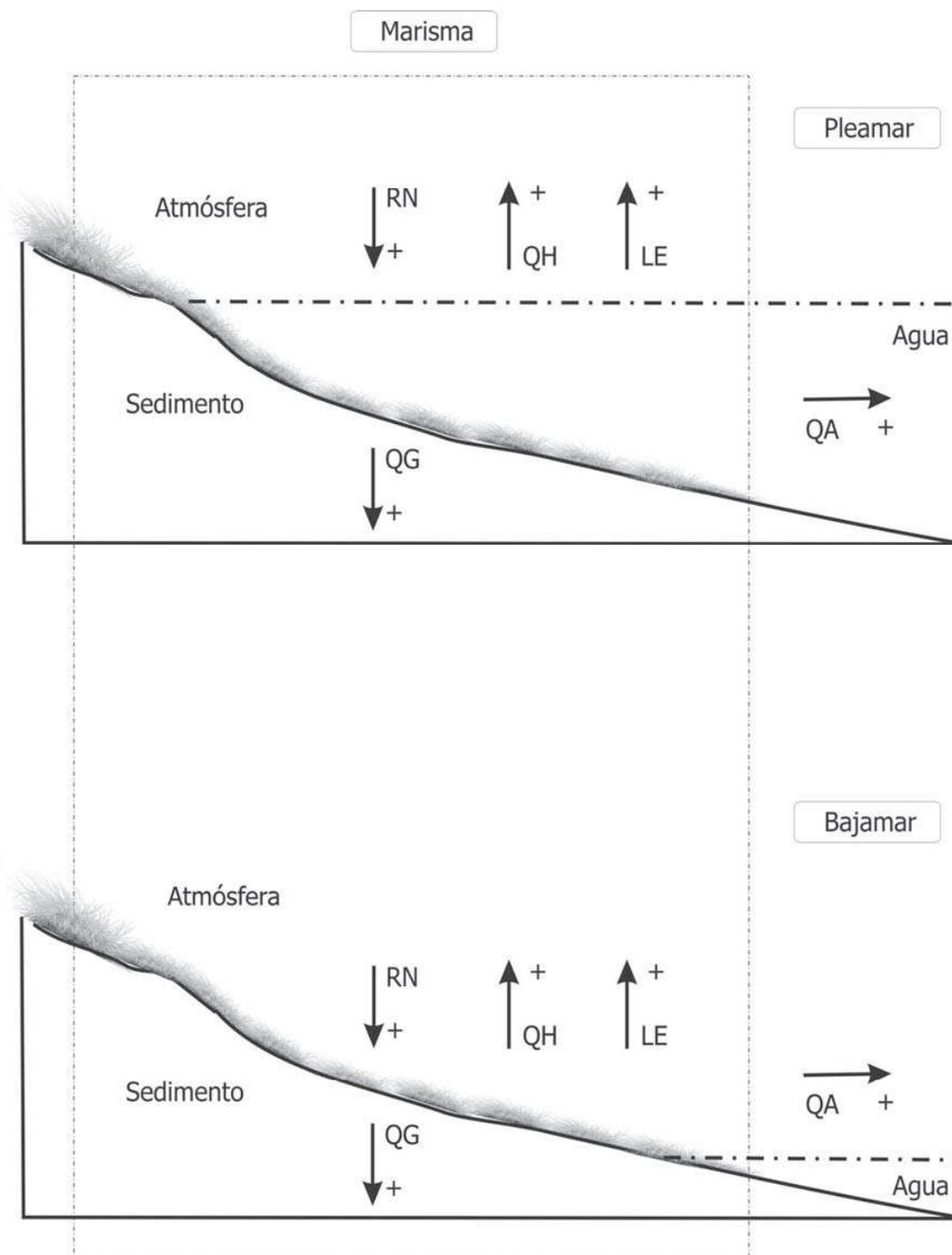


Figura 5.1: Esquema de los flujos de calor y su convención de signos.  $RN$  = Radiación Neta;  $LE$  = flujo de calor latente;  $QH$  = flujo de calor sensible;  $QG$  = flujo de calor en el suelo;  $QA$  = flujo de calor advectivo. Piccolo, 2009.

El *flujo de calor latente* ( $L_E$ ) que circula entre la superficie de la Tierra y la atmósfera es la energía empleada en los procesos de evaporación y condensación. Se denomina *calor latente* porque es calor almacenado en las moléculas de agua para luego ser liberado durante el proceso de condensación. El *calor latente* no se percibe como un cambio de temperatura debido a que no incrementa la temperatura de las moléculas de agua. Sin embargo, la evaporación constituye un proceso de enfriamiento para la superficie terrestre dado que la energía es removida del agua disponible en el suelo a medida que las partículas de agua se evaporan. El proceso inverso, la condensación, causa un incremento en la temperatura del aire. El proceso de evaporación depende no sólo de la disponibilidad de agua en la superficie, sino también de la disponibilidad de energía para permitir el cambio de estado, de la existencia de un gradiente de concentración de vapor y de un déficit de saturación del aire y de una atmósfera turbulenta que transporte el vapor fuera de la superficie (Oke, 1978; Beigt *et al.*, 2008). La salinidad del agua afecta la tasa de evaporación, de forma tal que el proceso se hace más lento en agua salada que en agua dulce. El *flujo de calor advectivo* ( $Q_A$ ) es la energía transportada horizontalmente por vientos y mareas que puede constituir un aporte de calor al sistema o bien una exportación del mismo (Beigt *et al.*, 2008).

La transferencia de energía hacia o desde la superficie terrestre presenta variaciones en el curso de un ciclo diario. Durante el día, la radiación neta tiene valor positivo debido a que la radiación entrante supera a la saliente, permitiendo a la superficie una ganancia de energía. Esta energía es disipada en forma de calor latente, sensible y calor en el suelo, en orden de importancia descendente. Dado que la superficie terrestre es calentada por la energía radiante, durante las horas de luz existe una transferencia de calor de dirección ascendente, en forma de calor sensible y latente, hacia la capa atmosférica que está relativamente más fría. La convección en forma de calor latente y sensible es el principal proceso de extracción de calor de la interfase suelo-aire durante el día (Oke, 1978; Beigt *et al.*, 2008). Simultáneamente, el flujo de calor en el suelo presenta una dirección descendente, permitiendo el calentamiento de capas más profundas.

Por la noche los procesos se invierten. Sin radiación solar incidente, existe un mayor flujo de radiación saliente que entrante, dando lugar a un valor negativo de radiación neta. Debido a esta pérdida de energía, la superficie terrestre se enfría y el calor se transfiere desde el aire hacia la superficie. A medida que el aire se enfría se reduce su capacidad para albergar humedad, permitiendo que ocurra la condensación si el aire alcanza el punto de rocío (es decir, llega a la saturación). La condensación a su vez puede aparecer sobre la superficie si ésta se ha enfriado por debajo del punto de rocío del aire que la rodea (éste es el caso del rocío o la escarcha). Por otra parte, en el suelo el calor fluye por conducción hacia la superficie, que está relativamente más fría que las capas profundas. El esquema ideal puede ser alterado considerablemente por acción de flujos advectivos (Oke, 1978; Beigt *et al.*, 2008) que aportan o exportan calor del sistema y cuyos agentes, para el caso de un humedal costero, son los vientos y las mareas.

La interfase o capa límite, entre el agua y el aire es dinámica. La materia y la energía son continuamente transferidas a través de dicha interfase en ambas direcciones. El aire o bien gana o pierde calor por el agua, dependiendo de las diferencia de temperatura entre ambos elementos. Los humedales reciben y pierden energía en forma de radiación, convección, conducción y evaporación (Teal y Kanwisher, 1970; Piccolo, 2009). Los cambios horizontales de materia y energía son afectados por el viento y las mareas, teniendo estas últimas un comportamiento más predecible (Perillo y Piccolo, 1991). Estos elementos son los responsables por el flujo y reflujos del agua en la mayoría de los humedales costeros (marismas, planicies de marea y otros). El viento, por otro lado, es el menos predecible (excepto por las brisas marinas) y solamente unos pocos estudios analizan los efectos de éste en el balance de energía en zonas costeras (Leal and Lavin, 1998; Castro *et al.*, 2003; Piccolo, 2009). Cabe mencionar que los flujos advectivos son originados por el viento y/o las mareas, pero al mismo tiempo, el viento perturba la marea amplificando o disminuyendo los efectos de ésta (Piccolo, 2009).

Los flujos anuales de calor en los cuerpos de agua usualmente siguen las fluctuaciones estacionales de la radiación solar incidente. Los valores medios de la radiación en general se usan para expresar la fuente principal de la energía calórica. Estos se han cuantificado en múltiples estudios para determinar ambas magnitudes y su

estacionalidad en los humedales costeros (Hovel y Morgan, 1999; Bianciotto *et al.*, 2003; El-Metwally, 2004; Jacobs *et al.*, 2004; Paulescu *et al.*, 2006; Piccolo, 2009). La radiación solar en las marismas o planicies de marea tienen un interés particular ya que esta afecta sus procesos ecológicos (Piccolo, 2009). En un estudio de las temperaturas del sedimento, realizado en la Bahía de Fundy (Canadá), Piccolo *et al.*, (1993) confirmó que la radiación solar y las mareas controlan el comportamiento térmico en y sobre el sedimento de la planicies.

La radiación puede ser usada para estimar otros parámetros de la ecuación del balance de calor. Por ejemplo, el satélite geostacionario medioambiental (Geostationary Operational Environment Satellite) sensa la radiación para predecir la evapotranspiración diaria (*ET*) en los humedales costeros de Florida (USA) usando para ello los modelos de Penman-Monteith, Ture, Margraves y Makkink (Jacobs *et al.*, 2004; Piccolo, 2009). Para muchos humedales la evapotranspiración es el mayor componente de pérdida de agua. Con lo cual, si se considera la energía equivalente, es decir el flujo de *Calor Latente* ( $L_E$ ), resulta que la evaporación es la mayor pérdida de energía del sistema (Wessel y Rouse, 1993; Souch *et al.*, 1996; Piccolo 2009).

El flujo de *calor sensible* y el *latente* pueden ser usados para predecir el desarrollo de las tormentas costeras, así como de las precipitaciones. El flujo de *calor latente*, provee una fuente directa de humedad necesaria para las precipitaciones, mientras que el *sensible* afecta la estabilidad de las tormentas alterando su periodicidad y cantidad (Persson *et al.*, 1999; Piccolo, 2009). Los datos provenientes de estaciones meteorológicas ubicadas en las proximidades de los humedales costeros, como las marismas o planicies de marea, proveen estimaciones representativas de la evaporación siempre que las condiciones sean relativamente homogéneas. En general, el método Penman-Monteith es apropiado para estimar la evaporación en los humedales costeros (Gavin y Agnew, 2003; Piccolo, 2009).

Por lo dicho, la radiación neta representa la energía total en un sistema, la cual se puede descomponer en cuatro flujos de energía, el flujo de calor sensible ( $Q_H$ ), el flujo de calor en el suelo ( $Q_G$ ), el flujo de calor latente ( $L_E$ ) y el flujo de calor advectivo ( $Q_A$ ). Cada uno de estos cuantifica un fenómeno físico en el sistema, para este caso la

marisma de Villa del Mar. Por medio de mediciones directas y formulaciones de masa, se puede cuantificar con precisión cada uno de los mencionados flujos y los fenómenos físicos asociados a estos. En general, la precisión de estas determinaciones depende de las características del sitio en cuestión. Por lo que uno de los objetivos es determinar la precisión de estas estimaciones para el estuario de Bahía Blanca.

### 5.3 – METODOLOGIA

Para el estudio del balance de calor de una marisma, se seleccionó la localizada en el balneario de Villa del Mar. Ésta es actualmente utilizada para actividades de pesca y náutica recreacional (Fig. 5.2). El sitio seleccionado se considera perfectamente representativo de la porción externa del estuario y, en particular, del ecosistema de una marisma del estuario. Este cuenta con una amplia superficie de sedimento limo-arcilloso característico, cubierta en gran medida por vegetación vascular característica del estuario (*Spartina alterniflora* y *Sarcocornia perennis*).

La dificultad que supone la medición directa de los flujos radiativos y turbulentos determina que, usualmente, estos se estimen a partir de parámetros ambientales (Canta y Clayson, 2000; Beigt, 2007). No existen fórmulas universales para el cálculo de las distintas componentes del balance de calor. Una manera de estimarlas es mediante el uso de *fórmulas aerodinámicas de masa*, metodología que se utilizó en este capítulo. El método se basa en la suposición de que existe una *capa limite* bien desarrollada está presente (Hollins y Ridd, 1997; Beigt, 2007). La aplicación de estas formulaciones demanda la medición directa en el sitio de los parámetros involucrados en los flujos de calor, como la radiación solar, temperatura, viento, humedad, altura de marea, etc.

Para este estudio se utilizó todo el equipamiento detallado en el capítulo 3, emplazado en la mencionada marisma (2007 - 2009). Por lo tanto, se registró la temperatura del sedimento en 3 niveles, la temperatura del agua, la temperatura del aire en 2 niveles, la radiación solar

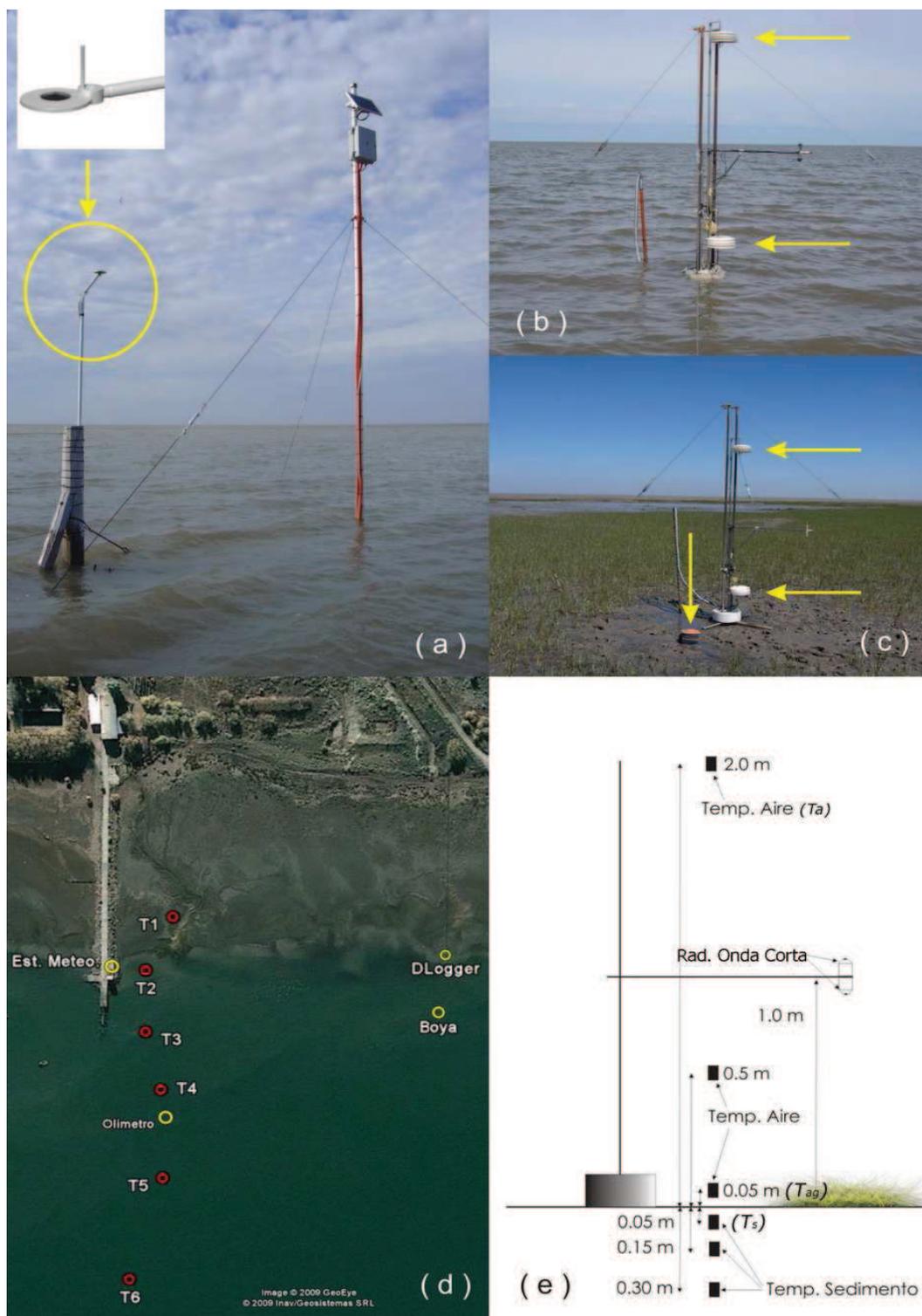


Figura 5.2: Emplazamiento del equipamiento en la marisma. (a) Adquisidor de datos y radiómetro Neto. (b-c) Vista de la boya con los sensores de temperatura y radiación. (d) Ubicación espacial de los sensores en la marisma. (e) Esquema de la boya y de los sensores en el sedimento.

tanto incidente como reflejada y la radiación neta. La información de estos sensores se registró en un adquisidor *EMAC* con transmisión *GPRS* en la misma marisma (Fig. 5.2a). En simultáneo se monitorearon todas las variables meteorológicas y oceanográficas (Fig. 4.1i). Todos los parámetros se registraron con un intervalo de 5 minutos. Solamente se consideraron aquellos valores en los que la altura de marea era superior a 0,5 m, para considerar la marisma cubierta, descartando los valores intermedios para evitar fluctuaciones en las estadísticas.

En este estudio, se registró por más un año directamente la radiación neta por medio del radiómetro *Kipp & Zonen, NR Lite2* (Fig. 5.2a), siendo la primera vez que en el estuario de Bahía Blanca se registra este parámetro directamente. Por ello ahora es posible cotejar las estimaciones de estudios previos en el estuario, permitiendo recalibrar las formulaciones usadas de ser necesario para futuras estimaciones en el mismo.

La marisma es un ambiente intermareal, lo que genera un inconveniente en ciertas mediciones. Dado que el método se basa en la suposición de que la capa límite esté bien desarrollada (Hollins y Ridd, 1997; Beigt, 2007) de esto resulta que la altura de las mediciones debe ser constante sobre la superficie de estudio, tanto para la temperatura como para la radiación reflejada. Por dicho motivo se desarrolló el sistema flotante antes presentado (Cap. 4.3.8; Fig. 4.29). En esta estructura se encuentran montados los dos sensores de radiación *Apogee* (Cap. 4.3.8) y dos sensores de temperatura a 0,5 m y 2 m sobre la superficie (2 niveles; Fig. 4.2b, c y e). De esta forma se obtienen perfiles de temperatura comparables dentro de la capa límite, independiente del estado de la marea.

El objetivo del presente capítulo es calcular las componentes del balance de calor en la marisma durante un ciclo anual, para lo cual se seleccionó el período 2008-2009. En los incisos siguientes se detalla la metodología aplicada, los resultados obtenidos para cada una de las componentes del balance de calor y la comparación de la  $R_N$  medida y sus estimaciones. En el estudio se empleó la convención usual de signos para cada una de las componentes (Fig. 5.1).

#### 5.4 – RADIACION NETA

La radiación neta, también conocida como balance radiativo neto, es el balance entre la radiación solar entrante y la radiación terrestre saliente, que varía con la latitud y la estación del año. En general, es positiva en el día y negativa por la noche. Ésta constituye la energía disponible en la superficie terrestre para conducir los procesos de evaporación, los flujos de calor en el suelo, agua y aire, así como también otros procesos que consumen energía, tales como la fotosíntesis (Rosenberg, 1974; Beigt, 2007). Dado el espectro de radiación solar, este parámetro se lo considera compuesto por la suma algebraica de los intercambios radiativos netos de onda corta ( $K$ ) y de onda larga ( $L$ )

$$R_N = K \downarrow - K \uparrow + L \downarrow - L \uparrow \quad [Wm^{-2}] \quad (5.2)$$

donde  $K \uparrow$  es la radiación solar incidente de onda corta (300 – 1100 nm),  $K \downarrow$  es la radiación solar reflejada por la superficie (agua o sedimento según el estado de la marea),  $L \downarrow$  es la radiación de onda larga atmosférica (1100 - 100.000 nm) y  $L \uparrow$  es la radiación de onda larga terrestre emitida por la superficie.

Este parámetro es ampliamente estudiado en investigación ambiental, con aplicación en estudios de carácter agronómico (p. e., Ortega-Farías et al., 2000, 2002; Evett, 2002; Schirmbeck. y Rivas, 2007a, 2007b), en manejo de humedales estuarinos (Hughes et al., 2001), en predicción meteorológica y modelos del comportamiento climático relacionado con el cambio global (Betts et al., 1996, 1998; Betts y Viterbo, 2000; Cronin y McPhaden, 1997; Murty et al., 2000; Roads y Betts, 2000; Schertzer et al., 2000; Rouse et al., 2003), en modelos físico - biológicos (Chifflet et al., 2001; Skliris et al., 2001), etc. Específicamente, el flujo de radiación neta como componente del balance de calor en zonas costeras ha sido estudiado por diversos autores (Tuller, 1972; Hsu et al., 1972; Kjerfve, 1978; Smith, 1981, 1982; Smith y Kierspe, 1981; Heath, 1977; Hsu, 1980; Harrison y Phizacklea, 1985; Beigt, 2007).

En esta sección se analizan los datos medidos durante más de un año en la marisma. Se compararon estos con una estimación basada en parámetros meteorológicos cercanos a la superficie. Se cuantifica el error de cada estimación, así

como el tipo de error y las principales fuentes de éste, para obtener ecuaciones calibradas del estuario.

#### 5.4.1 – RADIACION NETA MEDIDA

En general, la mayoría de las estaciones meteorológicas no incluyen sensores para medir el flujo de radiación neta (Ortega – Farías *et al.*, 2000; Beigt, 2007). Lo que hace necesario estimarlo a partir de datos meteorológicos disponibles como la radiación solar incidente, la temperatura y otros. Los resultados del presente capítulo posibilitaron cotejar las estimaciones previas de radiación neta en el estuario, a partir de formulas y mediciones de radiación solar. Además permiten obtener formulaciones más precisas para la zona del estuario de Bahía Blanca, a utilizarse en futuros estudios sin la necesidad de contar con este instrumental costoso. En esta sección se presenta los resultados de la medición de la radiación neta realizada en la marisma de Villa del Mar (2008-2009).

Los datos procedentes del olímetro / mareógrafo instalado en Villa del Mar (Fig. 4.1*d*; Cap. 3; Cap. 4.3.7) se utilizaron para determinar el estado de inundación de la marisma. Se registraron todos los parámetros meteorológicos por medio de la estación localizada en Villa del Mar (Fig. 4.1*i*). La radiación neta al igual que todos los parámetros meteorológicos se registraron con un intervalo de 5 min. Se realizó el análisis de la serie de datos en el dominio tiempo, como también múltiples correlaciones con los diferentes parámetros muestreados. Además, se realizaron análisis estadísticos mensuales, estacionales y se analizó la influencia de la marea sobre el parámetro en cuestión.

##### 5.4.1.1 – RESULTADOS

El valor medio anual de radiación neta para el período 2008 - 2009 fue 1453 W m<sup>-2</sup> d (Tabla 5.1), con 2473 W m<sup>-2</sup> d y -1021 W m<sup>-2</sup> d de excedencia ( $R_N > 0$ ) y déficit ( $R_N < 0$ ) medios respectivamente. En la tabla 5.1 se puede apreciar el número de

MESES	Horas de $R_N > 0$ [Hs]	Rad. neta media entrante por día [ $W m^{-2}d$ ] ( $R_N > 0$ )	Rad. neta media saliente por día [ $W m^{-2}d$ ] ( $R_N < 0$ )	Rad. neta media resultante [ $W m^{-2}d$ ]
ENERO	14,1	4683	-649	4035
FEBRERO	13,2	3914	-739	3176
MARZO	11,6	2712	-819	1894
ABRIL	10,0	1784	-1116	668
MAYO	7,8	722	-1294	-572
JUNIO	6,6	492	-1522	-1030
JULIO	6,9	561	-1475	-914
AGOSTO	8,8	1091	-1067	24
SEPTIEMBRE	10,3	1772	-1101	671
OCTUBRE	12,1	3157	-864	2293
NOVIEMBRE	13,0	4119	-893	3226
DICIEMBRE	13,8	4671	-709	3962
MEDIA ANUAL	10,7	2473	-1021	1453

Tabla 5.1: Distribución de la radiación neta mensual (2008 – 2009).

horas de ingreso de energía al sistema, la cantidad de energía entrante (recibida) y saliente (emitida) por día.

Los resultados muestran la simetría anual, en donde la estación invernal tiene un  $R_N$  mensual negativo. La diferencia considerable entre los meses estivales e invernales se ve reflejada claramente en los flujos del balance energético. El valor medio anual de radiación neta recibida fue  $2473 W m^{-2} d$ , con un máximo de  $4683 W m^{-2} d$  en verano y un mínimo de  $492 W m^{-2} d$  en invierno. La radiación neta recibida es en general un 53 % de la radiación solar diaria, con un máximo de 65 % en verano y 35 % en invierno (Tabla 5.1).

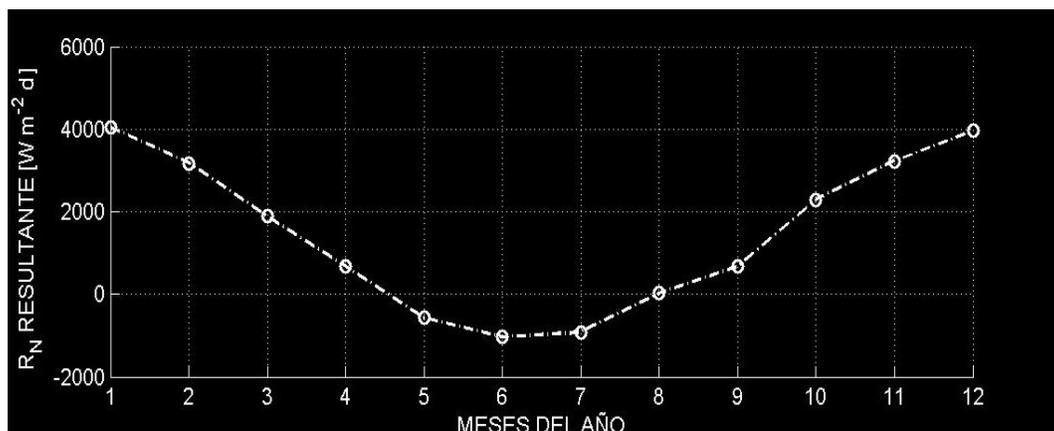


Figura 5.3: Distribución media mensual de la radiación neta en la marisma de Villa del Mar (2008 - 2009). (a) Enero – Junio. (b) Julio – Diciembre.

La trayectoria anual de la radiación neta resultante muestra un comportamiento típico de un clima templado, con una diferencia estacional clara (Fig. 5.3). La radiación neta es positiva durante los meses estivales ( $4035 \text{ W m}^{-2} \text{ d}$ , enero; Tabla 5.1) y negativa en los invernales ( $-1030 \text{ W m}^{-2} \text{ d}$ , junio; Tabla 5.1). La radiación neta resultante es negativa en mayo, junio y julio ( $-572$ ,  $-1030$  y  $-914 \text{ W m}^{-2} \text{ d}$ , respectivamente), porque la radiación saliente de onda larga supera a la insolación. Los meses restantes tienen un balance positivo de energía.

La variación media diaria mensual para la marisma de Villa del Mar durante el período 2008-2009 se presenta en la figura 5.4. Las curvas de radiación neta presentan ciclos diarios típicos, con una ganancia de radiación durante el día y una pérdida durante la noche. Durante este período la radiación neta fue del orden de los  $-81$  y  $-95 \text{ W m}^{-2}$  para verano e invierno, respectivamente.

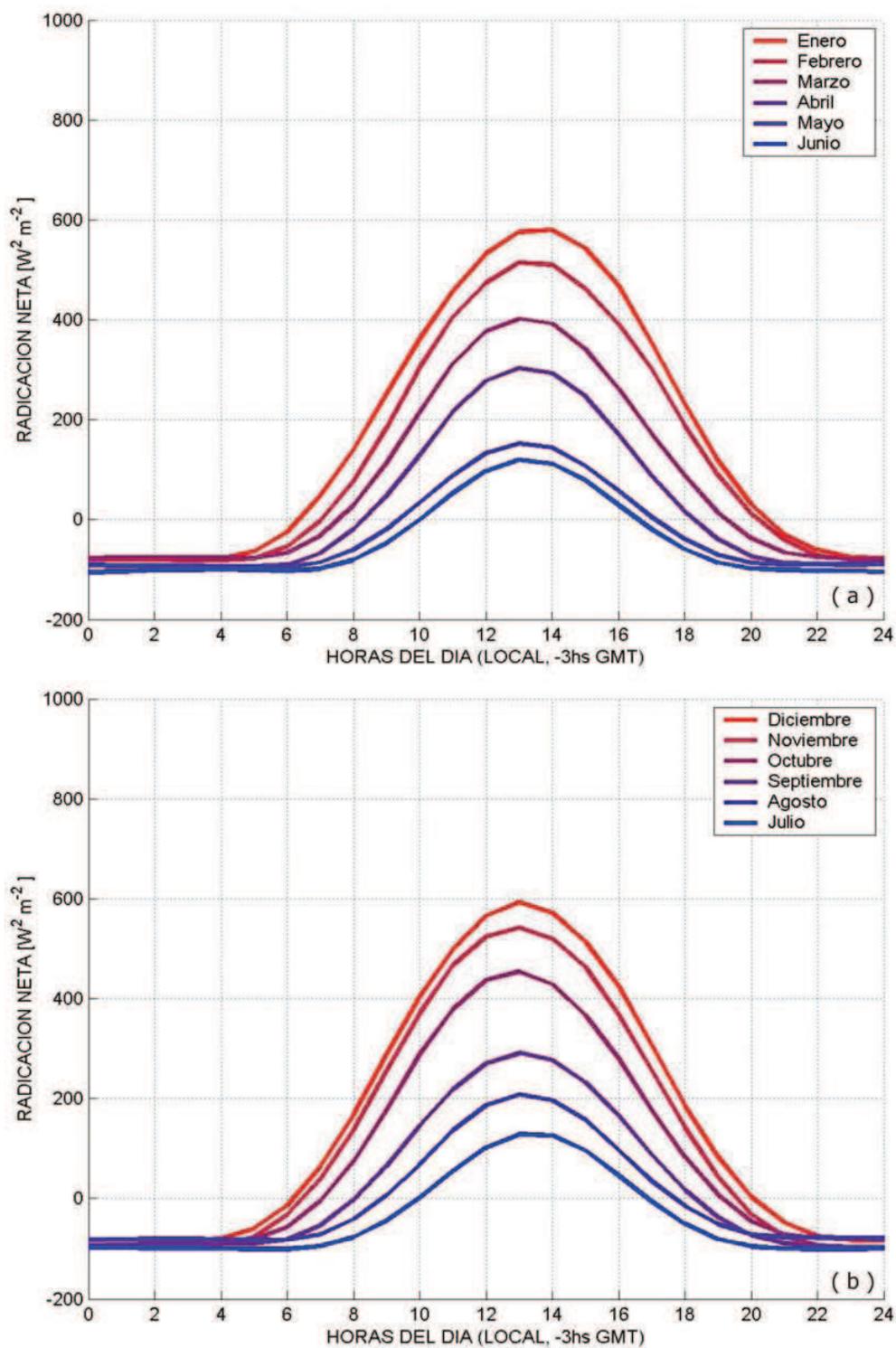


Figura 5.4: Distribución media diaria de la radiación neta medida para los diferentes meses, en la marisma de Villa del Mar (2008 - 2009). (a) Enero – Junio. (b) Julio – Diciembre.

La distribución media diaria mensual de la radiación neta se presenta en la figura 5.4. Las curvas presentan máximos de  $560 \text{ W m}^{-2}$  y  $152 \text{ W m}^{-2}$  para verano e invierno respectivamente. El déficit para el ciclo anual es  $-88 \text{ W m}^{-2}$  entre las 22 y 4 hs, con una variación estacional no mayor de 9 %. Esto muestra que la variación anual de la temperatura del aire es acompañada en la misma proporción por la del agua/sedimento manteniendo así la magnitud estacional del balance neto.

La distribución espectral de la radiación neta para el ciclo anual, estival e invernal se presenta en la figura 5.5. La distribución muestra que el ciclo diario es más importante, seguido del anual y en menor medida el armónico asociado a la fundamental de 24 hs (Fig. 5.5). En el período invernal se aprecia un ciclo bien definido de 6 hs, el que podría ser explicado por la presencia de la marea.

La cobertura de la marisma por el agua (pleamar) influye sobre la radiación neta. Esto se aprecia en la comparación de los valores del ciclo diario medio en exposición y cobertura (Fig. 5.6). La variación anual fue de 20 % entre los diferentes estados en la marisma. Para el periodo estival la variación resulto de  $502$  y  $601 \text{ W m}^{-2}$  cuando la marea cubre la marisma y sin ella, respectivamente (Fig. 5.6a). En cambio, en invierno los valores resultaron de  $168$  y  $139 \text{ W m}^{-2}$  en cobertura y sin ella (Fig. 5.6b). Los resultados muestran que el sedimento absorbe mayor energía en verano que el agua, siendo opuesta esta situación en invierno. Por lo cual el coeficiente de reflexión del sedimento ( $\alpha$ ) es menor en verano que en invierno (ley de Snell). En el periodo nocturno la marisma siempre emitió más energía cuando estaba cubierta que sin ella, lo que implica que la temperatura del agua es más caliente durante la noche que la temperatura superficial del sedimento a lo largo del año, producto de la superior inercia térmica del agua a diferencia del sedimento, por lo que logra mantener una temperatura mayor (Fig. 5.6).

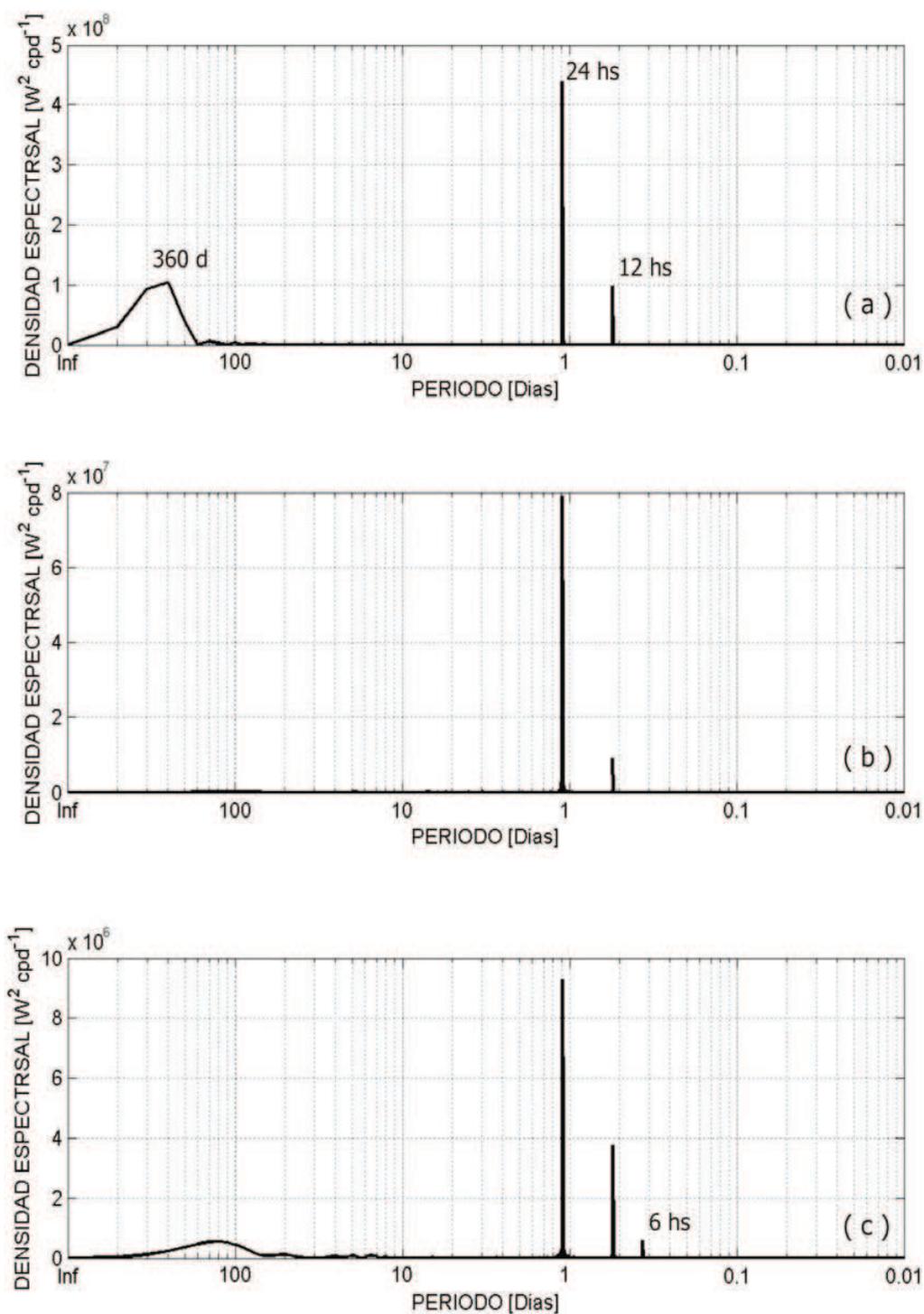


Figura 5.5: Distribución espectral de la radiación neta, en la marisma de Villa del Mar (2008 - 2009). (a) Anual. (b) Verano. (c) Invierno.

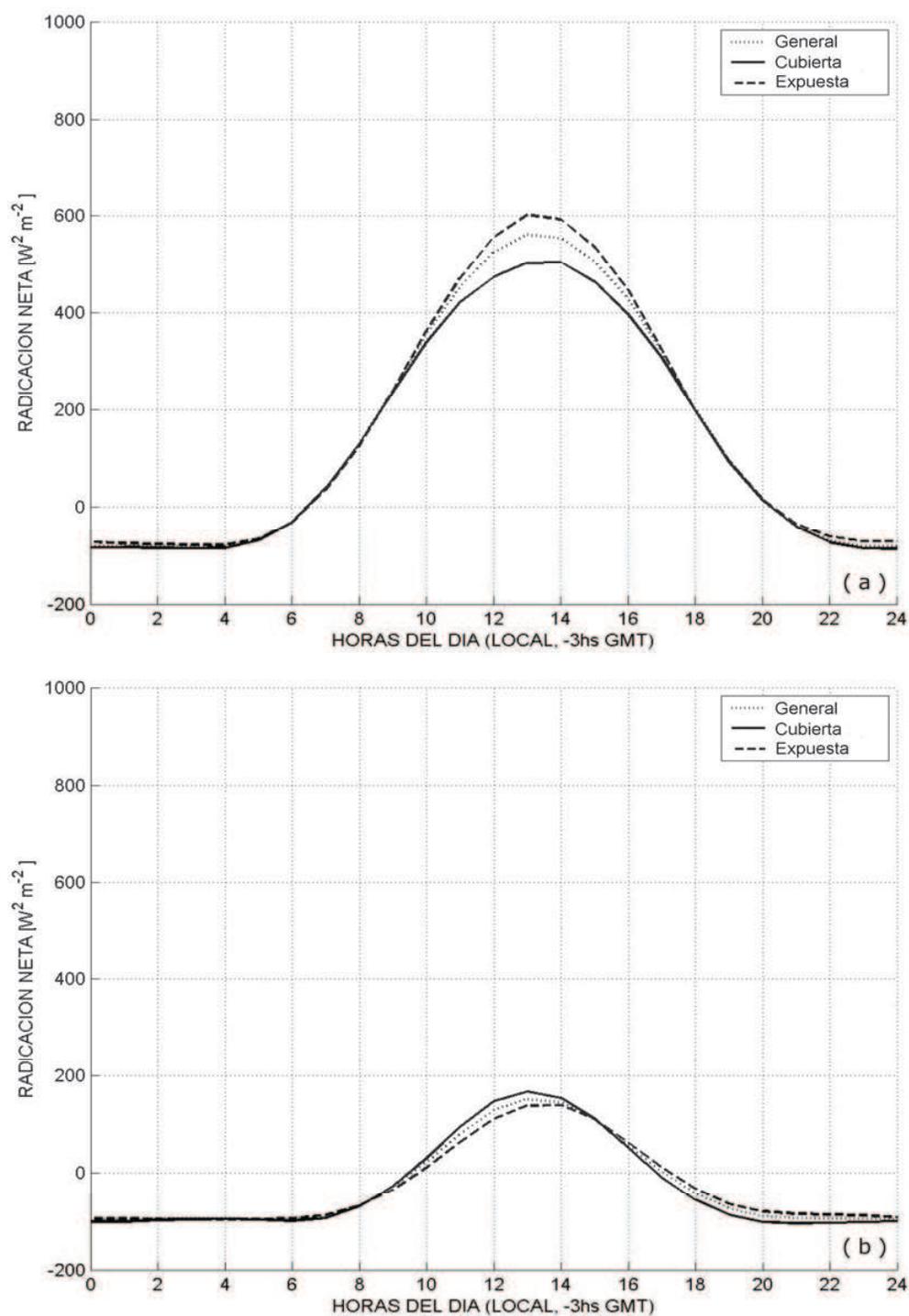


Figura 5.6: Distribución media diaria de la radiación neta medida, con la marisma cubierta y descubierta (2008 - 2009). (a) Verano. (b) Invierno.

### 5.4.2 – RADIACION NETA ESTIMADA

La radiación neta se la considera compuesta por la suma algebraica de los intercambios radiativos netos de onda corta y de onda larga (Ec. 5.2). La radiación de onda larga es más difícil y costosa de medir que la de onda corta (Esbensen y Kushnir, 1981; Sridhar *et al.*, 2002). La onda larga esta compuesta por la radiación atmosférica ( $L\downarrow$ , *downwelling*) y la terrestre ( $L\uparrow$ , *upwelling*) siendo la primera la más difícil de estimar, lo que resulta en el principal error de la estimación de la  $R_N$ . Generalmente se la estima por medio de parámetros meteorológicos que son más simples de medir, como la temperatura del aire y la presión de vapor (Morill *et al.*, 1999; Sridhar *et al.*, 2002).

Varias formulaciones existen para estimar la radiación de onda larga atmosférica, dependiendo de los parámetros medidos. No existe una formulación única o universal que sea más apropiada que el resto. La precisión de la estimación depende en gran medida del sitio de aplicación. El objetivo de esta sección es hallar una técnica simple y confiable para estimar la radiación neta basada en parámetros meteorológicos estándar.

#### 5.4.2.1 – ALBEDO DE REFLEXION

En este trabajo se propone un coeficiente de reflexión o albedo ( $\alpha$ ) para la marisma descubierta, ya que en cobertura se aplica 4.12. El valor de  $R_N$  queda expresado por

$$R_N = K\downarrow(1 - \alpha) + L\downarrow - L\uparrow \quad [Wm^{-2}] \quad (5.3)$$

$$\alpha = \frac{K\uparrow}{K\downarrow} \quad (5.4)$$

Para determinar  $\alpha$  en la superficie de la marisma se correlacionó la radiación incidente de onda corta ( $K\downarrow$ ) con la reflejada por la superficie descubierta ( $K\uparrow$ ) (Fig. 5.1 *b*, *c* y *e*). Para evitar perturbaciones en la correlación sólo se consideraron valores dentro del rango lineal de los sensores como se explicó anteriormente (Cap. 4.3.8). La figura 5.7 muestra la correlación anual y estacional de  $K\downarrow$  vs  $K\uparrow$ .

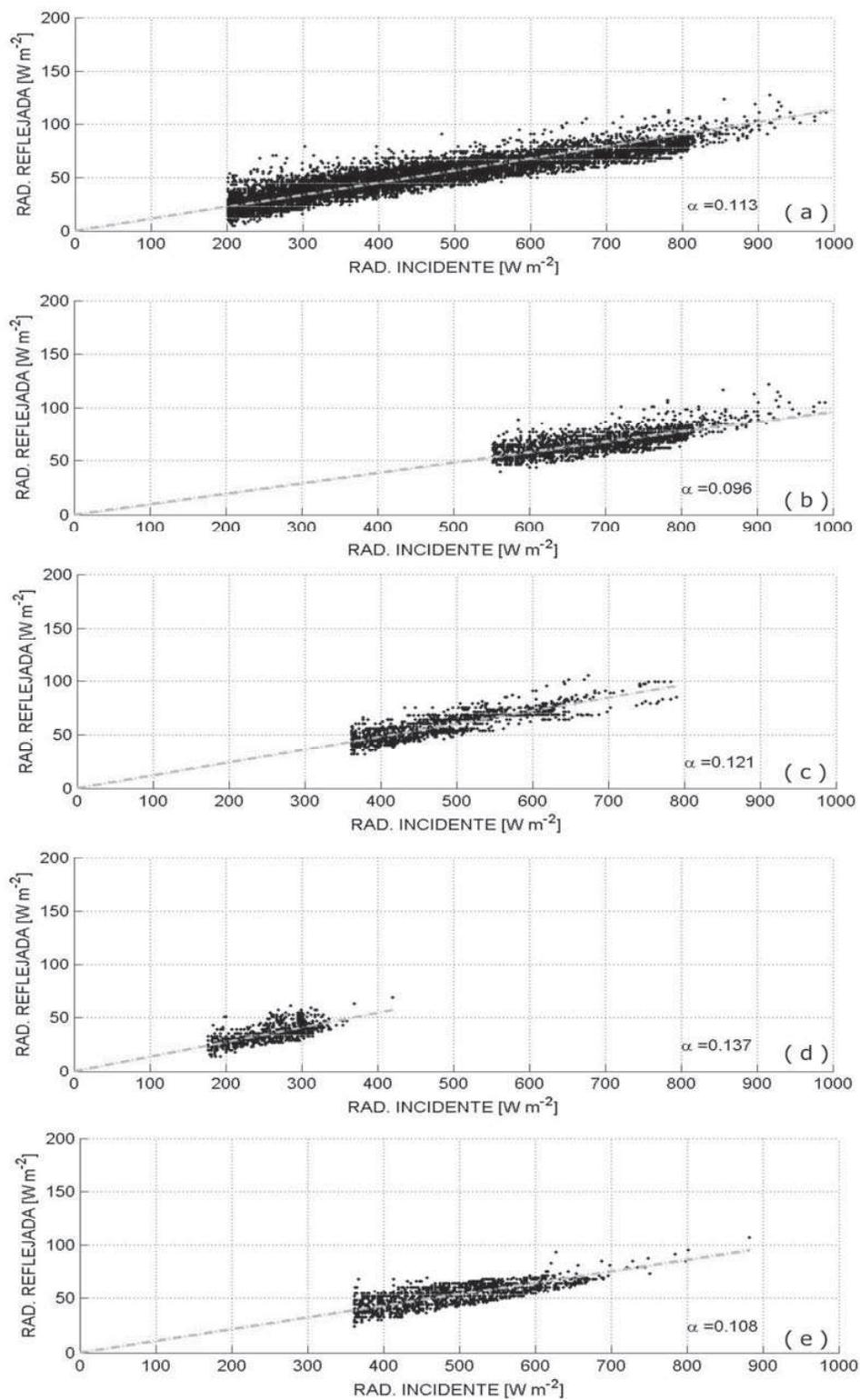


Figura 5.7: Correlación entre la radiación incidente y la reflejada de onda corta, sobre la marisma descubierta. (a) Anual. (b) Verano. (c) Otoño. (d) Invierno. (e) Primavera.

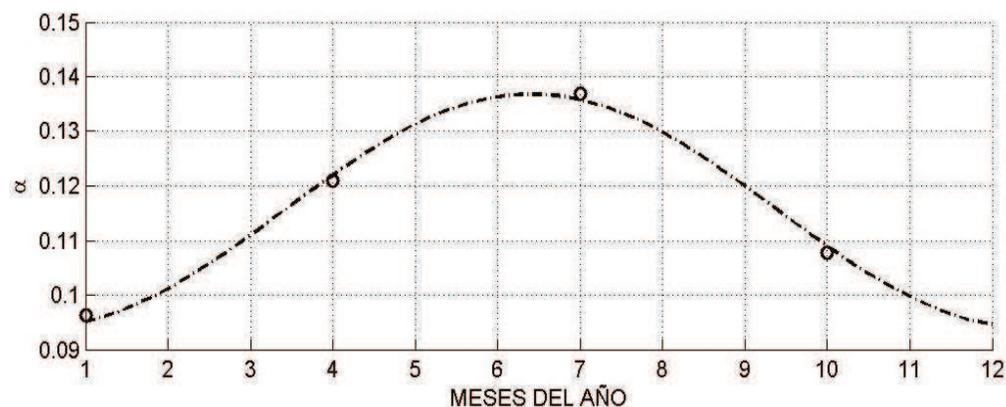


Figura 5.8: Variación anual del coeficiente de reflexión o albedo ( $\alpha$ ) de la marisma expuesta a la atmósfera (Ec. 5.5). Los puntos corresponden a los valores de verano, otoño, invierno y primavera.

El valor de  $\alpha$  anual resultó 0,113 y 0,096, 0,121, 0,137 y 0,108 para el verano, otoño, invierno y primavera, respectivamente. Los mayores valores se presentan en los meses fríos en donde la inclinación solar es mínima. Cuando mayor es el ángulo respecto a la perpendicular de la superficie menor penetración tendrá en ésta, por lo tanto mayor reflexión y viceversa (ley de Fretsnell).

Dado que para el calculo de  $R_N$  es necesario contar con un valor de  $\alpha$  y este coeficiente varía a lo largo del año, se propone una formulación para estimar dicho valor para cada estadio del año. Partiendo de los valores estacionales se realiza una correlación por medio de una función sinusoidal de periodo anual (Fig. 5.8). El coeficiente de reflexión anual queda definido como,

$$\alpha = -0.0213 \operatorname{sen}\left(m\frac{\pi}{6} + 1.3590\right) + 0.1155 \quad (5.5)$$

en donde  $m$  es el número de mes ( $1 \leq m \leq 12$ ; 1 = enero). Los coeficientes en la formulación son válidos para las marismas y planicies del estuario de Bahía Blanca, pero la formulación y metodología empleada para obtenerlos son aplicables a otros sitios.

### 5.4.2.2 – RADIACIÓN DE ONDA LARGA TERRESTRE

La Tierra emite una radiación de acuerdo a su temperatura superficial (*Ley de Planck*). La estimación de la radiación se centra en considerar a la Tierra como un cuerpo negro que emite en una longitud de onda definida por la *Ley de Wien*. La temperatura media de la Tierra es  $\approx 15$  °C, teniendo la máxima radiación en los  $\approx 1000$  nm, por lo que su radiación puede considerarse como infrarroja. La radiación de onda larga emitida por la superficie ( $L\uparrow$ ) se estimó mediante la ecuación (Evet, 2002):

$$L\uparrow = e_s \sigma T_s^4 \quad [Wm^{-2}] \quad (5.6)$$

donde  $e_s$  es la emisividad de la superficie y  $T_s$  es la temperatura de la superficie [K] (temperatura del agua o del sedimento, según el estado de marea). Como emisividad de la superficie se utilizó la constante 0,97 tanto para el sedimento (van Wijk y Scholte Ubing, 1963; Beigt *et al.*, 2008) como para el agua (Kantha y Clayson, 2000; Beigt *et al.*, 2008).

### 5.4.2.3 – RADIACIÓN DE ONDA LARGA ATMOSFERICA

La radiación de onda larga atmosférica ( $L\downarrow$ ) depende de la emisividad y la temperatura de la atmósfera. Debido a las dificultades asociadas a la determinación de éstas, la parametrización de  $L\downarrow$  se basa en mediciones de la temperatura del aire y presión de vapor cercanas a la superficie (2 m). Brutsaert (1975) derivó analíticamente una formulación para computar  $L\downarrow$  a nivel del suelo ( $\approx 1,5 - 2$  m) para cielos despejados y condiciones atmosféricas estándar:

$$L\downarrow = 1,24 \left( \frac{e_d}{T} \right)^{\frac{1}{7}} \sigma T^4 \quad [Wm^{-2}] \quad (5.7)$$

donde  $T$  es la temperatura del aire (K),  $e_d$  es la presión de vapor (mbar) y  $\sigma$  es la constante de Stefan – Boltzmann [ $W m^{-2} K^{-4}$ ], siendo 1,24 el coeficiente de Brutsaert ( $\lambda_B$ ). Posteriormente varios autores expresaron que la ecuación 5.7 subestimaba los valores dependiendo del lugar de aplicación, por lo que se presentaron en la bibliografía múltiples valores del coeficiente de Brutsaert.

Para obtener el coeficiente de calibración para el estuario de Bahía Blanca ( $\lambda_B$ ) se consideró por separado el período nocturno ( $\lambda_B$ ) y diurno ( $\lambda_{Bd}$ ). Se considera estado *diurno* cuando  $K\downarrow$  es mayor a cero, en todo otro caso es *nocturno*. Para el período nocturno se tiene únicamente la radiación de onda larga, con lo cual la formulación resulta

$$RN_{medida} = \lambda_B \left( \frac{e_d}{T} \right)^{\frac{1}{7}} \sigma T^4 - e_s \sigma T_s^4 \quad [Wm^{-2}] \quad (5.8)$$

separando la radiación de onda larga atmosférica se obtiene

$$RN_{medida} - e_s \sigma T_s^4 = \lambda_B \left( \frac{e_d}{T} \right)^{\frac{1}{7}} \sigma T^4 \quad [Wm^{-2}] \quad (5.9)$$

en donde

$$\Omega = RN_{medida} - e_s \sigma T_s^4 \quad [Wm^{-2}] \quad (5.10)$$

$$\Theta = \lambda_B \left( \frac{e_d}{T} \right)^{\frac{1}{7}} \sigma T^4 \quad [Wm^{-2}] \quad (5.11)$$

Para el periodo nocturno se correlacionó las ecuaciones 5.10 y 5.11 para determinar  $\lambda_B$  para el estuario de Bahía Blanca.

La figura 5.9 presenta la correlación entre las ecuaciones 5.10 y 5.11 para el período nocturno de las diferentes estaciones del año. La radiación nocturna de onda larga atmosférica osciló entre 200 y 400  $Wm^{-2}$  para el año en cuestión (Fig. 5.9a), siendo máxima en verano (250 a 400  $Wm^{-2}$ ) y mínima en invierno (200 a 300  $Wm^{-2}$ ), con un valor medio de 280  $Wm^{-2}$ . El  $\lambda_B$  anual resultó de 1,184 siendo máximo en los meses secos (1,193) y mínimo en los húmedos (1,172), con una variación anual inferior al 2 %. En las estaciones intermedias, el coeficiente fue de 1,187 y 1,184 para otoño y primavera, respectivamente.

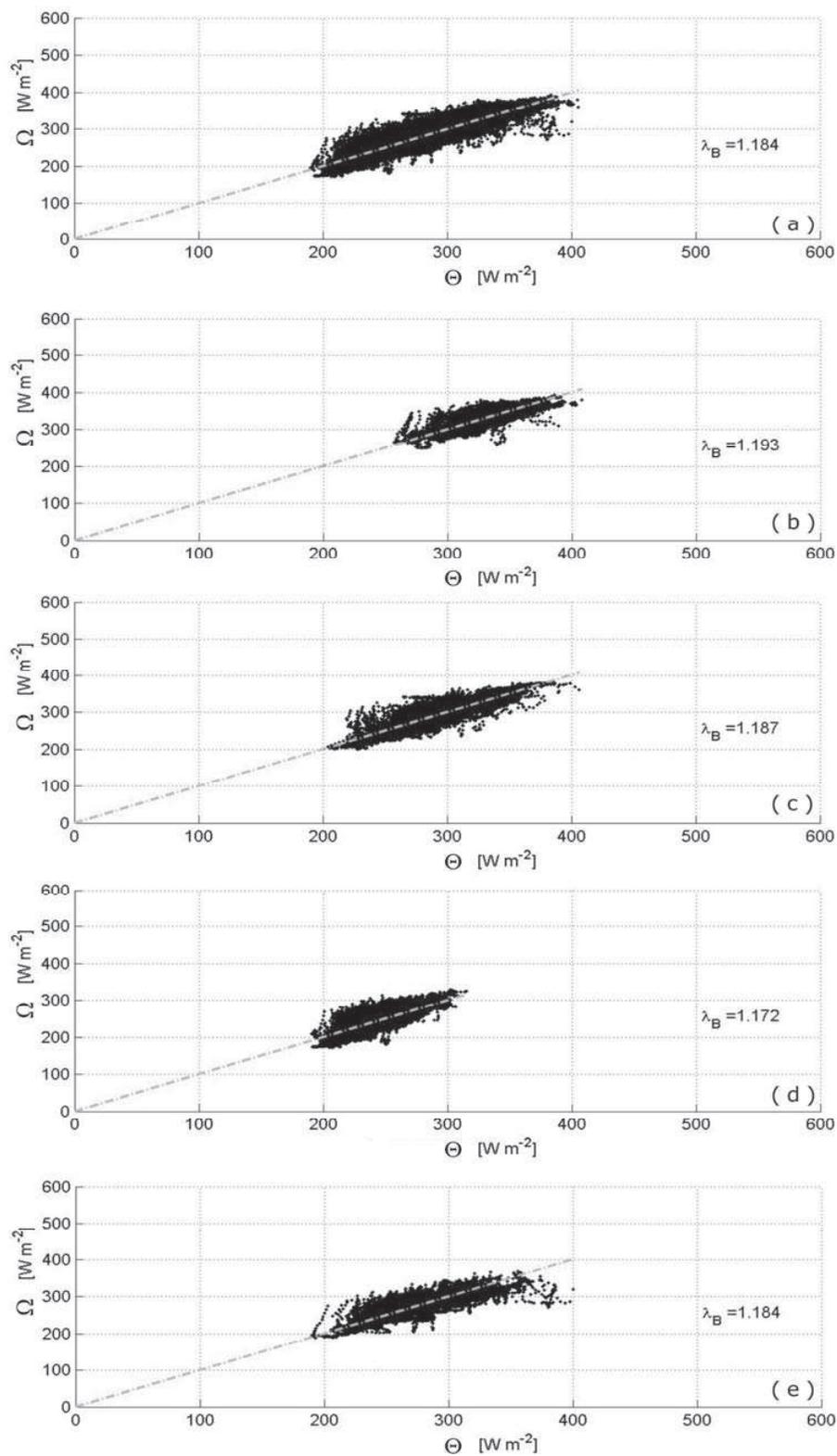


Figura 5.9: Correlación entre  $L\downarrow$  estimada y la  $L\downarrow$  medida, sobre la marisma, para obtener de  $\lambda_B$  (nocturno). (a) Anual. (b) Verano. (c) Otoño. (d) Invierno. (e) Primavera.

	VERANO	OTOÑO	INVIERNO	PRIMAVERA	ANUAL
$\lambda_B$	1.193	1.187	1.172	1.184	1.184
BIAS [ $\text{Wm}^{-2}$ ]	-0.269	-0.096	0.295	-0.779	0.021
MSD [ $\text{Wm}^{-2}$ ]	16.443	18.338	19.176	20.040	18.802
MAE [ $\text{Wm}^{-2}$ ]	12.756	14.114	15.904	15.367	14.855
MRE [%]	3.922	4.948	6.638	5.557	5.522
$r^2$	0.628	0.766	0.621	0.654	0.821
$\Omega$ [ $\text{Wm}^{-2}$ ]	330	292	243	275	279

Tabla 5.2: Validación de la estimación de la radiación de onda larga atmosférica *nocturna* (2008 – 2009).

Se realizó la validación de los coeficientes presentados por medio de varios análisis estadísticos estándar (Tabla 5.2). La ecuación 5.8 con sus respectivos coeficientes estacionales tuvo un error anual inferior al 5,6 %, con un error mínimo en verano del 4 % y máximo en invierno del 6,6 %. La desviación media cuadrática (MSD) anual fue inferior a  $19 \text{ Wm}^{-2}$ , al igual que el error medio absoluto (MAE).

Para el período diurno se utilizaron los datos de radiación solar de onda corta medidos. La porción reflejada de onda corta se la estima por medio de la ecuación 5.5. Se aplicó un algoritmo iterativo para hallar los valores de  $\lambda_{Bdb}$  que minimiza el MAE de la estimación de la radiación neta media diaria estacional (Fig. 5.10). Se determinó un error en la estimación media diaria anual menor a  $5,5 \text{ Wm}^{-2}$  con un máximo de  $6,6 \text{ Wm}^{-2}$  y un mínimo de  $3,9 \text{ Wm}^{-2}$  para el verano e invierno, respectivamente. La radiación diurna de onda larga atmosférica media anual estimada fue de  $339 \text{ Wm}^{-2}$ , con un valor medio en verano de  $382 \text{ Wm}^{-2}$  ( $265$  a  $514 \text{ Wm}^{-2}$ ) y en invierno de  $280 \text{ Wm}^{-2}$  ( $191$  a  $369 \text{ Wm}^{-2}$ ). El coeficiente anual resultó de 1,31, para el verano de 1,29, el invierno 1,32 y para las estaciones intermedias 1,31. Los coeficientes hallados son similares que los propuestos por otros autores anteriormente. Culf y Gash (1993) proponen 1,31 para las estaciones húmedas y disminuyendo para las secas. Posteriormente Sridhar y Elliott (2002) en otro sitio de aplicación obtienen la misma magnitud.

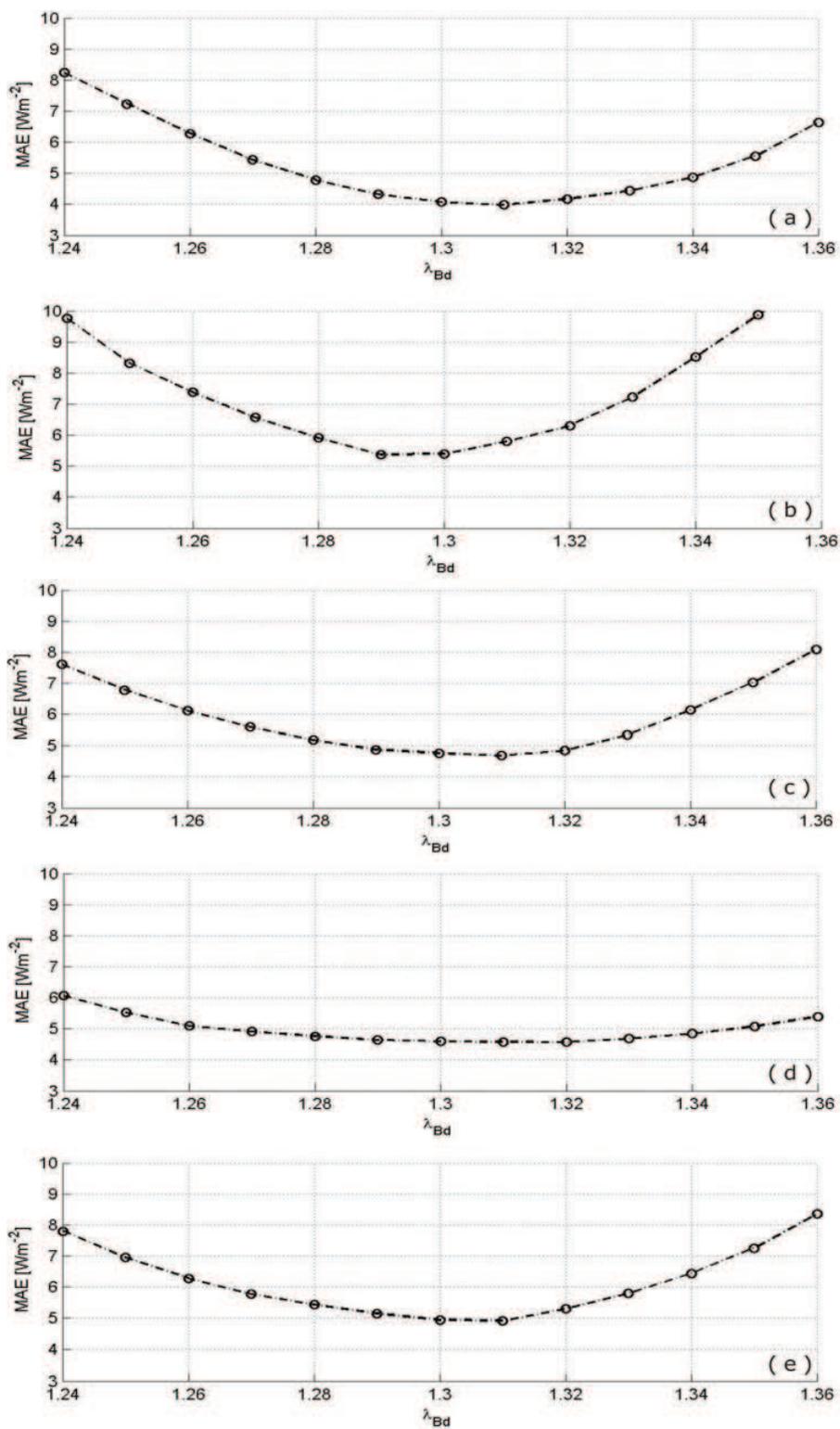


Figura 5.10: Distribución del error medio absoluto (MAE) de la estimación de la RN media diaria en función de  $\lambda_{Bd}$  (diurno). (a) Anual. (b) Verano. (c) Otoño. (d) Invierno. (e) Primavera.

#### 5.4.2.4 – RESULTADOS

Utilizando los datos meteorológicos medidos en la marisma y las formulaciones presentadas en las secciones anteriores se estimó la radiación neta para el ciclo anual, comparándola con su medición directa. Para la estimación se consideró que

$$RN_{estimada} = K_{medida} \downarrow (1 - \alpha) + L_{estimado} \downarrow - L_{estimado} \uparrow \quad [Wm^{-2}] \quad (5.12)$$

donde se utiliza  $\alpha$  igual a 0,109 con la marisma cubierta producto del valor medio de SS determinado anteriormente. En todo otro caso  $\alpha$  es definido por la ecuación 5.5. Para la componente de onda larga atmosférica estimada ( $L_{estimado} \downarrow$ ) se considera  $\lambda_B$  como 1,184, para el período anual, otoño y primavera y 1,193, 1,172 para el verano e invierno, respectivamente. Para el período diurno ( $K \downarrow > 0$ ),  $\lambda_{Bd}$  queda definido como 1,31, para el período anual, otoño y primavera y 1,29 y 1,32 para el verano e invierno, respectivamente.

En la figura 5.10 se presenta los ciclos medios diarios de la radiación neta medida y la estimada para las diferentes estaciones. La estimación propuesta aparece como precisa bajo diferentes condiciones atmosféricas (día y noche; cielo nublado, cielo despejado, etc.). Se contrastó el error de la estimación para los diferentes meses y estaciones, por medio de varios análisis estadísticos estándar (Tabla 5.3). La radiación neta media diaria anual estimada presentó un MAE inferior a  $4 Wm^{-2}$  siendo en verano de  $5,4 Wm^{-2}$  y en invierno de  $4,6 Wm^{-2}$ . La correlación anual fue de 0,999, de 0,994 para los meses invernales y 0,998 para los estivales.

Los ciclos medios diarios de las componentes de RN estimadas, se presentan en la figura 5.12. La  $K \downarrow$  y  $K \uparrow$  tienen sus máximos en verano ( $681$  y  $68 Wm^{-2}$ ) y mínimos en invierno ( $681$  y  $68 Wm^{-2}$ ). La  $L \downarrow$  y  $L \uparrow$  tienen valor máximo en verano y mínimo en invierno. En  $L \downarrow$  se aprecia la influencia del ciclo diario de temperatura a diferencia de la  $L \uparrow$  que tiene un comportamiento más constante. La tabla 5.4 presenta un análisis estadístico de dichas componentes para el ciclo anual y estacional.

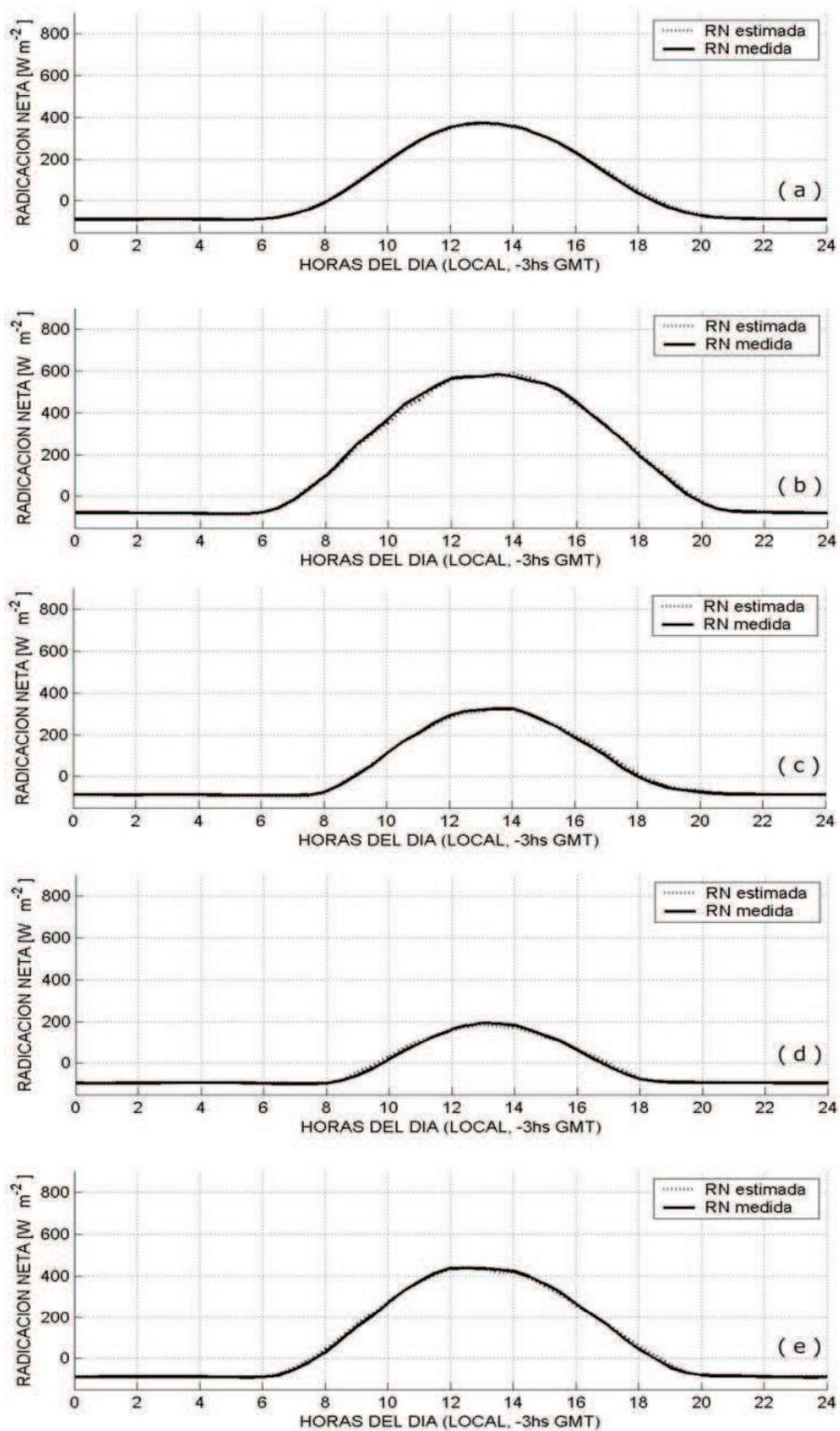


Figura 5.11: Ciclos medios diarios de la radiación neta medida y la estimada. (a) Anual. (b) Verano. (c) Otoño. (d) Invierno. (e) Primavera.

MESES / ESTACIONES	$\lambda_B$	$\lambda_{Bd}$	BIAS [Wm <sup>-2</sup> ]	MSD [Wm <sup>-2</sup> ]	MAE [Wm <sup>-2</sup> ]	MRE [%]	r <sup>2</sup>
ENERO	1.193	1.29	1.9	11.8	8.7	7.7	0.998
FEBRERO	1.193	1.29	-4.2	12.9	8.6	4.8	0.998
MARZO	1.184	1.31	-2.0	8.8	6.9	9.1	0.998
ABRIL	1.184	1.31	-1.2	6.0	5.0	6.9	0.999
MAYO	1.184	1.31	4.7	8.3	6.0	10.4	0.995
JUNIO	1.172	1.32	10.2	12.4	10.2	13.3	0.994
JULIO	1.172	1.32	9.2	11.8	9.2	16.9	0.994
AGOSTO	1.172	1.32	-13.9	18.4	14.2	13.8	0.995
SEPTIEMBRE	1.184	1.31	-3.0	7.6	6.5	6.9	0.998
OCTUBRE	1.184	1.31	1.7	12.2	8.4	10.7	0.998
NOVIEMBRE	1.184	1.31	7.7	11.0	9.4	7.8	0.999
DICIEMBRE	1.193	1.29	-1.8	12.8	8.8	6.0	0.998
VERANO	1.193	1.29	-1.2	7.7	5.4	4.8	0.999
OTOÑO	1.184	1.31	0.5	6.2	4.7	5.1	0.998
INVIERNO	1.172	1.32	1.7	6.9	4.6	9.8	0.996
PRIMAVERA	1.184	1.31	1.9	7.1	4.9	6.1	0.999
MEDIA ANUAL	1.184	1.31	1.4	4.8	3.4	4.4	0.999

Tabla 5.3: Validación de la estimación de la radiación neta media diaria mensual y estacional (2008 – 2009).

ESTACIONES DEL AÑO	K↓ [Wm <sup>-2</sup> ]		K↑ [Wm <sup>-2</sup> ]		L↓ [Wm <sup>-2</sup> ]			L↑ [Wm <sup>-2</sup> ]		
	Max	Med	Max	Med	Max	Med	Min	Max	Med	Min
VERANO	681	223	68	22	401	362	321	426	416	406
OTOÑO	412	106	51	13	356	318	286	392	386	380
INVIERNO	270	62	35	8	292	259	237	346	339	333
PRIMAVERA	530	158	55	16	345	307	272	385	372	360
MEDIA ANUAL	461	134	51	15	350	311	279	387	377	367

Tabla 5.4: Resultados de la estimación de las diferentes componentes de la radiación neta *media* diaria estacional (2008 – 2009). Nota: no se incorpora la columna de  $K\downarrow$  mínimo porque es cero.

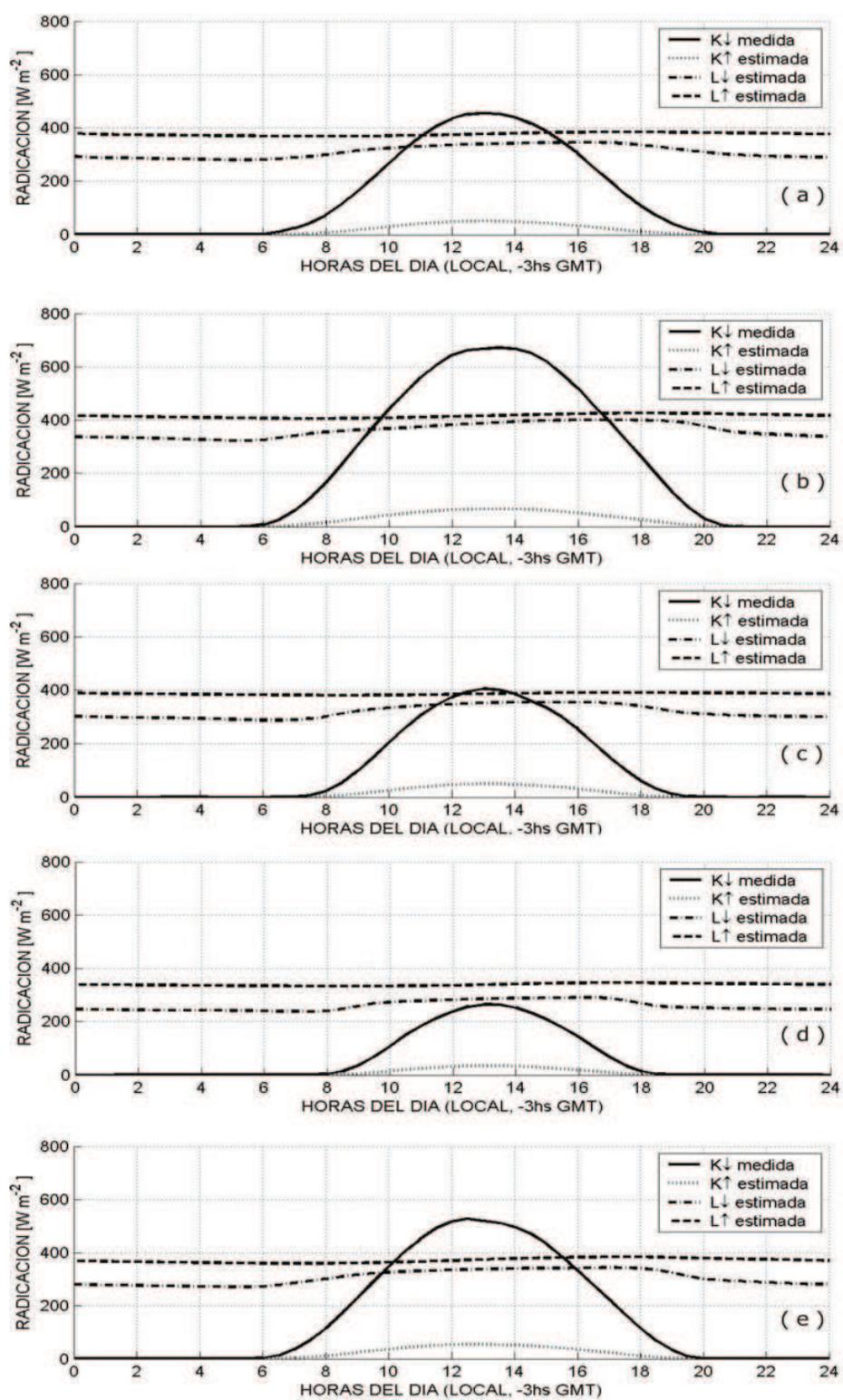


Figura 5.12: Vista de los ciclos medios diarios de las componentes de RN estimadas. (a) Anual. (b) Verano. (c) Otoño. (d) Invierno. (e) Primavera.

## 5.5 – FLUJO DE CALOR EN EL SUELO

En el estuario de Bahía Blanca existen algunos trabajos previos referidos al flujo de calor en el suelo (Sequeira y Piccolo, 1985; Piccolo y Dávila, 1991; Beigt, 2008). Sequeira y Piccolo (1985) en un modelo de predicción de la temperatura del agua en la zona intermareal del estuario incluyeron el flujo conductivo con los sedimentos de fondo. Piccolo y Dávila (1991) por su parte, estudiaron las características térmicas del sedimento de una planicie de marea ubicada en el Puerto Ingeniero White durante el período agosto de 1983 a julio de 1984.

En ambos trabajos de acuerdo a las estimaciones realizadas se consideró un valor de difusividad térmica media del sedimento de  $0,45 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  y de conductividad térmica equivalente a  $1,58 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ . En la planicie de Puerto Cuatrerros la difusividad térmica media del sedimento se estimó en  $0,31 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  (Beigt, 2007), concordando con el valor hallado por Piccolo y Dávila (1991). En este ítem, se presentan los coeficientes hallados en la marisma de Villa del Mar y se los compara con estudios previos.

### 5.5.1 – METODOLOGIA

Se estudió el flujo de calor a través del sedimento. Para ello se consideraron los primeros 15 cm de profundidad, dado que es en esa capa superficial donde se producen los mayores gradientes térmicos (Cap. 4.3.4). La transmisión de calor en el suelo se produce mayoritariamente por conducción. Por esta razón se utilizó para su cálculo la ecuación de Fourier ampliamente utilizada para la transferencia de calor (Oke, 1978; Smith, 1982; Vugts y Zimmerman, 1982; Harrison y Phizacklea, 1984, Incropera y DeWitt, 1999; Evett, 2002; Beigt, 2008). Esta fórmula describe un flujo de calor unidimensional a través del sedimento y supone un medio homogéneo.

$$QG = -\lambda_{QG} \left( \frac{\Delta T}{\Delta z} \right) \quad [Wm^{-2}] \quad (5.13)$$

donde

$$\lambda_{QG} = K_s C \quad [Wm^{-1}K^{-1}] \quad (5.14)$$

donde T es la temperatura del sedimento [K], z es la profundidad [m],  $\lambda_{QG}$  es la conductividad térmica [ $W m^{-1} K^{-1}$ ],  $K_s$  es la difusividad térmica [ $m^2 s^{-1}$ ] y C es la capacidad calorífica [ $J m^{-3} K^{-1}$ ]. La difusividad térmica se estimó utilizando un método numérico (Piccolo *et al.*, 1993). Para suelos homogéneos con difusividad térmica constante, se considera que ésta puede ser aproximada por una ecuación de diferencias finitas explícita como la siguiente

$$\frac{T_j^{n+1} - T_j^n}{K_s \Delta t} = \frac{T_{j+1}^n - 2T_j^n + T_{j-1}^n}{\Delta z^2} \quad (5.15)$$

donde  $\Delta t$  es el tiempo entre registros (5 minutos),  $j$  es el intervalo en profundidad y  $n$  el de tiempo (Horton *et al.*, 1983; Sikora *et al.*, 1990; Piccolo *et al.*, 1993). Utilizando los registros de temperaturas a -5, -15 y -30 cm y la ecuación 5.15 se estima difusividad térmica con la condición de estabilidad definida por

$$\frac{K_s \Delta t}{\Delta z^2} < 0,5 \quad (5.16)$$

Para la capacidad calorífica del sedimento se utilizaron los valores presentados por Oke (1978) para “arcilla saturada” ( $3,1 \cdot 10^{-6} J m^{-3} K^{-1}$ ), luego de efectuar los análisis de granulometría correspondientes a los perfiles de sedimentos procedentes de la marisma en estudio (Tabla 4.6).

### 5.5.2 – RESULTADOS

Se estimó difusividad térmica media a lo largo del ciclo anual (noviembre 2008 a noviembre 2009) utilizando el método iterativo previamente descrito con los registros de temperatura del sedimento a  $-5$ ,  $-15$  y  $-30$  cm. No se registraron cambios estacionales significativos en los valores mensuales de  $K_S$ . La difusividad térmica media anual del sedimento se estimó en  $0,693 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , con la marisma cubierta por más de 20 cm fue de  $0,699 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  y descubierta de  $0,687 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Este resultado es mayor que el valor hallado por Piccolo y Dávila (1991) en Ingeniero White ( $0,45 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) para el período agosto de 1983 a julio de 1984 y al obtenido por Beigt (2007) en Puerto Cuatrerros ( $0,31 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ).

Estas diferencias pueden ser originadas por el distinto tipo de sedimento y porque el tiempo de residencia del agua sobre la superficie, no son idénticos en todos los sitios de estudio (para este caso 52 y 48 %). Esto evidencia lo significativo de la acción de la marea en aumentar la conductividad térmica del sedimento y como consecuencia la velocidad de propagación, evidente en la reducción del retardo de fase entre las ondas de temperatura a  $-5$  y  $-15$  cm y el aumento de la difusividad térmica en relación a otros estudios en el estuario. La conductividad térmica del sedimento resultó de  $2,15 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ , con la marisma cubierta de  $2,17 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$  y descubierta  $2,13 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ . El valor medio es superior al tomado por Piccolo y Dávila (1991), por Sequeira y Piccolo (1985) ( $1,58 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ) y al estimado por Beigt (2007) ( $0,96 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ), producto de lo expresado con anterioridad. Ello demuestra que este coeficiente debe ser calculado específicamente para cada ambiente.

El flujo de calor en el suelo depende del gradiente térmico en el sedimento (Ec. 5.13; Fig. 5.14). El gradiente fue máximo en primavera. De esta manera las máximas magnitudes positivas de  $Q_G$  se observan en esa estación y no en verano ( $39,2$  y  $32,8 \text{ Wm}^{-2}$ ). En otoño resulta con un menor gradiente térmico, siendo su signo inverso en el 70 % del tiempo y con sus máximas magnitudes en el período nocturno (Fig. 5.13 *b - e*).

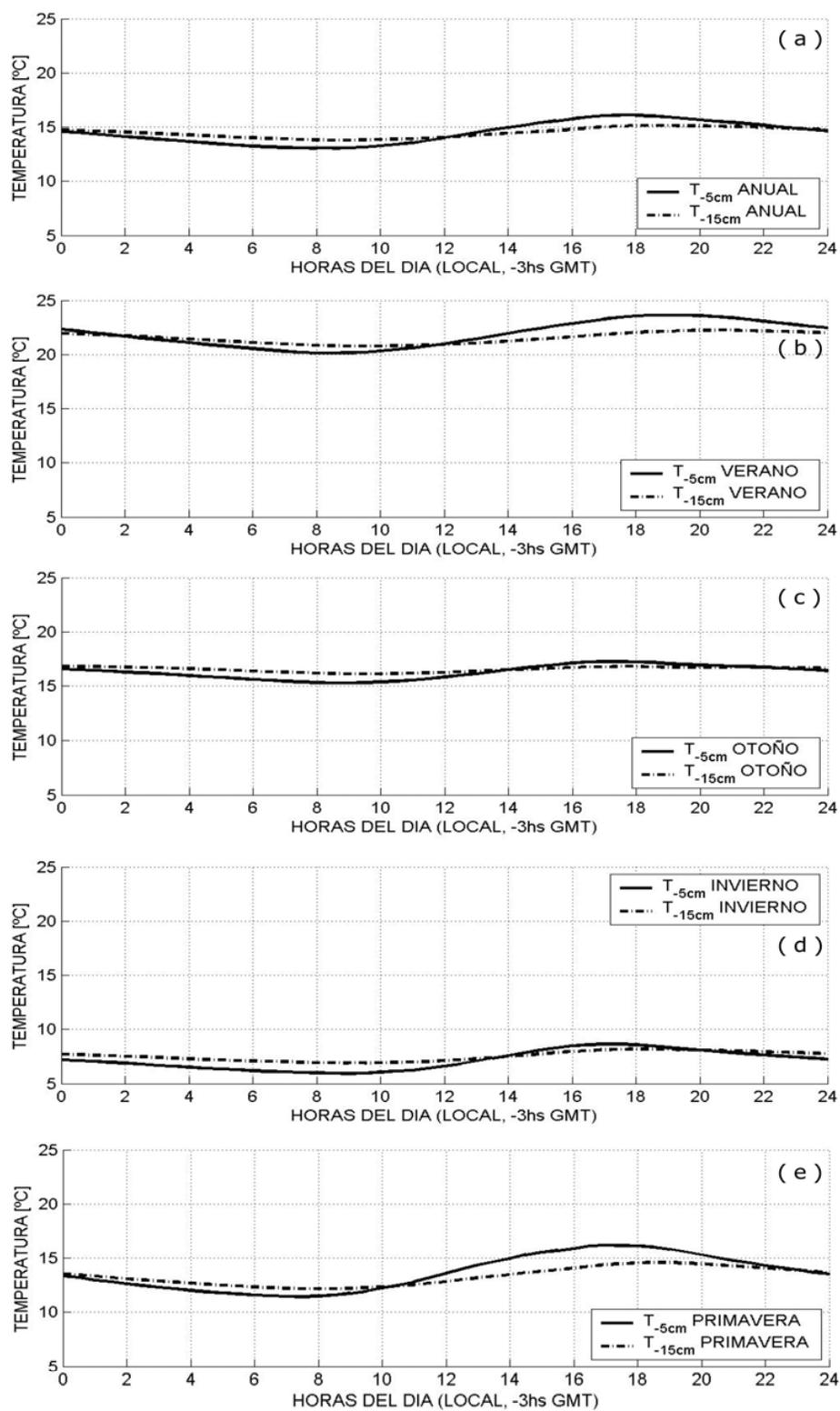


Figura 5.13: Temperatura media del sedimento. (a) Anual. (b) Verano. (c) Otoño. (d) Invierno. (e) Primavera.

ESTACIONES	QG GENERAL [Wm <sup>-2</sup> ]				QG MARISMA CUBIERTA DE AGUA [Wm <sup>-2</sup> ]				QG MARISMA DESCUBIERTA [Wm <sup>-2</sup> ]			
	Max	Med	Min	Δ	Max	Med	Min	Δ	Max	Med	Min	Δ
VERANO	32.8	7.4	-15.1	48.0	40.4	7.4	-15.2	55.6	26.7	7.3	-15.5	42.2
OTOÑO	10.2	-5.4	-18.9	29.1	15.1	-3.8	-19.2	34.4	6.6	-6.2	-19.4	26.0
INVIERNO	11.2	-8.1	-20.5	31.7	6.3	-8.3	-21.8	28.0	17.3	-7.0	-19.8	37.1
PRIMAVERA	39.2	6.8	-16.1	55.3	42.1	7.0	-13.9	56.1	37.5	7.0	-16.7	54.2
MEDIA ANUAL	21.9	-0.2	-17.3	39.2	22.6	0.0	-16.9	39.4	21.7	0.0	-17.6	39.3

Tabla 5.5: Flujo de calor medio diario estacional en el suelo, para la marisma de Villa del Mar en sus diferentes estadios (2008 – 2009).

El flujo de calor en el suelo muestra una trayectoria diaria con retraso de la radiación solar, con el máximo anual entre las 16 y 18 hs y el mínimo entre las 7 y 9 hs (Fig. 5.14). El flujo de calor en el suelo ( $Q_G$ ) fue positivo (de dirección descendente) durante el día, cuando el sedimento superficial calentado por la energía radiante solar o la acción de la marea, alcanza una mayor temperatura que las capas más profundas. Durante la noche el flujo fue negativo o ascendente. Así, el calor acumulado en profundidad durante el día es liberado durante las horas nocturnas, incrementando la temperatura de la capa superficial de sedimento. La amplitud anual media diaria fue de  $38 \text{ Wm}^{-2}$ , siendo mínima en otoño ( $29 \text{ Wm}^{-2}$ ) y máxima en primavera ( $55 \text{ Wm}^{-2}$ ) (Fig. 5.14; Tabla 5.5).

La primavera y el verano presentan un comportamiento similar, alcanzando las mayores magnitudes de  $Q_G$  con valores medios de  $6,8$  y  $7,4 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. El otoño y el invierno presentan trayectorias equivalentes con valores medios negativos de  $-5,4$  y  $-8,1 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. Como se mencionó, el sector en estudio tiene un período simétrico de cobertura y exposición (52 y 48 %, respectivamente), por lo que la acción de la marea es considerable en el flujo de calor del suelo (Fig. 5.14). La simetría es evidente en la curva resultante estacional, la cual es prácticamente el promedio de las curvas con y sin cobertura mareal (Fig. 5.14; Tabla 5.5). La influencia de la marea es más notoria en verano, invierno y primavera, siendo menor en otoño en donde la temperatura en el sedimento es más homogénea (Fig. 5.14; Tabla 5.5).

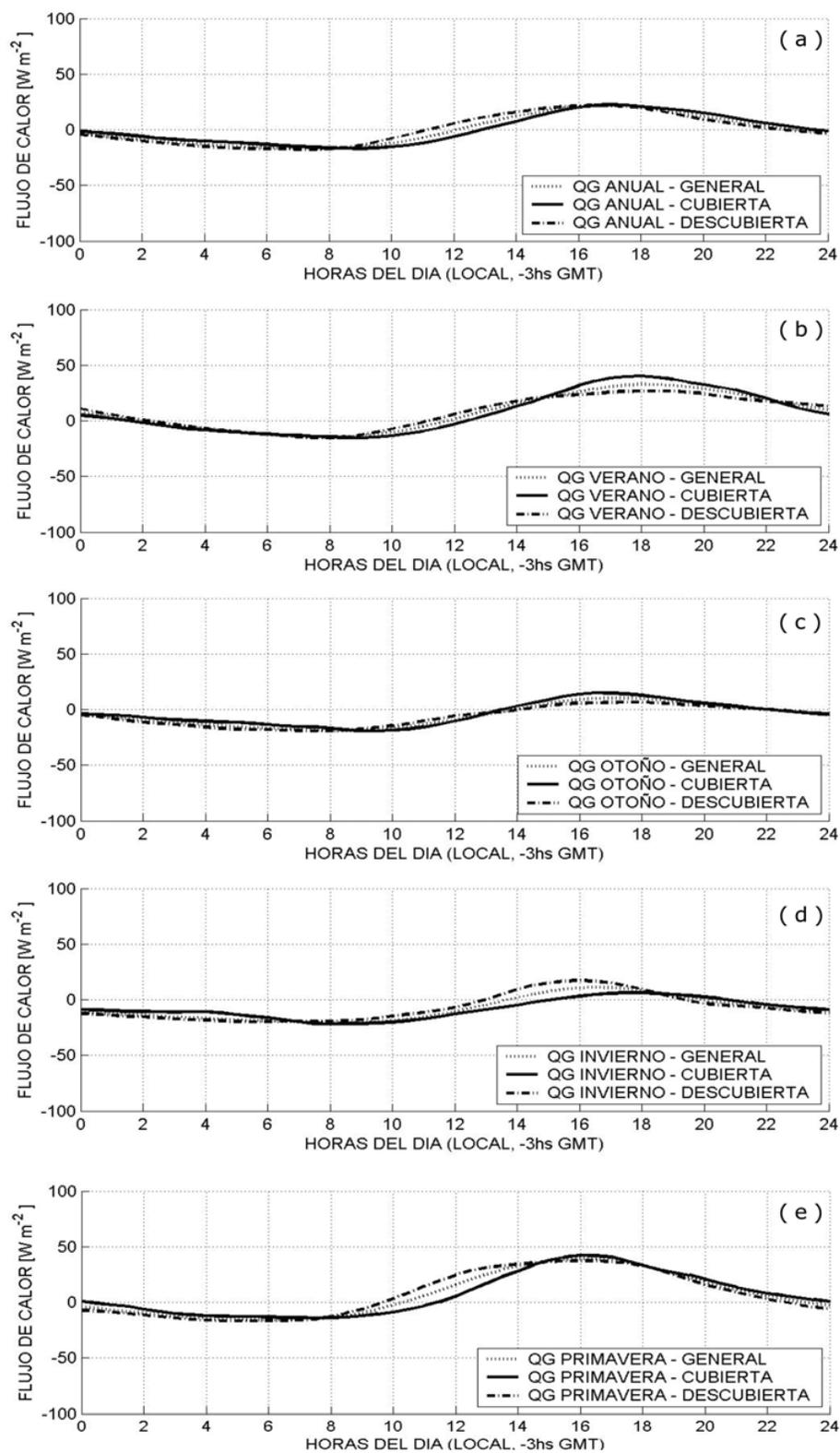


Figura 5.14: Flujo de calor medio horario en el suelo ( $Q_G$ ). (a) Anual. (b) Verano. (c) Otoño. (d) Invierno. (e) Primavera.

## 5.6 – FLUJO DE CALOR SENSIBLE

El flujo de calor sensible ( $Q_H$ ) es aquél que se transfiere entre la superficie terrestre y la atmósfera cuando ocurre un gradiente térmico entre ambas. El  $Q_H$  se estima por medio de fórmulas aerodinámicas de masa a partir de parámetros meteorológicos como la temperatura y el viento (McPhaden y Hayes, 1991; Evett et al., 1994; Aluwihare et al., 2000; Betts, 2000; Rutgersson et al., 2001; Yamazawa, 2001; Evett, 2002; Beigt, 2007).

La transferencia del flujo de calor sensible desde o hacia la superficie es por conducción y/o convección. Como el aire no es un buen conductor de calor, la mayor parte del calor de este se transfiere por convección, es decir por el movimiento del aire. Los movimientos se producen por vortices de diferentes escalas, dependiendo de la turbulencia de la atmósfera cerca de la superficie. La turbulencia es originada por la rugosidad aerodinámica de la superficie, la velocidad del viento y por el gradiente térmico entre la superficie y el aire (Evett, 2002).

### 5.6.1 – METODOLOGIA

El flujo de calor sensible ( $Q_H$ ) se estimó por medio de dos formulaciones según el estado de marea. Cuando la marisma se encuentra cubierta de agua, se utiliza la ecuación (Kantha y Clayson, 2000; Díaz y Mitrani, 2001; Zaker, 2003; Beigt, 2007):

$$Q_H = \rho C_H c_p (U_a - U_s) (T_{ag} - T_a) \quad [Wm^{-2}] \quad (5.17)$$

donde  $\rho$  es la densidad del aire [ $kg\ m^{-3}$ ],  $c_p$  es el calor específico del aire [ $J\ kg^{-1}\ ^\circ C^{-1}$ ],  $U_a$  es la velocidad del viento a la altura  $z$ ,  $U_s$  es la velocidad del viento al nivel de la superficie del agua [ $m\ s^{-1}$ ],  $C_H$  es el coeficiente de intercambio de calor,  $T_{ag}$  es la temperatura superficial del agua [ $^\circ C$ ] y  $T_a$  es la temperatura del aire [ $^\circ C$ ] Teniendo en cuenta el perfil característico de velocidad del viento cercano a la superficie terrestre, en adición de la vegetación característica de la marisma, se considera que  $U_s$  es mínimo (Kantha y Clayson, 2000; Díaz y Mitrani, 2001; Beigt, 2007). Para el  $C_H$  o “número de Stanton” se utilizó un valor de  $0,91 \cdot 10^{-3}$  (Friehe y Schmitt, 1976; Beigt, 2007).

Durante la exposición de la marisma a la atmósfera se utilizó la ecuación (Evet et al., 1994, Evett, 2002):

$$Q_H = \frac{1}{r_{qh}} \rho c p (T_{ss} - T_a) \quad [Wm^{-2}] \quad (5.18)$$

en donde  $r_{qh}$  es la resistencia aerodinámica del flujo de calor sensible [ $m^{-1} s$ ],  $T_{ss}$  es la temperatura superficial del sedimento [K]. Dado que la marisma en estudio está vegetada, el coeficiente  $r_{qh}$  se estimó mediante la ecuación siguiente (Evet, 2002)

$$r_{qh} = \frac{1}{k^2 U_a} \left[ \ln \left( \frac{z-d}{z_o} \right) \right]^2 \quad [m^{-1} s] \quad (5.18)$$

donde  $k$  es la constante de von Karman (0,41),  $z$  es la altura de referencia [m],  $d$  desplazamiento del plano de referencia [m] producto de la altura de la vegetación ( $h$ ) y  $z_o$  es la longitud de rugosidad para flujo de calor sensible [m]. La determinación de los coeficientes  $d$  y  $z_o$  es difícil, por lo que Campbell (1977) sugiere para su determinación,

$$d = 0,64h \quad (5.19)$$

$$z_o = 0,026h \quad (5.20)$$

El valor de  $z_o$  y  $d$  para un suelo cubierto con vegetación de 12 cm de altura media equivalente, correspondiente a la marisma de Villa del Mar, resulta en 0,0768 y 0,00312 m para  $d$  y  $z_o$ , respectivamente.

### 5.6.2 – RESULTADOS

La magnitud y el signo del gradiente vertical de temperatura existente entre la atmósfera y la superficie determinan la magnitud y la dirección del flujo de calor sensible. En la figura 5.15 se muestran las temperaturas medias horarias de la atmósfera a 2 m de altura sobre la superficie (agua / sedimento) y la temperatura del sedimento superficial. El gradiente resulto positivo (ascendente) de 22 a 8 hs y negativo

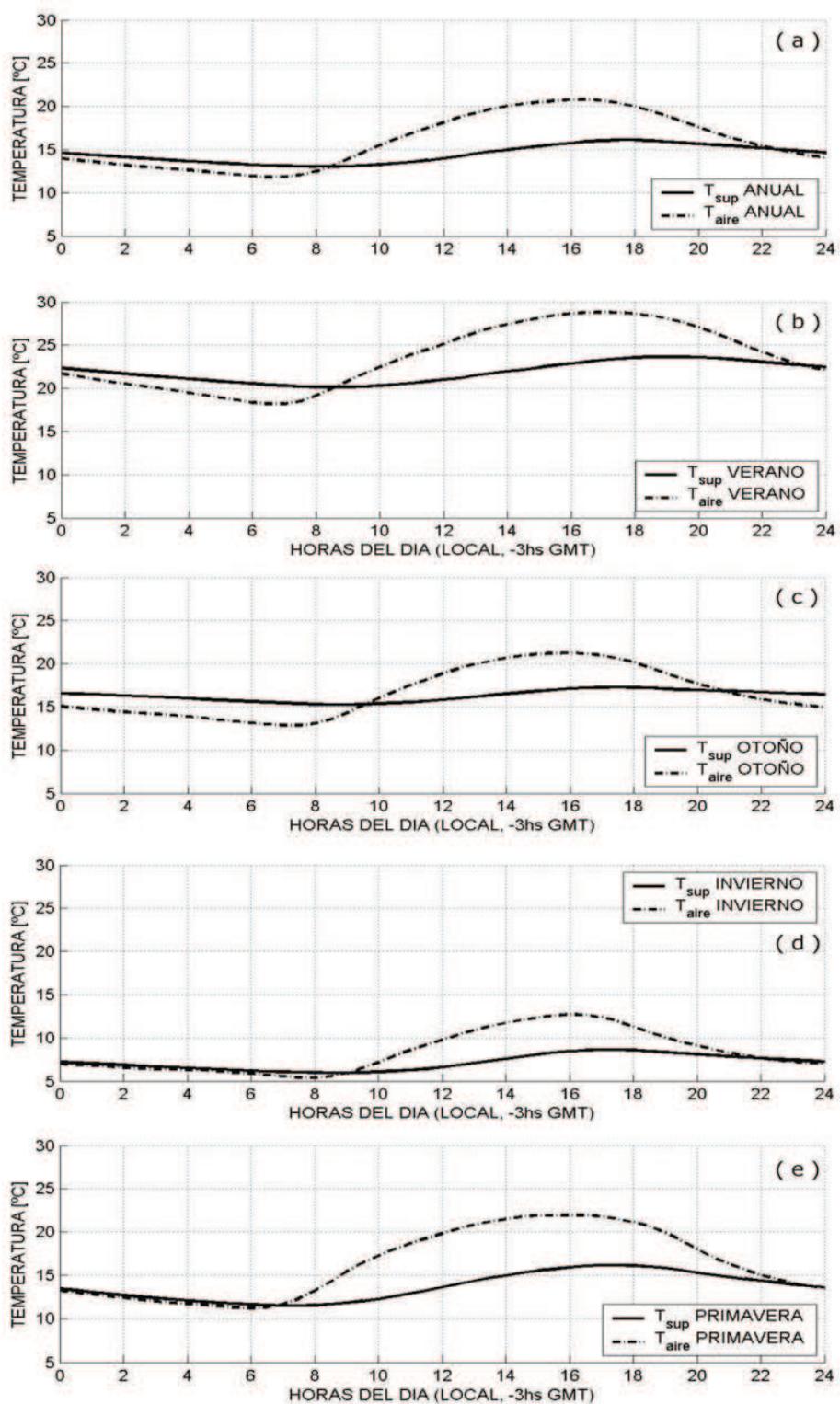


Figura 5.15: Temperatura media horaria del aire y la superficie ( $^{\circ}\text{C}$ ). (a) Anual. (b) Verano. (c) Otoño. (d) Invierno. (e) Primavera

(descendente) de 8 hs a 22 hs para el ciclo anual. La máxima magnitud de la diferencia anuales medios ocurre entre las 14 y 16 hs con  $-5,1$  °C. Todas las estaciones presentan inversión del gradiente durante el ciclo diario, siendo verano y otoño las que muestran mayores valores.

La temperatura media del aire ( $15,9$  °C) fue mayor que la de la superficie ( $14,5$  °C) para el ciclo anual (Fig. 5.15a). La menor diferencia media diaria ocurre en otoño con  $0,3$  °C y la mayor en primavera con  $2,7$  °C, mientras invierno y verano presentaron una magnitud intermedia con  $1,4$  y  $1,7$  °C, respectivamente (Fig. 5.15b-e).

Se estimó el flujo de calor sensible por medio de fórmulas a partir de parámetros meteorológicos para un ciclo anual. El  $Q_H$  muestra una trayectoria diaria dependiente del gradiente de temperatura del aire, con el máximo entre las 14 y 16 hs y el mínimo entre las 0 y 2 hs (Fig. 5.16). El  $Q_H$  fue negativo (de dirección descendente) durante el día, cuando el aire alcanza una mayor temperatura que la superficie (sedimento o agua). Durante la noche el flujo fue positivo o ascendente, así el calor almacenado durante el día en el sedimento que liberado en las horas nocturnas, cuando la superficie tiene una mayor temperatura que el aire cercano. Los ciclos diarios muestran una dirección resultante descendente durante todas las estaciones del año, con lo cual, el aire está transfiriendo calor a la marisma a lo largo de la totalidad del ciclo anual.

La primavera y el verano presentan un comportamiento similar, con las mayores magnitudes de  $Q_H$ , alcanzando valores medios diarios de  $-35$  y  $-22$   $Wm^{-2}$ , respectivamente (Fig. 5.16 b y e). Otoño e invierno presentan asimismo trayectorias similares, con valores medios diarios de  $-14$  y  $18$   $Wm^{-2}$ , respectivamente (Fig. 5.16 c y d). El verano y el otoño presentan valores positivos en el período nocturno, a diferencia de invierno y primavera que no presentan valores positivos en todo el ciclo diario.

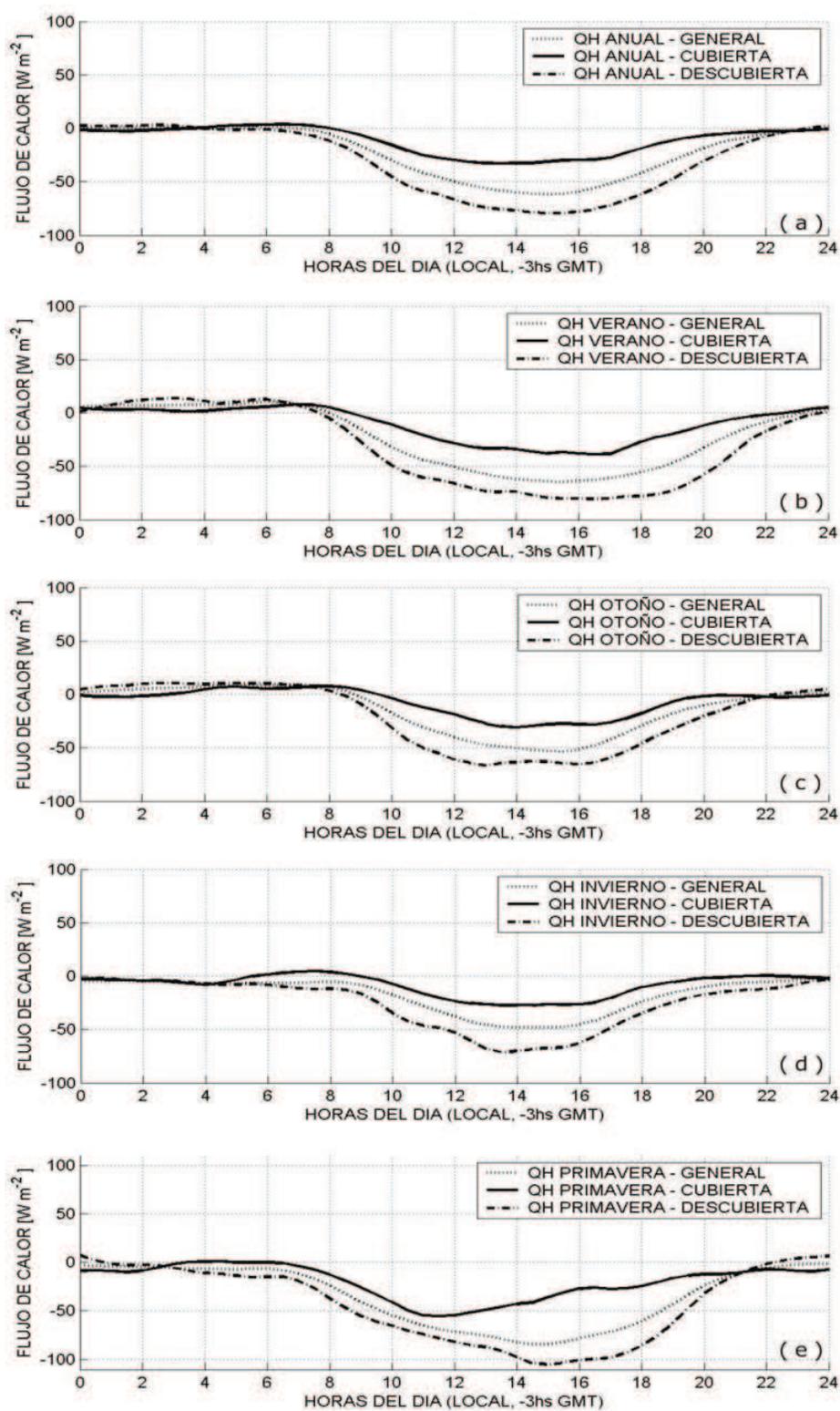


Figura 5.16: Flujo de calor sensible medio horario ( $Q_H$ ). (a) Anual. (b) Verano. (c) Otoño. (d) Invierno. (e) Primavera.

ESTACIONES	QH GENERAL [Wm <sup>-2</sup> ]				QH MARISMA CUBIERTA DE AGUA [Wm <sup>-2</sup> ]				QH MARISMA DESCUBIERTA [Wm <sup>-2</sup> ]			
	Max	Med	Min	Δ	Max	Med	Min	Δ	Max	Med	Min	Δ
VERANO	10.5	-22.4	-64.5	74.9	7.8	-10.9	-38.8	46.6	13.7	-32.1	-80.5	94.2
OTOÑO	8.7	-14.1	-53.7	62.4	7.6	-7.2	-30.8	38.5	10.6	-20.4	-66.1	76.7
INVIERNO	-4.1	-17.8	-48.2	44.1	4.6	-8.6	-27.3	31.9	-2.1	-26.1	-71.3	69.1
PRIMAVERA	-1.9	-34.6	-84.1	82.1	0.9	-20.0	-55.4	56.2	6.9	-43.0	-105	112
MEDIA ANUAL	1.1	-22.0	-61.8	63.0	3.8	-11.2	-32.8	36.5	3.0	-30.7	-79.6	82.5

Tabla 5.6: Flujo de calor sensible medio diario estacional para la marisma de Villa del Mar en sus diferentes estadios (2008 – 2009).

Los resultados presentan una diferencia significativa entre los diferentes estados de la marisma (cobertura y exposición). El flujo de calor sensible es menor cuando la marisma está cubierta de agua a razón de un 65 % menos siendo esta diferencia mayor en primavera y verano y menor para otoño e invierno (Fig. 5.16). Cuando la marisma se encuentra cubierta de agua disminuye el  $Q_H$  producto de un menor coeficiente de intercambio de calor que cuando esta expuesta. Cuando la marisma está descubierta se transfiere calor desde la atmósfera a razón de 11 kWm<sup>-2</sup> anuales, mientras que cubierta solo 4 kWm<sup>-2</sup> con una resultante anual de 8 kWm<sup>-2</sup>.

En la tabla 5.6 se presenta los resultados de la estimación del flujo de calor sensible medio diario estacional para la marisma en sus diferentes estados con respecto a la marea (2008 – 2009). La amplitud diaria máxima de  $Q_H$  ocurre en primavera (82 Wm<sup>-2</sup>) y en verano (75 Wm<sup>-2</sup>). Invierno y otoño, contrariamente, poseen la menor amplitud anual con 42 y 64 Wm<sup>-2</sup>, respectivamente. La acción de la marea es notoria al atenuar la amplitud media diaria en un 50 %, para todas las estaciones del año.

### 5.7 – FLUJO DE CALOR LATENTE

El flujo de calor latente ( $L_E$ ) entre la superficie terrestre y la atmósfera constituye la energía utilizada en los procesos de evaporación y condensación que ocurren entre ellas. La evaporación constituye un fenómeno de gran importancia en un ecosistema ya que desempeña un papel fundamental en el equilibrio térmico e hídrico (Patton et al., 1978; Beigt 2007). En una marisma o planicie de marea, la tasa de evaporación afecta las condiciones de salinidad. Hughes et al. (2001) afirman que en los humedales estuarinos la evaporación juega un rol clave en la concentración de nutrientes y sales en el suelo y en el agua subsuperficial. En estas zonas la salinidad del suelo depende del balance entre la evapoconcentración de sales aportadas por las mareas y las lluvias o el lavado producido por el agua subsuperficial. De esta manera, la evaporación incide sobre el hábitat de los organismos que habitan este tipo de ecosistemas.

La evaporación constituye uno de los factores más importantes en un estudio de balance de calor, debido a que una parte mayoritaria del exceso de la energía radiada en la superficie terrestre se utiliza en el proceso de la evaporación (Patton et al., 1978; Beigt 2007). Dada a su complejidad es la componente más difícil de estimar. Para una marisma o planicie de marea, su estimación es aún más compleja dadas las diferentes características de la superficie evaporante (agua/sedimento) durante la pleamar y la bajamar, respectivamente.

Existen pocos estudios de evaporación realizados en la región. Varela (2002) estudió la evaporación en el Embalse Paso Piedra. Mediante la utilización de una ecuación aerodinámica halló una evaporación anual de 2123,9 mm (período 1994 – 1999). A su vez comparó sus resultados de evaporación neta (Evaporación – Precipitación) con los registros históricos existentes en el embalse (mediciones de evaporación por medio de un tanque durante el período 1982 – 1987). Observó una gran similitud en los valores mensuales y anuales. En el estuario de Bahía Blanca, en particular, los altos valores de salinidad hallados en el sector interno (principalmente en verano) indican, además de la presencia de un salitral, una evaporación alta (Freije y

Marcovecchio, 2004). Beigt (2007) estimó la evaporación en la planicie mareal de Puerto Cuatrerros para el año 2003 obteniendo una tasa anual de 2127 mm.

### 5.7.1 – METODOLOGIA

Los cálculos de evaporación en general se aplican a estudios agronómicos o a cuerpos de agua o bien a zonas costeras mediante coeficientes empíricos de transferencia de calor. Es difícil encontrar ecuaciones que se apliquen específicamente a una planicie de marea. Hughes *et al.* (2001), en un estudio de la evapotranspiración en una marisma salada del estuario del río Hunter (Australia) se compararon los resultados de distintas ecuaciones con mediciones directas de la evapotranspiración. Se encontró que la ecuación Penman-Monteith fue la que mejor estimó la evapotranspiración diaria y horaria (los tres sitios de estudio fueron inundados diaria o periódicamente por la marea).

Los autores mencionan a dicha ecuación como uno de los métodos más comunes para estimar la evapotranspiración potencial en humedales. Por otro lado, la ecuación mencionada también es utilizada para calcular la evaporación potencial en suelo desnudo (Harrison y Phizacklea, 1985; Wallace y Holwill, 1997; Evett, 2002), adaptando la ecuación a dichas condiciones. Harrison y Phizacklea (1985) utilizaron la ecuación Penman–Monteith para estimar el flujo de calor latente en períodos de bajamar y durante las horas de luz en planicies intermareales fangosas (sedimentos saturados, sin vegetación) del estuario Forth (Escocia). Lo cual fue corroborado por otros autores (Harrison y Phizacklea, 1985; Jensen *et al.*, 1990; Wallace y Holwill, 1997; Allen *et al.*, 1998; Hughes *et al.*, 2001; Evett, 2002; Beigt 2007). Consecuentemente se empleó esta ecuación para el presente estudio:

$$L_E = \frac{\Delta(RN - QG) + \rho c_p (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad [Wm^{-2}] \quad (5.21)$$

donde  $\Delta$  es la pendiente de la curva de *Temperatura vs Presión de vapor de saturación* [kPa °C<sup>-1</sup>],  $e_a$  es la presión de vapor del aire a la altura de referencia  $z$  [kPa],  $e_s$  es la presión de vapor de saturación en el punto de rocío correspondiente a la temperatura del

aire en  $z$  [kPa],  $r_a$  es la resistencia aerodinámica [ $s\ m^{-1}$ ],  $r_s$  es la resistencia superficial [ $s\ m^{-1}$ ],  $c_p$  es el calor específico del aire [ $kJ\ kg^{-1}\ ^\circ C^{-1}$ ], y  $\gamma$  es la constante psicrométrica [ $kPa\ ^\circ C^{-1}$ ]. El valor de  $\Delta$  se calculó mediante (Allen et al., 1998; Beigt 2007)

$$\Delta = \frac{4098 \left( 0.6108 e^{\frac{17,27T_a}{T_a+237,3}} \right)}{(T_a + 237,3)^2} \quad [kPa\ ^\circ C^{-1}] \quad (5.22)$$

donde  $T_a$  es la temperatura del aire [ $^\circ C$ ]. Los coeficientes  $e_s$  y  $e_a$  se obtuvieron de fórmulas generalmente utilizadas a tal efecto (Allen et al., 1998, Evett, 2002; Beigt 2007)

$$e_a = \frac{HR\ e_s}{100} \quad [kPa] \quad (5.23)$$

$$e_s = \left( 0.6108 e^{\frac{17,27T_a}{T_a+237,3}} \right) \quad [kPa] \quad (5.24)$$

donde  $HR$  es la humedad relativa del aire [%]. La resistencia aerodinámica determina la transferencia de calor y de vapor de agua desde la superficie evaporante hacia la atmósfera. Este parámetro se estimó para condiciones de estabilidad neutra (Allen et al., 1998, Evett, 2002)

$$r_a = \frac{1}{k^2 U_a} \ln\left(\frac{z_U - d}{z_{Om}}\right) \ln\left(\frac{z_a - d}{z_o}\right) \quad [m^{-1}s] \quad (5.25)$$

$$z_{Om} = 0,13h \quad (5.26)$$

donde  $z_U$  es la altura de medición de la velocidad del viento [m],  $z_a$  es la altura de medición de la temperatura del aire y humedad relativa [m],  $z_{Om}$  es la longitud de rugosidad para la cantidad de movimiento [m].

La evaporación en un suelo saturado tiene un valor cercano al de una superficie de agua libre en las mismas condiciones ambientales (Custodio y Llamas, 1996; Beigt

2007). Remenieras (1960) comparó mediciones de evaporación de un suelo saturado y de una superficie de agua libre, obteniendo que las Arenas finas saturadas poseen el 100 % de la evaporación en superficie de agua libre y las Arcillas saturadas el 75 al 85 % de la evaporación en superficie de agua libre. Como se mencionó, la marisma presenta en su capa superficial un sedimento clasificado como “arena limo arcillosa” y los niveles inferiores (>5 cm de profundidad) están constituidos por “arcilla limosa”. Por lo tanto, se considera que la ecuación es aplicable a ambas superficies (agua / sedimento) cambiando  $r_a$  y  $r_s$  según el caso.

### 5.7.2 – RESULTADOS

El flujo de calor latente muestra ciclos diarios típicos donde la evaporación máxima es dependiente de la radiación solar (Fig. 5.17). Las mayores temperaturas en la superficie durante el día permiten la formación de una capa de aire turbulenta e inestable que transporta el vapor de agua. Durante la noche los flujos convectivos se reducen producto de la menor temperatura de la superficie.

La primavera y el verano presentan las mayores magnitudes en horas cercanas a las 13, alcanzando valores de 300 y 444  $\text{Wm}^{-2}$ , respectivamente (Fig. 5.17 *b* y *e*). Otoño e invierno presentan máximos de 230 y 110  $\text{Wm}^{-2}$ , respectivamente (Fig. 5.17 *c* y *d*). El  $L_E$  nocturno tuvo un valor similar para todas las estaciones, con una media anual de -42  $\text{Wm}^{-2}$ . La resultante anual de  $L_E$  fue de 53  $\text{Wm}^{-2}$  con lo cual se tiene más evaporación que condensación en la marisma.

El flujo de calor latente ( $L_E$ ) fue positivo durante las horas del día y negativo en las horas nocturnas. En otoño e invierno, las bajas temperaturas determinan que el flujo de calor latente se reduce en un 60%, manteniéndose la magnitud de la condensación similar a la primavera y el verano (Fig. 5.17; Tabla 5.7).

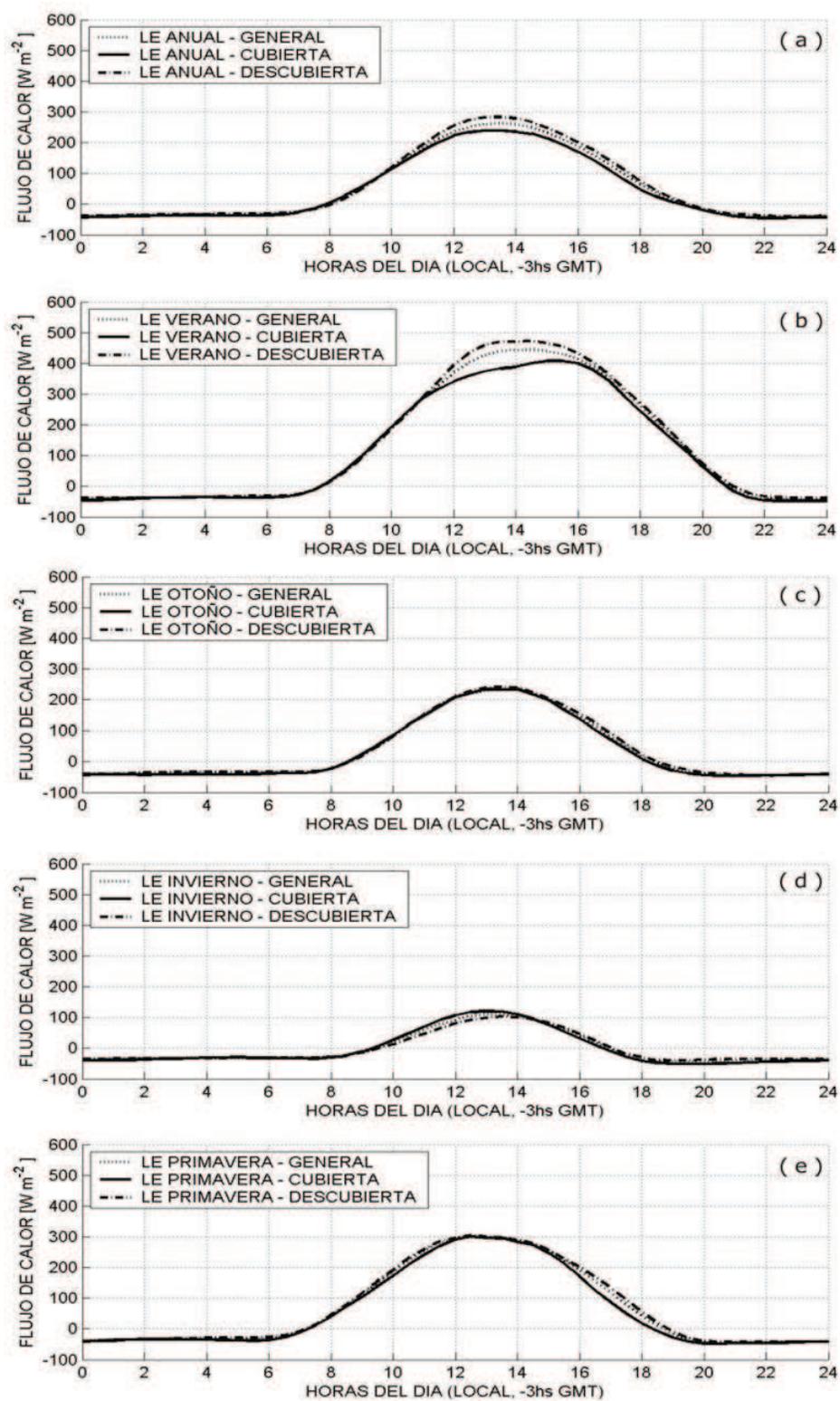


Figura 5.17: Flujo de calor latente medio diario ( $L_E$ ). (a) Anual. (b) Verano. (c) Otoño. (d) Invierno. (e) Primavera

ESTACIONES	$L_E$ GENERAL [ $Wm^{-2}$ ]				$L_E$ MARISMA CUBIERTA [ $Wm^{-2}$ ]				$L_E$ MARISMA DESCUBIERTA [ $Wm^{-2}$ ]			
	Max	Med	Min	$\Delta$	Max	Med	Min	$\Delta$	Max	Med	Min	$\Delta$
VERANO	444	127	-44	488	408	117	-47	455	472	135	-39	511
OTOÑO	234	34	-45	279	234	31	-47	280	242	37	-45	286
INVIERNO	110	-3	-44	154	120	-3	-51	171	104	-3	-40	144
PRIMAVERA	300	66	-46	345	300	59	-48	348	305	70	-43	348
MEDIA ANUAL	263	53	-42	306	239	46	-45	284	284	60	-39	323

Tabla 5.7: Resultados de la estimación del flujo de calor latente medio diario estacional, para la marisma de Villa del Mar en sus diferentes estadios (2008 – 2009).

En general se aprecia una diferencia en  $L_E$  entre los estados de exposición y de cobertura de la marisma (Tabla 5.7). El ciclo anual presenta la mayor diferencia entre ambos estados en las estaciones cálidas (Fig. 5.17 *b* y *e*) y las menores en la frías (Fig. 5.17 *c* y *d*). La marisma presenta mayor evaporación en exposición que en cobertura, producto de las mayores temperaturas que alcanza la capa superficial de sedimento con respecto al agua. La mayor diferencia ocurre en verano en las horas diurnas producto de la acción de la marea que retrasa el  $Q_G$  (Fig. 5.13*b*) con respecto al suelo expuesto (Fig. 5.17*b*).

Los valores medios mensuales de flujo de calor latente fueron positivos en la mayoría de los meses a excepción de los invernales, indicando que en el año domina el proceso de evaporación (Tabla 5.7). El calor latente presenta una tasa máxima de evaporación durante el mes de enero, a razón de  $83 \text{ kWm}^{-2} \text{ mes}$  ( $338 \text{ mm mes}^{-1}$ ) (Tabla 5.8). La menor evaporación ocurrió en julio, con  $56,7 \text{ mm}$  evaporados en el mes. Contrariamente, enero es el mes que posee la menor tasa de condensación ( $34 \text{ mm mes}^{-1}$ ) y junio la mayor ( $90 \text{ mm mes}^{-1}$ ). Las bajas temperaturas mensuales en la marisma generan valores medios negativos en esta estación del año (Tabla 5.8; Fig. 5.18).

MESES	EVAPORACION [mm mes <sup>-1</sup> ]			CONDENSACION [mm mes <sup>-1</sup> ]			Δ RESULTANTE [mm mes <sup>-1</sup> ]
	GENERAL	CUBIERTA	DESCUB.	GENERAL	CUBIERTA	DESCUB.	
ENERO	419.2	403.5	444.0	42.3	45.7	37.9	376.9
FEBRERO	348.0	316.8	375.6	53.6	57.0	50.2	294.4
MARZO	291.2	281.8	315.5	71.3	77.8	69.5	219.9
ABRIL	212.9	206.0	218.7	82.8	91.5	74.3	130.2
MAYO	102.4	119.0	94.2	100.5	111.0	94.6	1.9
JUNIO	70.0	59.9	70.0	108.0	94.8	98.3	-38.0
JULIO	70.3	75.9	62.3	108.3	115.4	105.0	-38.0
AGOSTO	120.6	132.0	110.7	82.6	90.1	80.1	38.0
SEPTIEMBRE	165.5	166.8	153.6	75.7	80.7	70.1	89.7
OCTUBRE	312.7	325.7	320.1	58.1	69.7	55.4	254.6
NOVIEMBRE	339.6	339.5	352.3	57.3	65.4	53.4	282.3
DICIEMBRE	411.6	428.0	412.4	44.1	50.3	42.6	367.5
TOTAL ANUAL	2863.9	2854.9	2929.4	884.4	949.3	831.6	1979.4

Tabla 5.8: Evaporación y condensación mensual, para la marisma de Villa del Mar en sus diferentes estados de la marea (2008 – 2009).

El balance anual de calor latente resultó de  $712,6 \text{ kWm}^{-2}$ , totalizando 2864 mm de agua evaporada y de  $207,1 \text{ kWm}^{-2}$ , totalizando 884 mm de agua condensada y con un balance neto de 1979 mm (Tabla 5.8). Los resultados obtenidos son similares a los hallados en la región por Varela (2002), quien halló una evaporación anual de 2123,9 mm para el período 1994 – 1999 en el Embalse Paso Piedra y al estimado por Beigt (2007) para la planicie mareal de Puerto Cuatrerros de 2127 mm para el año 2003.

La tasa neta anual de 1979,4 mm de agua evaporada es un 10% menor a la hallada por Varela (2002) y Beigt (2007). La mayor resistencia superficial ( $r_s$ ) generada por la vegetación vascular en la marisma sería la responsable de reducir la tasa neta de evaporación. Por lo expuesto, se muestra que la vegetación en la marisma modifica el flujo de calor latente afectando negativamente la tasa neta de evaporación

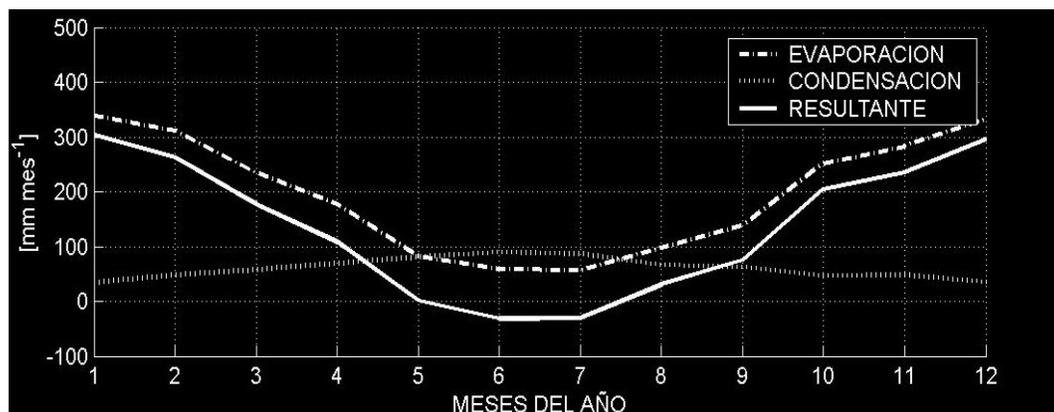


Figura 5.18: Evaporación y condensación mensual para la marisma de Villa del Mar (2008 – 2009).

### 5.8 – FLUJO DE CALOR ADVECTIVO

El flujo de calor advectivo ( $Q_A$ ) representa el transporte horizontal de calor al sistema. Dependiendo del sistema se puede considerar mínimo el flujo de calor advectivo (Tuller, 1972; Smith, 1981; Smith y Kierspe, 1981; Schertzer et al., 2000). Para el caso de la marisma en estudio, dado que es un ambiente intermareal por lo cual esto influye en el balance energético, el flujo de calor advectivo se incluye en el cálculo del balance energético ya que su magnitud es importante.

El calor advectivo en la marisma evidencia la energía intercambiada por el sistema con el exterior por medio de la marea y el viento. La energía de las mareas se considera como una corriente auxiliar de energía al ecosistema costero, cuyo efecto es un aumento en la productividad de dicho ecosistema (Odum, 1975). El viento en el estuario de Bahía Blanca es un elemento considerable dada su magnitud y su intensidad homogénea durante el periodo anual. Individualmente ambos elementos tienen la capacidad de transportar advectivamente grandes magnitudes de energía. En la marisma actúan ambos procesos (marea y viento), por lo tanto el efecto es significativo.

### 5.8.1 – METODOLOGIA

En este estudio, el flujo de calor advectivo ( $Q_A$ ) en la marisma se estimó como la energía residual de la ecuación de balance energético (Ec. 5.1)

$$Q_A = R_N - Q_G - Q_H - L_E \quad [Wm^{-2}] \quad (5.27)$$

El valor de  $R_N$  utilizado en la estimación de  $Q_A$  se determinó con un radiómetro neto. Como se mencionó, el emplazamiento en estudio tiene un porcentaje simétrico en el tiempo de exposición y cobertura, por lo que en este trabajo se cuantifica individualmente la advección de calor producto de la marea (marisma cubierta) y del viento (marisma expuesta).

### 5.8.2 – RESULTADOS

El flujo de calor advectivo presenta un comportamiento dependiente de la radiación neta (Fig. 5.19). Los valores positivos (pérdida de calor del ecosistema) ocurren durante el día entre las 8 a 19 hs y los negativos (ganancia de calor del ecosistema) durante la noche. El ciclo anual resultó con un valor medio de  $20 Wm^{-2}$ , un máximo de  $144$  y un mínimo de  $-44 Wm^{-2}$ , respectivamente. Esto implica una pérdida de calor del ecosistema por medio del viento y la marea durante el periodo anual. Las magnitudes de  $Q_A$  son mayores en las estaciones de primavera y de verano, alcanzando  $192$  y  $172 W m^{-2}$ , respectivamente (Fig. 5.19 *b* y *e*). Otoño e invierno presentan los menores valores con solo  $141$  y  $130 W m^{-2}$ , respectivamente (Fig. 5.19 *c* y *d*).

El  $Q_A$  presenta diferencias significativas en los diferentes estadios (cobertura y exposición) de la marisma (Fig. 5.19). La diferencias de egreso energético entre los agentes advectivos (viento y marea) son mayores en verano - primavera y menores en otoño – invierno (Fig. 5.19 *b - e*). Los resultados evidencian que la pérdida de calor por advección del ecosistema es mayor por el efecto eólico que mareal. En el período nocturno contrariamente, la ganancia energética es mayoritariamente por acción de la marea, siendo máximo este aporte en invierno y primavera (Fig. 5.19 *d - e*) y mínimo en verano y otoño (Fig. 5.19 *b - c*).

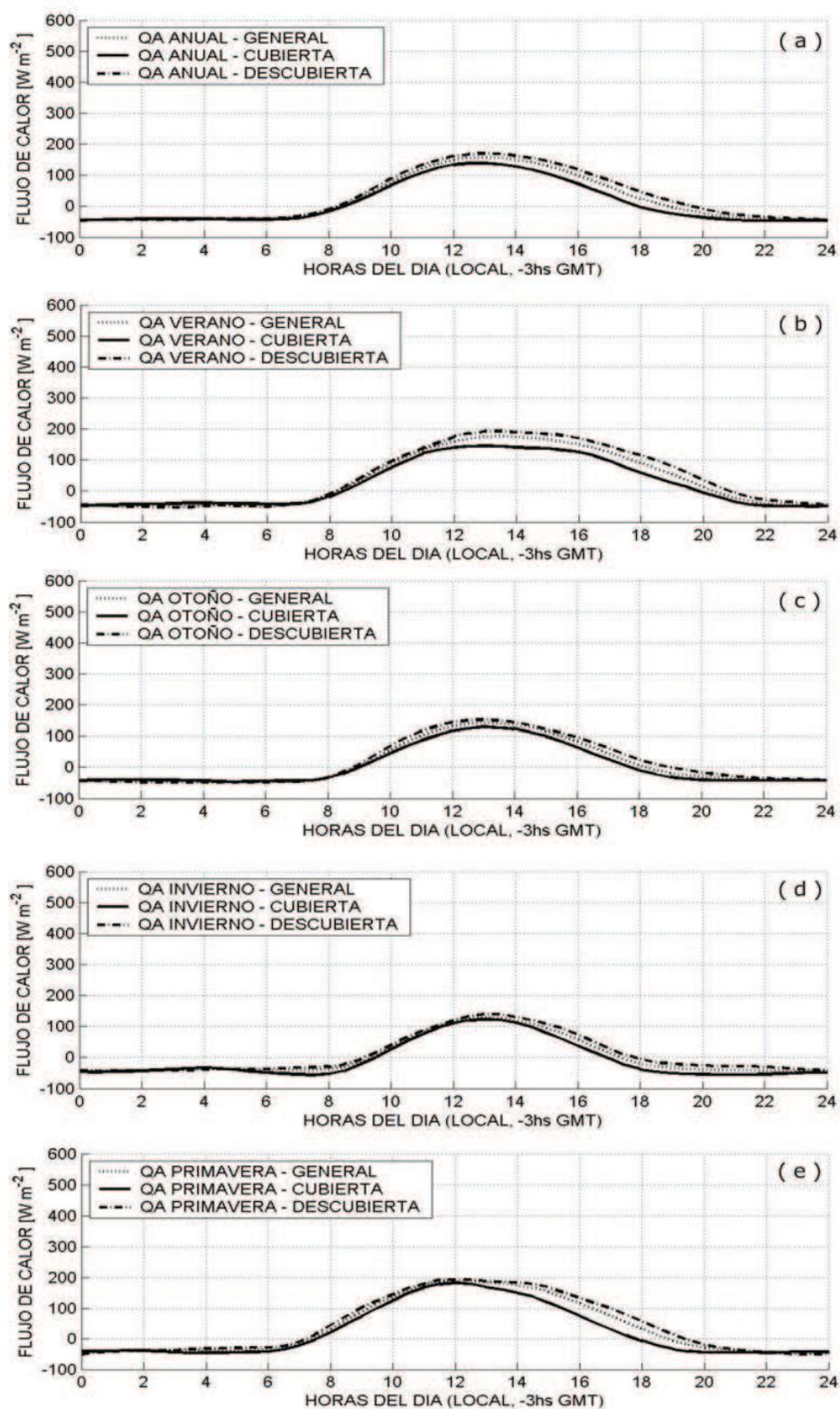


Figura 5.19: Flujo de calor advectivo medio horario ( $Q_d$ ). (a) Anual. (b) Verano. (c) Otoño. (d) Invierno. (e) Primavera

MESES	PERDIDA DE CALOR [kWm <sup>-2</sup> mes]			GANANCIA DE CALOR [kWm <sup>-2</sup> mes]			BALANCE ADVECTIVO [kWm <sup>-2</sup> mes]		
	GEN.	CUB.	DESC.	GEN.	CUB.	DESC.	GEN.	CUB.	DESC.
ENERO	42.9	32.1	50.7	15.4	15.1	14.6	27.6	17.1	36.1
FEBRERO	35.2	28.2	41.1	13.9	14.4	13.3	21.3	13.8	27.8
MARZO	28.8	25.1	32.2	16.7	17.8	15.2	12.1	7.3	17.1
ABRIL	29.5	23.1	34.9	19.4	19.6	18.9	10.1	3.6	16.0
MAYO	18.5	16.8	20.3	18.1	19.8	16.7	0.5	<b>-3.0</b>	3.6
JUNIO	18.0	14.5	21.5	20.8	23.9	17.3	<b>-2.9</b>	<b>-9.4</b>	4.2
JULIO	16.7	16.0	17.7	23.6	29.1	19.7	<b>-7.0</b>	<b>-13.1</b>	<b>-2.0</b>
AGOSTO	25.3	23.0	27.6	13.3	17.1	11.0	11.9	5.9	16.6
SEPTIEMBRE	29.5	29.2	32.9	10.6	14.3	8.9	18.9	14.9	24.0
OCTUBRE	49.3	38.8	56.0	8.6	12.4	7.5	40.7	26.4	48.5
NOVIEMBRE	49.9	36.4	57.2	12.0	14.7	10.3	37.9	21.7	46.9
DICIEMBRE	46.5	43.1	50.4	18.2	19.0	17.6	28.3	24.2	32.8
TOTAL ANUAL	390.1	326.5	438.0	204.3	227.6	185.6	185.8	98.9	252.3

Tabla 5.9: Balance advectivo medio mensual para la marisma de Villa del Mar en sus diferentes estadios (2008 – 2009).

Se cuantificó la energía intercambiada ( $Q_A$  neto) por la acción de la marea (cubierta) y del viento (expuesta; Tabla 5.9). La marisma en el año de estudio ganó 204 kWm<sup>-2</sup> y perdió 390 kWm<sup>-2</sup>, con un resultado neto de 186 kWm<sup>-2</sup>, con lo cual el sistema cedió el 35% de su radiación neta anual de forma advectiva (Tabla 5.1). Los meses invernales de junio y julio fueron los únicos en los cuales el balance advectivo resultó negativo (ganancia de calor del ecosistema), en el resto de los meses el ecosistema perdió calor ( $Q_A$  neto > 0). La marea contribuyó con energía al sistema en los meses de mayo, junio y julio (Tabla 5.9; Fig. 5.20). El viento sólo aportó calor al sistema en el mes de julio, siendo mínimo este aporte comparado con los valores absolutos de los egresos por el mismo fenómeno (Fig. 5.20). El flujo neto advectivo en bajamar (producto del viento) y pleamar (producto de la marea) exhiben un comportamiento similar en el año, siendo el segundo menor en todo momento al primero (Fig. 5.20).

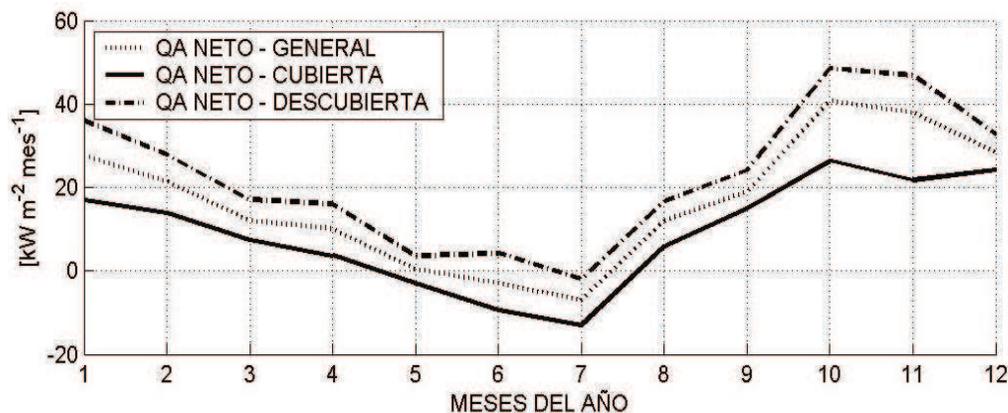


Figura 5.20: Flujo de calor advectivo neto para la marisma de Villa del Mar (2008 – 2009).

## 5.9 – BALANCE DE CALOR

Se analizaron individualmente, en las secciones anteriores, los diferentes términos del balance energético. En esta sección se presenta un análisis conjunto de los elementos del balance de calor. Se realiza un análisis comparativo del balance con otros ambientes del estuario para determinar y cuantificar la influencia de la vegetación en el balance energético.

### 5.9.1 – RESULTADOS

En todos los meses del año los mayores flujos del balance son la radiación neta ( $R_N$ ) y el flujo de calor latente ( $L_E$ ). Ambas componentes presentan una trayectoria media diaria conforme. Con menor magnitud les siguen el flujo de calor advectivo ( $\approx 40\%$  de la  $R_N$ ), el sensible ( $\approx 18\%$  de la  $R_N$ ) y el flujo de calor en el suelo que es el que presenta las menores magnitudes ( $\approx 7\%$  de la  $R_N$ ).  $L_E$  y  $Q_A$  siguen la trayectoria de la radiación solar diaria, en cambio los flujos  $Q_H$  y  $Q_G$  siguen la trayectoria de la temperatura del aire y del suelo, respectivamente (Fig. 5.21).

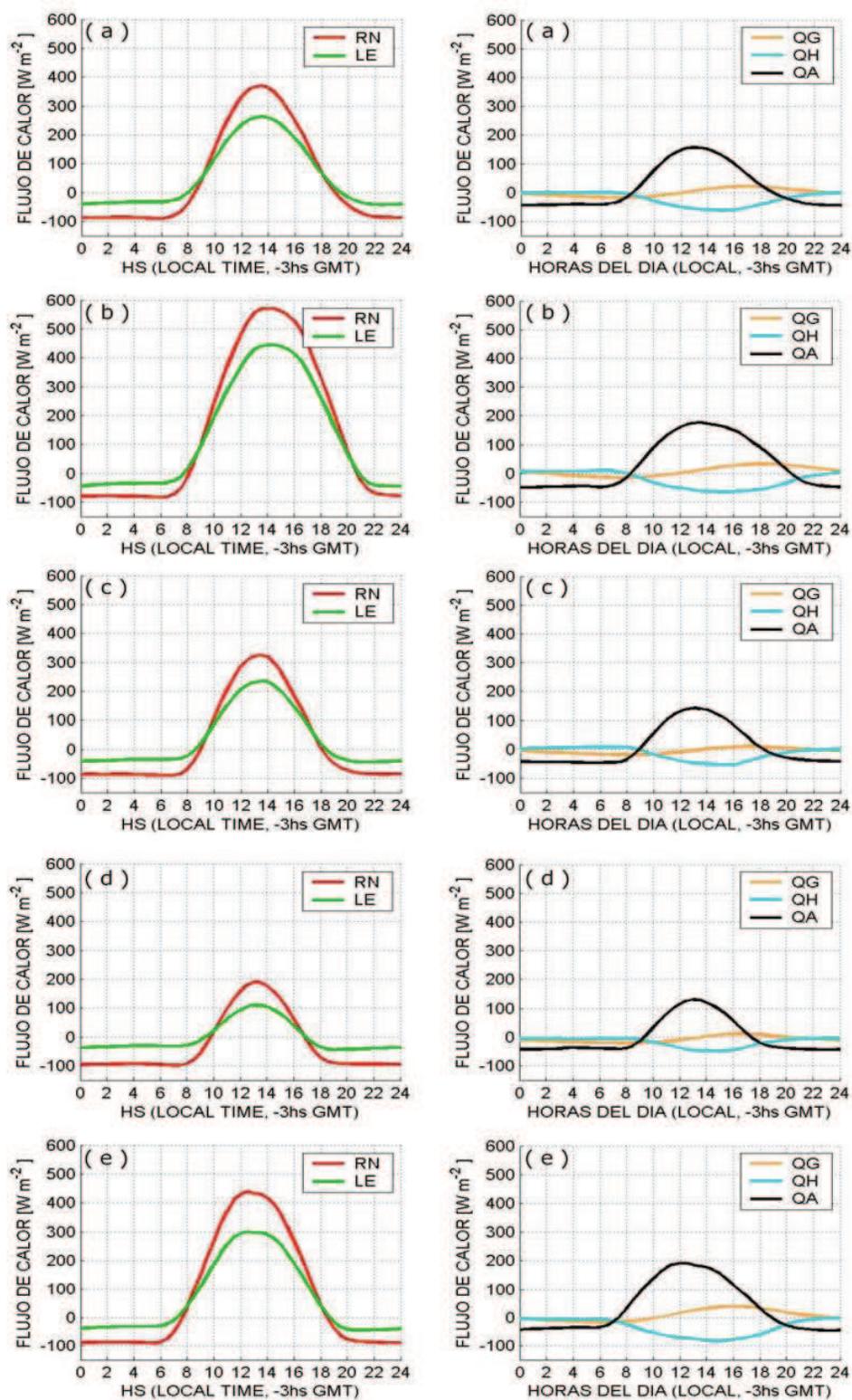


Figura 5.21: Flujo de calor medio horario, para la marisma de Villa del Mar (2008 – 2009). (a) Anual. (b) Verano. (c) Otoño. (d) Invierno. (e) Primavera

El estudio muestra que el flujo de calor latente es el flujo turbulento de mayor magnitud (Fig. 5.21). Sequeira y Piccolo (1985), sin embargo, señalan al flujo de calor en el suelo como una de las componentes más importantes del balance energético del estuario en el período estudiado (1983 –1984). Las diferencias observadas entre ambos trabajos pueden deberse a variaciones en las condiciones meteorológicas y/o a diferentes tiempos de residencia del agua sobre el sitio de estudio como así también a distinta composición de los sedimentos. En cambio los valores hallados aquí son similares a los de Beigt (2007) quien determino al flujo de calor en el suelo como el tercero en importancia para la planicie mareal de Puerto Cuatros (2003).

Se realizó el balance neto mensual para cada una de las componentes del balance calórico (Tabla 5.10). Las componentes presentan las mayores magnitudes en primavera/verano y las menores en otoño/invierno. Lo cual es el resultado de la mayor disponibilidad energética en el sistema originado por la máxima insolación anual para dicho período. De la radiación solar incidente y el aporte atmosférico ( $Q_H$ ) quedaron  $692 \text{ kWm}^{-2}$  como energía disponible en la marisma, la cual se distribuyó en evaporación ( $505 \text{ kWm}^{-2}$ ), en  $Q_G$  ( $1 \text{ kWm}^{-2}$ ) e intercambios advectivos ( $186 \text{ kWm}^{-2}$ ).

La  $R_N$  es negativa en los meses invernales y positiva el resto del año (Tabla 5.10). En invierno el estuario, sus planicies y marismas entregan energía a la atmósfera mediante radiación de onda larga (Beigt, 2007). El  $Q_G$  fue el que presentó las menores magnitudes, siendo positivo entre octubre y abril y negativo el resto del año. Esto muestra que existe transferencia de energía de los estratos más profundos hacia la superficie durante otoño-invierno y contrariamente, en primavera - verano desde la superficie hacia los más profundos. El  $Q_H$  fue negativo durante la totalidad del año, indicando un permanente pasaje de calor de la atmósfera a la marisma, siendo mínima esta situación en invierno. El  $L_E$  es positivo durante la mayoría del año, implicando un predominio de los procesos de evaporación, a excepción de mayo, junio y julio donde domina la condensación. El  $Q_A$  resultó ser también positivo durante la mayoría del ciclo anual, a excepción de mayo, junio y julio indicando una entrada de energía calorífica al sistema producto de la acción del viento y la marea.

MESES	FLUJOS DE CALOR [kW m <sup>-2</sup> mes]				
	RN	QG	QH	LE	QA
ENERO	118	7	-22	105	28
FEBRERO	88	4	-13	75	21
MARZO	56	1	-7	50	12
ABRIL	19	-5	-13	27	10
MAYO	-19	-8	-12	0	0
JUNIO	-32	-9	-14	-7	-3
JULIO	-30	-8	-8	-7	-7
AGOSTO	0	-1	-19	7	12
SEPTIEMBRE	19	-1	-4	18	5
OCTUBRE	70	10	-41	60	41
NOVIEMBRE	82	6	-34	72	38
DICIEMBRE	123	5	-12	103	28
TOTAL ANUAL	494	1	-198	505	186

Tabla 5.10: Resultados netos de la estimación del balance energético, para la marisma de Villa del Mar (2008 – 2009).

Comparando con los resultados de Beigt (2007), no se aprecian diferencias significativas en la radiación neta ni en el flujo de calor en el sedimento, en relación al balance entre un ecosistema vegetado y una planicie de marea. El estudio muestra que las diferencias significativas se dan en el calor latente, sensible y advectivo.

El  $L_E$  fue un 25 % menor, el  $Q_H$  fue un 15 % menor y el  $Q_A$  fue un 27% mayor en la marisma que en la planicie, respectivamente. La disminución de  $L_E$  y  $Q_H$  es producto de la mayor resistencia superficial en la marisma que en la planicie mareal. Obviamente esto se debe a que la marisma presenta vegetación vascular, mientras que las planicies de marea carecen de ella. El aumento de  $Q_A$  puede deberse a la orientación de la marisma, que favorece la circulación de los vientos predominantes y al mayor tiempo de residencia del agua en el sitio de estudio, en relación a la planicie mareal.

En la marisma se hallaron valores de evaporación similares a las obtenidos en Puerto Cuatrerros (Beigt, 2007). Estos pueden atribuirse a que el ecosistema en estudio

cuenta con “subsidios de energía” representados fundamentalmente por la marea que la cubre cada 12 horas y también por la existencia de vientos persistentes a lo largo del año que afectan continuamente la capa límite (Beigt, 2007). El estudio realizado muestra que las componentes del balance de calor presentan un comportamiento similar al observado en otros estudios energéticos (Roads y Betts, 1999; Rutgersson et al., 2000; Hughes et al., 2001; Finch y Gash, 2002).

### 5.10 – CONCLUSIONES

En este capítulo se estudió cómo el flujo de energía se transfiere en y entre las diferentes interfases aire-agua-suelo. Se midió por primera vez en el estuario la radiación neta. Se analizaron diferentes alternativas de estimaciones para los parámetros del balance energético, así como su calibración y verificación para el estuario de Bahía Blanca y se implementó tecnología y metodologías innovadoras para tal fin.

La medición directa de  $R_N$  en este estudio fue significativa para perfeccionar las estimaciones calóricas en los ambientes intermareales. Los resultados muestran que la acción de la marea es importante en la modificación de  $R_N$  en la marisma. La variación anual fue de 20 % entre los diferentes estados de cobertura y exposición de la marisma. Producto de la medición directa se mostró que el sedimento absorbe mayor energía en verano que el agua, siendo opuesta esta situación en invierno. Por lo cual se concluye que el coeficiente de reflexión del sedimento es menor en verano que en invierno. Ello es debido a que cuanto mayor es el ángulo respecto a la perpendicular de la superficie menor penetración tendrá en esta, por lo tanto mayor reflexión y viceversa (Ley de Fretsnell). En el período nocturno la marisma siempre emitió más energía cuando estaba cubierta de agua que sin ella, lo que implica que la temperatura del agua es más caliente durante la noche que la temperatura superficial del sedimento a lo largo del año.

En este estudio se presentó una versión modificada de la ecuación de Brutsaert para estimar la radiación de onda larga atmosférica en el estuario de Bahía Blanca. La versión consiste en emplear dos coeficientes diferentes, uno para el período nocturno ( $\lambda_B$ ) y otro para el diurno ( $\lambda_{Bd}$ ). Se determinó una calibración confiable, que puede ser utilizada bajo diferentes condiciones meteorológicas (día y noche; cielo nublado y despejado). La expresión puede ser empleada en otros sitios con similares características

meteorológicas en donde no se disponga de la medición directa de este parámetro. La estimación propuesta mostró un mínimo error para todo el año. Para dicha estimación además se propuso una formulación para el cálculo de coeficiente de reflexión, calibrada y verificada para el estuario por medio de mediciones directas.

El flujo de calor en el suelo fue el de menor magnitud debido a la alta conductividad térmica del sedimento. La difusividad térmica media a lo largo del ciclo anual no registró cambios estacionales significativos. Se demostró que la difusividad térmica aumentaba cuando la marisma estaba cubierta y disminuía cuando no lo estaba producto del incremento de la saturación del sedimento.

El flujo de calor sensible muestra una trayectoria diaria dependiente de la temperatura del aire. El estudio muestra que existe una diferencia significativa entre los diferentes estados de la marisma (cobertura y exposición). El flujo de calor sensible es menor cuando la marisma esta cubierta de agua. La vegetación vascular disminuye el  $Q_H$  ya que aumenta la resistencia superficial, reduciendo la transferencia de calor entre el suelo y la atmósfera.

El flujo de calor latente es el flujo turbulento más importante del ecosistema. Los resultados muestran que la evaporación máxima es dependiente de la radiación solar. El proceso de evaporación domina todo el año, a excepción de los meses invernales. El estudio realizado muestra que la vegetación en la marisma, perturba el flujo de calor latente afectando negativamente la tasa neta de evaporación.

El flujo de calor advectivo muestra que el mayor egreso de energía es producto de la acción eólica. La marea contribuye con más energía al sistema que el viento, siendo mínimo este aporte comparado con los valores absolutos de los egresos por el mismo. Los resultados muestran que la marea incorpora energía al sistema sólo en los meses invernales. Se determinó que la marisma pierde el 35 % de su radiación neta anual en forma advectiva.

Por primera vez en el estuario se realizó un balance de calor en una marisma. En general las componentes del balance de calor presentan un comportamiento similar al observado en otros estudios de balance calórico. Se comparó este con el realizado en

una planicie mareal, permitiendo así determinar el efecto de la vegetación en el balance de calor. Se mostró que la vegetación vascular produce una disminución de  $L_E$  y  $Q_H$  producto de la resistencia superficial. Las otras componentes del balance en general no son afectadas por la presencia de la dicha vegetación.

## Capítulo VI

# MODELADO NUMERICO

### 6.1 – INTRODUCCIÓN

El modelado numérico en la actualidad es una herramienta fundamental para la mayoría de los estudios ambientales. Los modelos permiten describir con precisión variables y/o regiones en donde la medición directa es costosa y compleja. La temperatura del suelo influye en la mayoría de los procesos físicos, químicos y biológicos que ocurren en él (Cichota *et al.*, 2004). Las soluciones analíticas de la ecuación de calor sólo son aplicables a sistemas uniformes o ambientes básicos, en cambio el modelado numérico es aplicable a cualquier tipo de sistemas o ambientes reales, como las marismas o las planicies de marea.

Se desarrolló un modelo numérico autocontenido tridimensional para la simulación, predicción y visualización del balance energético en marismas y planicies de marea. El modelo se basa en diferencias finitas para computar la ecuación de calor, usando como condiciones de borde las ecuaciones de balance energético para el suelo y el agua. Las ecuaciones de balance térmico involucran la energía convectiva intercambiada entre el aire y la superficie (agua/sedimento), el balance radiativo absorbido de la superficie, el calor latente usado en la evaporación, etc. El modelo fue validado por medio de mediciones directas en la marisma de Villa del Mar (Cap. 4 y 5). El modelado numérico se aplicó para analizar el impacto de diversos factores que afectan en el balance de calor.

## 6.2 – CONCEPTOS TEORICOS

Son numerosos los modelos numéricos de balance de calor en diferentes ecosistemas. En general el modelado de calor se realiza por medio del método de diferencias finitas (Piccolo y Pierini, 1986; Mihalakakou *et al.*, 1997; Linga y Zhanga, 2004; Cichota *et al.*, 2004; Morton y Mayers, 2005; Rübenkönig, 2006). Las diferencias finitas (FDM) demuestran ser un método confiable, robusto y versátil para modelar los intercambios energéticos entre el suelo - aire (Mihalakakou *et al.*, 1997; Linga y Zhanga, 2004; Cichota *et al.*, 2004) y el agua - aire en áreas costeras (Piccolo y Pierini, 1986). Este sistema tiene ventajas a la hora de su implementación computacional, a nivel de programación y de optimización de recursos de hardware. Por lo tanto a continuación se describe el método utilizado

### 6.2.1 – METODO DE DIFERENCIAS FINITAS

El FDM consiste en aproximar las derivadas, en la ecuación diferencial de difusión de calor (Ec. 6.1), por combinaciones lineales de los valores de la función en puntos discretos ( $T_i \approx T(x_i)$ ;  $i=0, 1, \dots, N$ ).

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_s \left[ \frac{\partial^2 T}{\partial^2 x} + \frac{\partial^2 T}{\partial^2 y} + \frac{\partial^2 T}{\partial^2 z} \right] \quad (6.1)$$

Como combinación lineal generalmente se utiliza la derivada numérica en el punto en cuestión. La derivada analítica es

$$\frac{\partial T}{\partial x}(x_i) = \lim_{\Delta x \rightarrow x} \frac{T(x_i + \Delta x) - T(x_i)}{\Delta x} \quad (6.2)$$

Por lo que su aproximación discreta queda definida como

$$\frac{\partial T}{\partial x}(x_i) \approx \frac{T(x_i + \Delta x) - T(x_i)}{\Delta x} \quad (6.3)$$

Esta aproximación tiene una diferencia con la solución analítica. El error, entonces se define como la diferencia entre la aproximación numérica y la solución

analítica. El error en el FDM tiene dos posibles fuentes, el numérico de truncado o redondeo propio de la computadora y el error de discretización ( $\Delta x$ ). Cuando menor sea  $\Delta x$ , menor será la diferencia entre la aproximación y la solución analítica, es decir menor será el error.

El FDM tiene ventajas y desventajas con respecto a otros métodos numéricos. Entre las ventajas se pueden mencionar que es fácil de usar, de entender, de implementar en grillas rectangulares tanto en 2D - 3D y es un cálculo puntual, lo que facilita el cómputo paralelo (Li, 2005). Contrariamente es difícil de adaptar para geometrías no uniformes o grillas no cartesianas y tiene fuertes requerimientos de regularidad para obtener las soluciones (Li, 2005). Dependiendo del problema, las desventajas mencionadas se pueden sortear con éxito, realizando ajustes en el grillado y optimizando las condiciones de convergencia.

### 6.2.2 – FUNDAMENTOS DE LAS DIFERENCIAS FINITAS

La expansión de Taylor es la herramienta más importante para el análisis del método de diferencias finitas (Li, 2005). Estas se pueden escribir de dos maneras relativamente diferentes

$$Y_1 : \quad T_{i+1} = T_i + \Delta x \left( \frac{\partial T}{\partial x} \right)_i + \frac{\Delta x^2}{2} \left( \frac{\partial^2 T}{\partial^2 x} \right)_i + \frac{\Delta x^3}{6} \left( \frac{\partial^3 T}{\partial^3 x} \right)_i + \dots \quad (6.4)$$

$$Y_2 : \quad T_{i-1} = T_i - \Delta x \left( \frac{\partial T}{\partial x} \right)_i + \frac{\Delta x^2}{2} \left( \frac{\partial^2 T}{\partial^2 x} \right)_i - \frac{\Delta x^3}{6} \left( \frac{\partial^3 T}{\partial^3 x} \right)_i + \dots \quad (6.5)$$

En el FDM se sustituyen las derivadas por el esquema de diferencias finitas, para obtener un sistema algebraico lineal o no-lineal dependiendo del caso. Existen varias maneras de sustituir las derivadas con las diferencias finitas. Comúnmente estas son:

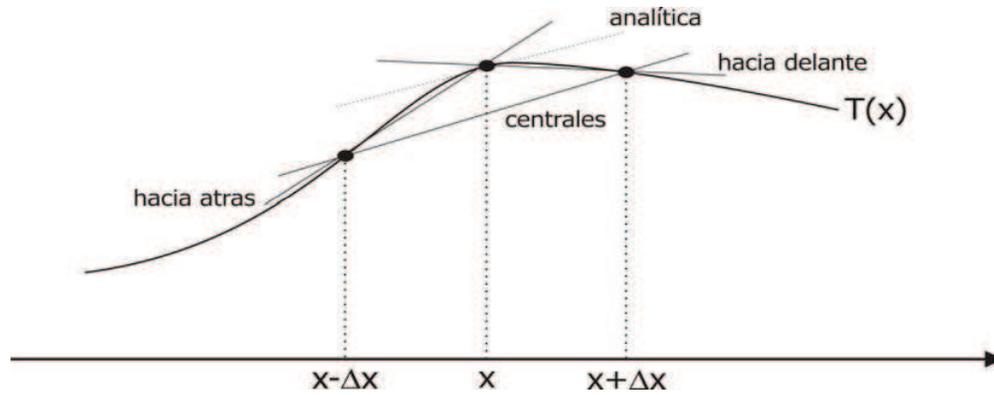


Figura 6.1: Interpretación geométrica de los diferentes esquemas de diferencias finitas, *hacia delante*, *hacia atrás* y *centrales*.

- Diferencias hacia delante (Fig. 6.1)

$$Y_1 \Rightarrow \left( \frac{\partial T}{\partial x} \right)_i = \frac{T_{i+1} - T_i}{\Delta x} - \frac{\Delta x}{2} \left( \frac{\partial^2 T}{\partial^2 x} \right)_i - \frac{\Delta x^2}{6} \left( \frac{\partial^3 T}{\partial^3 x} \right)_i - \dots \quad (6.6)$$

- Diferencias hacia atrás (Fig. 6.1)

$$Y_2 \Rightarrow \left( \frac{\partial T}{\partial x} \right)_i = \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta x} + \frac{\Delta x}{2} \left( \frac{\partial^2 T}{\partial^2 x} \right)_i - \frac{\Delta x^2}{6} \left( \frac{\partial^3 T}{\partial^3 x} \right)_i + \dots \quad (6.7)$$

- Diferencias centrales (Fig. 6.1)

$$Y_c \Rightarrow \left( \frac{\partial T}{\partial x} \right)_i = \frac{T_{i+1} - T_{i-1}}{2\Delta x} - \frac{\Delta x^2}{6} \left( \frac{\partial^3 T}{\partial^3 x} \right)_i + \dots \quad (6.8)$$

Las dos primeras poseen un error de truncado, es decir el error producto de omitir del segundo término en adelante, del orden de  $\Delta x$ . En cambio, las *diferencias centrales* poseen un error de truncado ( $e$ ) mucho menor, del orden de  $\Delta x^2$  ( $\Delta x \ll 1$ ). Análogamente para las derivadas parciales de segundo orden, resulta el esquema de diferencias centrales usado en el modelado numérico como

$$YY_c \Rightarrow \left( \frac{\partial^2 T}{\partial^2 x} \right)_i = \frac{T_{i+1} - 2T_i + T_{i-1}}{\Delta x^2} + e(\Delta x^2) \dots \quad (6.9)$$

### 6.2.3 – EL METODO DE EULER

Existen múltiples métodos y técnicas para resolver un sistema de ecuaciones de diferencias finitas. La mayoría son incondicionalmente estables hasta dos dimensiones, pero a partir de tres mayormente los métodos son condicionalmente estables, es decir que resuelven el sistema bajo ciertas características del mismo. En tres dimensiones son pocos los sistemas que tienen un desempeño favorable, entre ellos están el ADI (Alternating Direction Implicit), Douglas-Gunn, ADI Completamente implícito, Crank-Nicholson y el método de Euler (Matveev, 2002).

Los métodos para resolver las FDM se clasifican en dos grupos: *explícitos* e *implícitos*. Los métodos *explícitos* son aquellos en donde la variable a resolver o dependiente ( $y$ ) se encuentra desasociada a la variable funcional ( $x$ ) (Rudin, 1976; Stewart, 1998) es decir,

$$y = f(x) \tag{6.10}$$

En cambio en los métodos *implícitos* la variable dependiente se encuentra asociada a la variable “funcional” como,

$$y = f(x, y) \tag{6.11}$$

Los métodos de resolución implícitos son generalmente mucho más estables en convergencia que los explícitos, es decir toleran más condiciones del sistema. Contrariamente, la resolución de éstos es más compleja computacionalmente, poseen una pobre respuesta al escalamiento del problema y es dificultosa su implementación en procesamiento en paralelo, no es así en los explícitos que mantienen una respuesta lineal a la escala y su implementación en paralelo es sumamente factible. Por lo expuesto, en este trabajo se implementa el modelo numérico basado en la modalidad explícita de Euler, ya que permite una mejor optimización de memoria y su implementación en paralelo, con hasta 128 tareas en simultáneo como fue el caso en este trabajo.

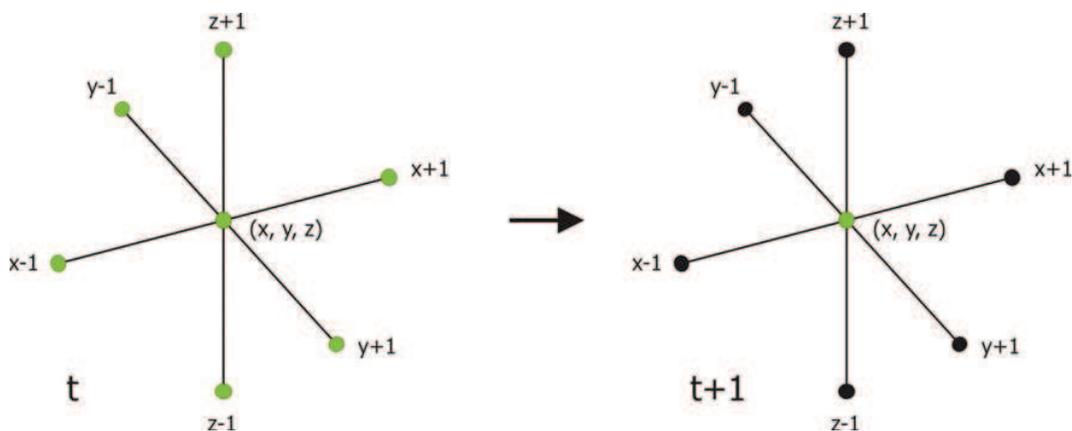


Figura 6.2: Interpretación espacio - temporal del método de diferencias finitas Euler *explícito*.

Press *et al.* (1992) describen el método de Euler *explícito* como preciso y con aceptable estabilidad cuando se lo compara con otros métodos bajo las mismas condiciones. La precisión es buena y su estabilidad lo torna razonable de aplicar mientras se cumplan las condiciones de *Courant-Friedrichs-Lewy*. Estas condiciones, en una discretización espacial dada, implica que ciertos saltos o steps ( $\Delta t$ ) de tiempo no puede sobrepasar un valor determinado para así asegurar la convergencia del sistema. En situaciones en donde esta limitación es aceptable el método de Euler explícito se torna muy atractivo porque es simple de implementar y muy confiable.

El método de Euler resuelve las ecuaciones diferenciales ordinarias empleando una fórmula de la forma

$$T^{t+1}(x, y, z) = T^t(x, y, z) + \Delta_{x,y,z} f(x_{i-1,i+1}, y_{i-1,i+1}, z_{i-1,i+1}) \quad (6.12)$$

esto significa que en un espacio 3D punto discreto  $T_{t+1}(x, y, z)$  dependerá solamente de 7 puntos (nodos) del step anterior es decir  $T_t$  (Fig. 6.2). En el método de Euler la solución  $T^{t+1}$  es una función explícita de  $T^t$  para todo  $t$  ( $0 < t < N$ ).

Como cada nodo (punto discreto) depende solamente del step anterior, esto posibilita la optimización significativa del procesamiento. Es factible disponer de varios procesos en simultáneo que realicen la operación del cálculo  $T_{t+1}(x, y, z)$ , *sin dependencia entre ellos*. Asimismo posibilita trabajar con *secciones reducidas de la*

*grilla* (terreno digital) para minimizar el consumo de memoria, algo significativo cuando se trabaja con ambientes de considerable tamaño, como es el caso en estudio.

El método de Euler no es el óptimo, pero sus características permiten obtener ventajas significativas en su implementación frente a otros métodos explícitos e incluso implícitos. Las velocidades de cómputo con *Euler paralelo* son superiores a las que se pueden obtener con métodos implícitos sin paralelismo. El requerimiento de memoria en el cálculo es considerablemente inferior a implementaciones implícitas. Siempre es posible alcanzar la misma precisión cualquiera sea la técnica usada, penalizando obviamente la velocidad de convergencia dependiendo del método aplicado.

#### 6.2.4 – ECUACIÓN DE CALOR DISCRETA

La ecuación de difusión de calor analítica (Ec. 6.1) discretizada aplicando la ecuación (6.9) y empleando el método de Euler explícito resulta (Matveev, 2002),

$$T^{t+1} = T^t + [v_x \delta_x^2 + v_y \delta_y^2 + v_z \delta_z^2] T^t \quad (6.13)$$

donde

$$T^t \equiv T_{xyz}^t \equiv T_{ijk}^t \equiv T(x_i, y_j, z_k; t) \quad (6.14)$$

$$v_x \equiv k_s \frac{\Delta t}{\Delta x^2}; \quad v_y \equiv k_s \frac{\Delta t}{\Delta y^2}; \quad v_z \equiv k_s \frac{\Delta t}{\Delta z^2} \quad (6.15)$$

$$\delta_x^2 T^t \equiv T_{i-1,jk}^t - 2T_{ijk}^t + T_{i+1,jk}^t \quad (6.16)$$

$$\delta_y^2 T^t \equiv T_{ij-1,k}^t - 2T_{ijk}^t + T_{ij+1,k}^t \quad (6.17)$$

$$\delta_z^2 T^t \equiv T_{ijk-1}^t - 2T_{ijk}^t + T_{ijk+1}^t \quad (6.18)$$

La condición de estabilidad, es decir la condición de convergencia está dada por

$$v_x + v_y + v_z < \frac{1}{2} \quad (6.19)$$

Esta condición implica que para obtener una solución válida, quedan limitados a ciertos parámetros de espaciado temporal ( $\Delta t$ ) y espacial ( $\Delta x$ ,  $\Delta y$  y  $\Delta z$ ). La restricción parece

ser limitante, pero si se aplican las ecuaciones 6.14 y 6.18 al valor obtenido de  $k_s$  hallado en la marisma ( $0,693 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ; Cap. 5),  $\Delta t$  se lo considera del mismo valor que el utilizado para el monitoreo de las variables físicas (5 min) y tomando  $\Delta x = \Delta y = 2 \text{ m}$  resulta que

$$\Delta z > 0.0203 \text{ m}. \quad (6.20)$$

Solamente con utilizar los parámetros del monitoreo, el modelo queda limitado a una resolución máxima de 2 cm en altura en el sedimento, lo que implica una muy alta resolución espacial en el modelado. Por lo visto la única limitante del método de Euler es fácilmente superada, mostrando las claras ventajas de la elección de dicho método.

#### 6.2.4.1 – DIFUSIVIDAD DE CALOR DISCRETA

Hasta el momento se consideró constante  $k_s$  u homogéneo el terreno en donde se aplica la difusión de calor. La ecuación de difusión de calor genérica es de la forma

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot (k_s \nabla T). \quad (6.21)$$

Aplicando la regla del producto resulta que

$$\frac{\partial T}{\partial t} = (\nabla k_s) \cdot (\nabla T) + k_s (\nabla^2 T) \quad (6.22)$$

si el terreno es homogéneo, entonces  $k_s$  es constante por lo que el primer término de 6.22 es cero, es decir

$$\frac{\partial T}{\partial t} = 0 + k_s \nabla^2 T \equiv k_s \left[ \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right]. \quad (6.23)$$

En realidad la difusividad térmica no es constante, ni igual en los elementos en cuestión dentro del modelado (agua, aire y sedimento). El sedimento a lo largo de su columna muestra diferencias en su composición como así en su nivel de saturación (Cap. 4). Como se mencionó el oleaje genera un movimiento orbital en la columna del agua. Esto se aprecia como una variación de su difusividad térmica. Asimismo el aire a diferentes alturas tiene diferentes difusividades producto, entre otros, del perfil eólico sobre la

superficie, el cual produce movimientos turbulentos que afectan al calor sensible y latente. Los cambios en la difusividad en las diferentes superficies a modelar evidencian que se debe considerar la variación en la discretización del calor. Por lo tanto, partiendo de la ecuación 6.22, aplicando la ecuación 6.9 y empleando el método de Euler explícito resulta,

$$T^{t+1} = T^t + [v_x \delta_x^2 + v_y \delta_y^2 + v_z \delta_z^2] T^t + \Delta t [\delta_x k'_x \delta_x T^t + \delta_y k'_y \delta_y T^t + \delta_z k'_z \delta_z T^t] \quad (6.24)$$

donde

$$k'_s \equiv k^t \equiv k_{xyz}^t \equiv k_{ijk}^t \equiv k_s(x_i, y_j, z_k; t) \quad (6.25)$$

$$\delta_x k^t \equiv \frac{k_{i+1jk}^t - k_{i-1jk}^t}{2\Delta x} \quad (6.26)$$

$$\delta_y k^t \equiv \frac{k_{ij+1k}^t - k_{ij-1k}^t}{2\Delta y} \quad (6.27)$$

$$\delta_z k^t \equiv \frac{k_{ijk+1}^t - k_{ijk-1}^t}{2\Delta z} \quad (6.28)$$

$$\delta_x T^t \equiv \frac{T_{i+1jk}^t - T_{i-1jk}^t}{2\Delta x} \quad (6.29)$$

$$\delta_y T^t \equiv \frac{T_{ij+1k}^t - T_{ij-1k}^t}{2\Delta y} \quad (6.30)$$

$$\delta_z T^t \equiv \frac{T_{ijk+1}^t - T_{ijk-1}^t}{2\Delta z} \quad (6.31)$$

Con las ecuaciones presentadas se tienen los elementos para modelar la difusión de calor, en un terreno tridimensional, con heterogeneidades espaciales y temporales. Estas ecuaciones en combinación con las formulaciones del balance energético, en un sistema iterativo inteligente permiten describir o modelar el comportamiento térmico de ambientes complejos, como lo son las marismas y planicies de marea. Una implementación del sistema iterativo inteligente, para modelar los intercambios calóricos en ambientes intermareales es *Hemera 1.0* que se describe a continuación.

### 6.3 – HEMERA 1.0

*Hemera 1.0* es un software orientado al modelado numérico del flujo de calor en marismas y planicies de marea. Se implementó un sistema por diferencias finitas escrito en *Delphi 6.0*, utilizando una filosofía de programación orientada a objetos y de código abierto (*GNU*). Integra diversos modelos matemáticos y cuenta con una interfase gráfica de manera de gestionar el pre y post-procesamiento de la información. Es una herramienta compuesta por modelos capaces de simular procesos físicos en la columna de agua, así como en los sedimentos, y también es capaz de simular el acoplamiento entre estos dos dominios y la atmósfera.

El modelado de *Hemera 1.0* implementa una metodología Euleriana para resolver la difusión tridimensional de calor en un ambiente heterogéneo, en combinación con formulaciones aerodinámicas de masa para cuantificar diferentes procesos físicos. Cada parámetro del modelado, como del terreno digital, es totalmente configurable por medio de archivos INI. Los archivos INI (inicialización) son simples archivos de texto con una estructura básica. Ellos son asociados comúnmente con Microsoft Windows, pero también se utilizan en otras plataformas.

La interfase de software está diagramada en dos áreas principales, una de geovisualización y otra de línea de comandos (*command-line interface, CLI*) (Fig. 6.3). Para la visualización en *Hemera* utiliza la librería gráfica *OpenGL* (Fosner, 1997; Wright *et al.*, 2007; Shreiner *et al.*, 2007). La visualización 3D es capaz de representar terrenos en cualquier contexto a partir de un DEM (MDT) que lo define. Es posible controlar las variables referidas a la posición como zoom, giros y también la posición desde la que se visualiza. Para representar las diferentes variables del terreno se utilizan múltiples metáforas visuales (Fig. 6.3; Kilgard, 1996; Lengyel, 2003). Esto permite una amplia y completa visualización del terreno y su interacción con la marea. La implementación permite utilizar los archivos existentes con DEMs (MDTs) y batimetrías de la región para incorporar su topología dentro del cómputo.

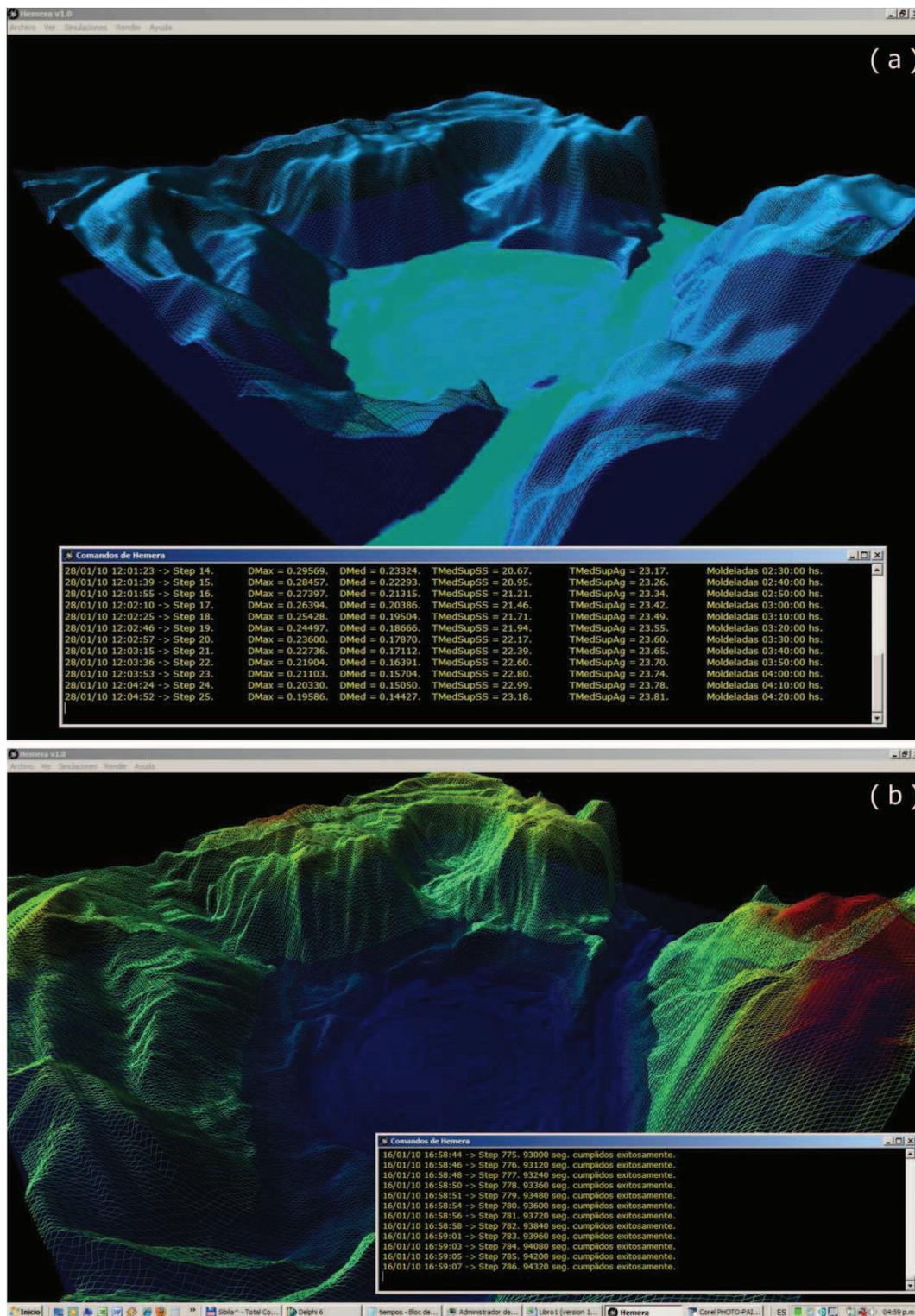


Figura 6.3: Interfase principal de HEMERA en una superficie de ensayo. (a) Estado inicial del modelo. (b) Estado evolucionado del modelo.

La interfase de comando (CLI) es un mecanismo para interactuar con un sistema informático por medio de la escritura de instrucciones para realizar tareas específicas. Un intérprete de comandos desarrollado para *Hemera* recibe, analiza y ejecuta el comando requerido. Al finalizar, el comando el intérprete genera una salida para el usuario en forma texto en el *CLI*. Esta salida puede ser una respuesta si la orden era una pregunta, o un resumen de la operación.

*Hemera* produce múltiples salidas, tanto visuales como numéricas. La salida visual antes mencionada (visualización de flujos y campos vectoriales) es almacenada en el directorio junto con la salida numérica. El modelo produce una significativa cantidad de información que es multiplexada en varios archivos para su posterior análisis (Anexo 3). El software permite también registrar individualmente puntos, perfiles y áreas cuya salida se guarda en archivos separados de los principales, antes mencionados. Esto permite estudiar la evolución de un sector o sectores del sistema fácilmente, sin necesidad de manipular la totalidad de la información.

El modelo se implementó en cuatro tareas principales o *threads* (Pham y Garg, 1995; Nichols *et al.*, 1996; Beveridge y Wiener, 1996). Cada *thread* tiene una finalidad particular, administración de la interfase con el usuario, control de la geovisualización, control del modelado y control de la escritura de archivos. El modelado o cálculo numérico de cada paso (*step*;  $\Delta t$ ) es delegado en múltiples tareas en paralelo (128 como máximo). La implementación lograda en paralelo, le permite a *Hemera* maximizar la capacidad de cómputo de un sistema y minimizar el consumo de memoria.

### 6.3.1 – ECUACIONES

Como se mencionó, *Hemera* resuelve la difusión tridimensional de calor, en combinación con ecuaciones aerodinámicas de masa. Éstas permiten cuantificar fenómenos físicos, como el calentamiento del agua y del sedimento producto de la insolación diaria. También posibilitan evaluar cambios en las condiciones del sistema, como la difusividad térmica del sedimento, del aire o del agua y cambios en la reflexiones superficiales ( $\alpha$ ).

### 6.3.1.1 – TEMPERATURA SUPERFICIAL

La radiación solar produce un calentamiento del agua y del sedimento. En cambio, durante las horas nocturnas, estos elementos pierden calor por diferentes motivos (Cap. 4 y 5). Para cuantificar las variaciones térmicas se utiliza como condición de borde superficial la ecuación siguiente, en donde se considera  $Q_A$  igual a cero (Krarti *et al.*, 1995; Mihalakakou *et al.*, 1997; Mihalakakou, 2002),

$$\lambda_{QG} \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=Z \text{ sup}} = QH + K \downarrow (1 - \alpha) + L \downarrow - L \uparrow - LE \quad (6.32)$$

donde  $\lambda_{QG}$  es la conductividad térmica del elemento en cuestión [ $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ ]. Con las estimaciones propuestas (Cap. 5) se resuelve la ecuación 6.32 y se cuantifica el flujo de calor superficial del elemento (sedimento/agua). Reemplazado en la ecuación 6.32 por los términos equivalentes y trabajando analíticamente se obtiene la condición de borde superficial. Ésta queda determinada por el valor de su respectivo gradiente térmico

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=Z \text{ sup}} = \frac{QH + RN \left( 1 - \frac{\Delta}{\Theta} \right) - \beta}{\lambda_{QG} \left( 1 + \frac{\Delta}{\Theta} \right)} \quad (6.33)$$

$$\Theta = \Delta + \gamma \left( 1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \quad (6.34)$$

$$\beta = \frac{\rho c p (e_s - e_a)}{r_a \Theta} \quad (6.35)$$

Hemera reemplaza el valor de la derivada (Ec. 6.31) por su condición de borde superficial (Ec. 6.33) para los nodos que corresponden a la superficie (sedimento/agua). Con lo cual el flujo de calor vertical depende de las variables físicas, como la radiación (K y L), la velocidad del viento o aire (u), la temperatura del aire (Ta) la humedad relativa (H), la presión atmosférica (Pa) y otros (Cap. 5). Por medio de la condición de borde (Ec. 6.34) se logra vincular a la atmósfera con la superficie. Además posibilita contemplar la mayoría de los fenómenos físicos del balance de calor en función de las condiciones ambientales. El vínculo otorga estabilidad al modelo y le aporta a este los parámetros de la radiación, del calor sensible y de la evaporación.

### 6.3.1.2 – CONVECCION DE CALOR

Los elementos básicos dentro del modelado como el agua y aire poseen un desplazamiento producto del oleaje, la marea y el viento. La influencia de estos agentes produce un intercambio calórico por convección, además de la conducción antes presentada. La convección de calor se modela agregando un término convectivo tridimensional a la ecuación de calor (Ec. 6.34; Incropera y De Witt, 1990), aumentando significativamente la complejidad de la resolución modelada o como una modificación en la difusividad térmica en el tiempo y en el espacio (Ec. 6.35).

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot (k_s \nabla T) - \vec{u}_s \cdot \nabla T \quad (6.36)$$

$$\vec{u}_s = u(u_x, u_y, u_z) \quad (6.37)$$

donde  $u$  es la velocidad tridimensional ( $u_x, u_y, u_z$ ) del fluido, aire o agua. Con el objetivo de lograr contemplar la mayoría de los fenómenos físicos, se implementa 6.36 en el cálculo numérico para compensar las heterogeneidades de los elementos, producto de los agentes antes mencionados. Anexando el término convectivo a 6.24 resulta,

$$\begin{aligned} T^{t+1} = & T^t + [v_x \delta_x^2 + v_y \delta_y^2 + v_z \delta_z^2] T^t + \Delta t [\delta_x k'_s \delta_x T^t + \delta_y k'_s \delta_y T^t + \delta_z k'_s \delta_z T^t] .. \\ & ... - \Delta t [u_x \delta_x T^t + u_y \delta_y T^t + u_z \delta_z T^t] \end{aligned} \quad (6.38)$$

Debido a la anexión de la velocidad de los fluidos (agua y aire), por medio del término convectivo, se incorpora en el modelo la condición de estabilidad de *Courant-Friedrichs-Lewy* (Courant *et al.*, 1928; 1967). La condición tridimensional se expresa como,

$$\frac{u_x \Delta t}{\Delta x} + \frac{u_y \Delta t}{\Delta y} + \frac{u_z \Delta t}{\Delta z} < C \quad (6.39)$$

donde  $C$  es una constante que depende la ecuación a resolver y no de los parámetros discretos  $\Delta t$  y  $\Delta x$ . La sumatoria de términos  $u \Delta t / \Delta$  se define como en *Número de Courant*. La constante  $C$  oscila entre 1 y 7 dependiendo de la velocidad de propagación de las ondas turbulentas en el sistema, en la implementación se utiliza de 1 a 3. En *Hemera* antes de comenzar con el modelado se analizan los datos meteorológicos y

oceanográficos para determinar la posibilidad de convergencia del modelo, en función de las magnitudes de las velocidades resultantes para todo el dominio temporal.

Como se mencionó el aire tiene un movimiento producto del viento, con lo cual el perfil de convección depende de la distribución espacial de la velocidad del viento sobre la superficie ( $u(z)$ ), dada por (Peterson y Hennessey, 1978),

$$u(z) = u_{ref} \left( \frac{z}{z_{ref} - z_0} \right)^{\frac{1}{7}} \quad (6.40)$$

donde  $u_{ref}$  es la velocidad del viento a una altura determinada ( $z_{ref}$ ). La distribución en las direcciones  $x$  e  $y$  está dada por la dirección del viento sobre el terreno. De esta manera se tiene la información para computar la convección de calor espacial y temporal en el aire.

Para la convección del agua se considera que el desplazamiento principal es producto del oleaje, basado en un estudio de Pralongo *et al.* (2009) que demuestra que para Villa del Mar las corrientes de marea son despreciables ante la acción de las olas. Por lo dicho se utilizan las ecuaciones 4.9 - 4.11 para computar la velocidad en toda la columna del agua. Estas ecuaciones determinan un desplazamiento en las dirección  $y/z$ . Dada la forma principal del transferencia de calor ( $z$ ) se considera despreciable el movimiento en las direcciones  $x$  e  $y$  para facilitar la implementación y calibración del modelo. Como el movimiento es cíclico, el valor medio de la velocidad resulta cero, con lo cual se podría pensar que la convección es nula. Pero se sabe que esto no es así. El movimiento cíclico determina un desplazamiento complejo de evaluar en la columna de agua. Es por eso que se implementa un valor equivalente.

El valor equivalente surge de utilizar un valor efectivo del desplazamiento orbital del agua en su columna. Esto se implementa intercalando la dirección del fluido cada  $N$  columnas de la grilla, es decir en múltiplos predefinidos por una condición de

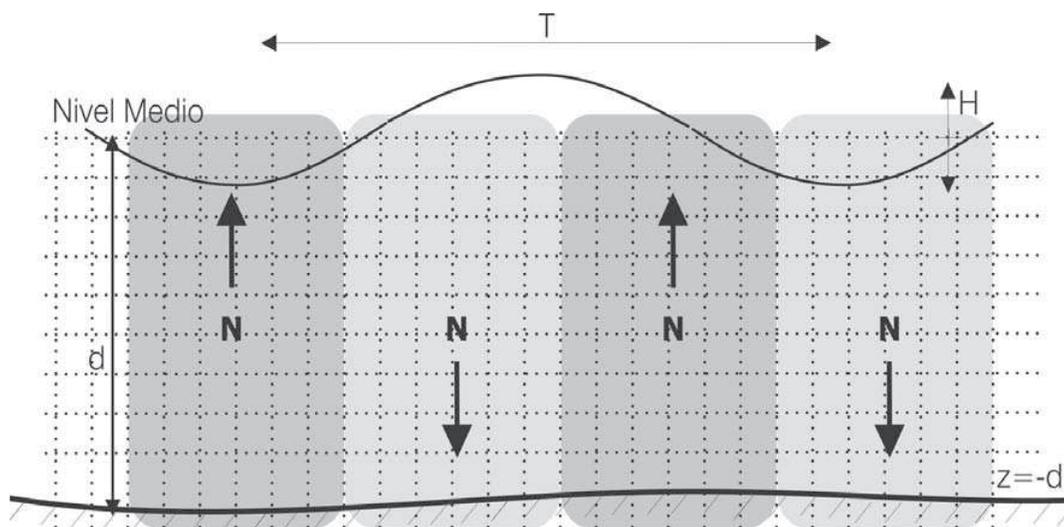


Figura 6.4: Esquema de la implementación del movimiento del agua en su columna.

borde ( $N$ ), dada como un parámetro de configuración del modelado (Fig. 6.4). Para esto se utiliza el valor efectivo de la ecuación 4.10. Por ser una función senoide su valor efectivo resulta de la forma:

$$u_{\text{agua}}(z) = 0,707 \frac{H}{2} \frac{gT}{L} \frac{\sinh(2\pi(z+d)/L)}{\cosh(2\pi d/L)} \quad (6.41)$$

Con lo cual se puede cuantificar el modulo de la velocidad en sentido vertical en cada punto de la grilla ( $d$ ), dado el periodo ( $T$ ), la altura media de las olas ( $H$ ) y la longitud de onda ( $L$ ; Ec. 4.11). La dirección del desplazamiento del fluido, donde el sentido positivo es ascendente y el negativo descendente, ésta determinado por la condición  $N$  (Fig. 6.4). En definitiva, en *Hemera* se implementa que  $N$  columnas de la grilla en el agua son positivas ( $+u_{\text{agua}}(z)$ ), en otras  $N$  el sentido es inverso ( $-u_{\text{agua}}(z)$ ) y así sucesivamente, donde  $N$  representa la cantidad de columnas en un sentido y

en otro (Fig. 6.4). Esta implementación facilita la configuración del modelo y posibilita la cuantificación de un parámetro necesario pero a su vez complejo de evaluar e implementar.

Por lo expuesto, *Hemera* es capaz de evaluar la transferencia de calor entre los diferentes elementos, ya sea por conducción, convección o radiación. En esta sección se presentaron diferentes técnicas para evaluar la convección de calor. Existen múltiples maneras de evaluar el aporte de los agentes antes mencionados (viento y olas). Con el objetivo de maximizar el desempeño, así como facilitar implementación y la calibración, sin menospreciar la precisión, se optó por los métodos aquí presentados.

### 6.3.2 – SECUENCIA ITERATIVA

Se presentaron formulaciones matemáticas que permiten cuantificar la temperatura del terreno digital en cualquier punto e instante de tiempo en función de variables físicas. Las condiciones del sistema o variables físicas ( $K$ ,  $u$ ,  $T_a$ ,  $H$ ,  $P_a$ , etc.) son leídas desde un archivo para ser posteriormente usadas en las sucesivas iteraciones (Anexo 3). Existe una secuencia iterativa que permite llevar a cabo dicha determinación de la temperatura espacial y temporal, siempre que se cumplan las condiciones de estabilidad. La figura 6.5 presenta un diagrama de flujo de la iteración, con sus respectivas alternancias. El sistema itera las ecuaciones 6.33, 6.38, 6.40 y 6.41 hasta que se alcance el tiempo total de simulación o hasta que se cumpla el criterio de convergencia definido. Como condición de convergencia se considera que la variación de la temperatura superficial ( $|T_s|$ ) promedio entre pasos (*step*;  $\Delta t$ ) sea menor a un valor de borde ( $\delta$ ), es decir  $|T_s| < \delta$ .

El procedimiento involucra un importante número de iteraciones para alcanzar el valor efectivo del sistema (Fig. 6.5). La complejidad final del sistema (Ec. 6.38) así como la resolución superficial de la temperatura, sumado al número de iteraciones muestra la ventaja de utilizar Euler explícito en paralelo, para facilitar la

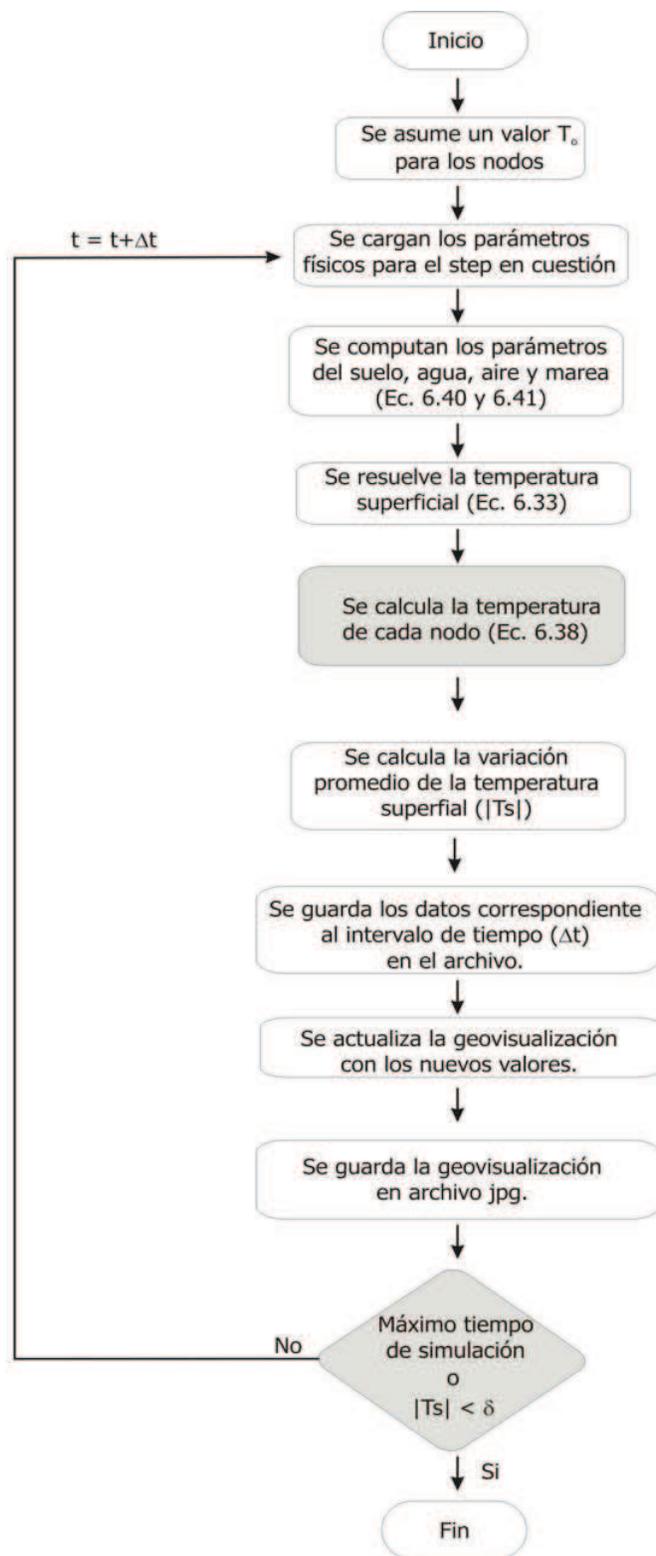


Figura 6.5: Diagrama de flujo del modelado en Hemera.

implementación, lograr altas velocidades de convergencia y un mínimo consumo de memoria. La implementación del sistema matemático con su resolución iterativa en *Hemera*, permite el modelado calórico ambientes intermareales como las marismas y planicies de marea. *Hemera* posibilita a usuarios sin conocimientos avanzados en programación trabajar en la simulación, dado que la interfase y el sistema resuelve los problemas del cálculo, permitiendo al usuario concentrarse solamente en el modelado.

#### **6.4 – MODELADO DE UNA MARISMA CON HEMERA 1.0**

Uno de los objetivos del trabajo es el modelado y simulación del balance energético en marismas y planicies de marea. Los temas tratados hasta aquí posibilitan la aplicación real de todo el desarrollo tecnológico y computacional en un caso práctico. En esta sección se presenta el modelado numérico de los intercambios térmicos en la marisma de Villa del Mar, como también la comparación y verificación de los resultados del modelo con las mediciones directas en el terreno (Cap. 4 y 5).

El modelado involucra varios pasos para obtener un sistema que represente fehacientemente la marisma. La principal dificultad del modelado es generar el terreno virtual, con sus respectivos parámetros. En este estudio se presenta una metodología innovadora para generar topografías virtuales en ambientes intermareales, como las marismas o planicies de marea, indispensables para el modelado del balance energético.

##### **6.4.1 – METODOLOGIA**

El modelado en *Hemera* requiere de datos meteorológicos (temperatura del aire, humedad, viento, etc.) y oceanográficos (temperatura del agua y la marea) que se utilizan como condiciones de borde en cada paso (*step*). Los datos se leen desde un archivo de texto con una estructura predefinida (Anexo 3). También se requiere del ambiente tridimensional a modelar, que es del elemento más importante y complejo de generar.

*Hemera* está diseñado para leer archivos de texto o topográficos estándar (.GRD<sup>3</sup>), con o sin georeferenciación en coordenadas planas (*WGS 84*). El software importa el modelo digital del terreno (MTD) es decir, el terreno virtual (interpolación/grillado) se produce por medio de otra/otras aplicaciones para luego importarse al modelo. A modo de ejemplo en la figura 6.6 se muestran diferentes geovisualizaciones obtenidas de diferentes MTD.

El terreno virtual de la marisma de Villa del Mar, se genera utilizando curvas de nivel georeferenciadas, que posteriormente son grilladas por medio de interpolaciones en un software estándar. En el mismo software se generan tres tipos de grillas / terrenos, de *baja*, *media* y *alta* resolución correspondiente a un espaciado xyz de 3x3x0,5, 1x1x0,1 y 0,5x0,5x0,05 m, respectivamente. Finalmente estas grillas / terrenos son exportados en formato GRD para su posterior importación en *Hemera*.

#### 6.4.1.1 – DEM DE LA MARISMA

El DEM de la marisma se generó utilizando una técnica innovadora por medio de la captura de imágenes en secuencia. La marisma se cubre y descubre por la acción de la marea, la cual sigue el contorno de las curvas de nivel de la superficie, a medida que avanza sobre ella. Utilizando esta característica a favor, fue posible capturar imágenes de la secuencia completa del ciclo de la marea, para posteriormente digitalizar la curva de la marea (Fig. 6.7 y 6.8). Como se obtiene en simultáneo la lectura de la altura del agua, producto del olímetro (Cap. 3 y 4) georeferenciado por medio del *GPS SOKKIA RADIANT IS*, simultáneamente se genera el valor de la curva de nivel que está indicando el agua.

Para el trabajo se utilizó una cámara fotográfica convencional de 10 mpx, conectada a un disparador inteligente programado cada 1 min. El disparador fue diseñado y construido específicamente para ser utilizado en este trabajo. La cámara se localizó en lugares específicos de la marisma para poder cubrir la extensión total del área a modelar (Fig. 6.7 y 6.8).

---

<sup>3</sup> El GRD formato de archivo es utilizado por la aplicación *Golden Software Surfer*, es una herramienta de graficado.

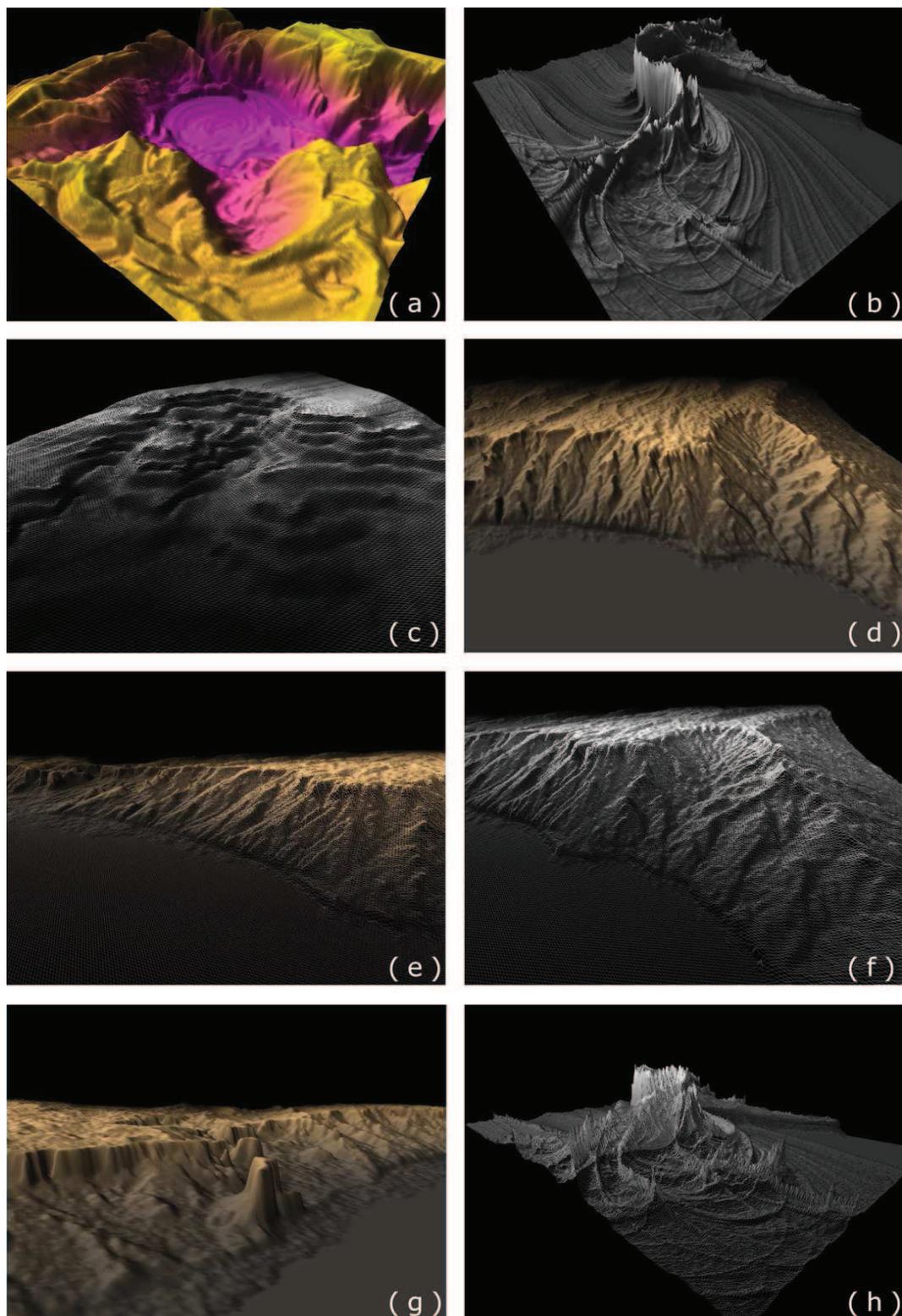


Figura 6.6: Geovisualizaciones correspondientes a diferentes DEM en *Hemera*. (a – c y h) Superficies de ensayo. (d - g) DEM del Golfo San Matías escalado en altura, provenientes de SRTM.



Figura 6.7: Secuencia del ciclo de la marea en un sector de la marisma, correspondiente al GIS de la figura 6.9.



Figura 6.8: Secuencia del ciclo de la marea en otro sector de la marisma.

Con la secuencia completa de imágenes se generó un GIS (SIG; Sistema de Información Geográfica), para permitir la digitalización de cada curva (Fig. 6.9a). La Figura 6.9a muestra el resultado del proceso en una reducida secuencia de imágenes. Se repitió este procedimiento con todas las sucesiones de imágenes para cada sector fotografiado, obteniendo una cobertura total del área de interés.

Las curvas se encuentran en un espacio dimensional correspondiente a imágenes. Para obtener un DEM válido es necesario obtener dimensiones espaciales. Por dicho motivo a las curvas del GIS se le aplica una transformación proyectiva, para transformarlas a un espacio de coordenadas planas (*WGS 84*). Para esto se utiliza una matriz de transformación proyectiva ( $M_{TP}$ ). Para obtener los coeficientes de esta matriz se aplica (Hartley y Zisserman, 2003)

$$\begin{bmatrix} u_1 \\ u_2 \\ u_3 \\ u_4 \\ \dots \\ u_n \\ v_1 \\ v_2 \\ v_3 \\ v_4 \\ \dots \\ v_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_1 & y_1 & 1 & 0 & 0 & 0 & -u_1x_1 & -u_1y_1 \\ x_2 & y_1 & 1 & 0 & 0 & 0 & -u_2x_2 & -u_2y_2 \\ x_3 & y_3 & 1 & 0 & 0 & 0 & -u_3x_3 & -u_3y_3 \\ x_4 & y_4 & 1 & 0 & 0 & 0 & -u_4x_4 & -u_4y_4 \\ \dots & \dots \\ x_n & y_n & 1 & 0 & 0 & 0 & -u_nx_n & -u_ny_n \\ 0 & 0 & 0 & x_1 & y_1 & 1 & -v_1x_1 & -v_1y_1 \\ 0 & 0 & 0 & x_2 & y_2 & 1 & -v_2x_2 & -v_2y_2 \\ 0 & 0 & 0 & x_3 & y_3 & 1 & -v_3x_3 & -v_3y_3 \\ 0 & 0 & 0 & x_4 & y_4 & 1 & -v_4x_4 & -v_4y_4 \\ \dots & \dots \\ 0 & 0 & 0 & x_n & y_n & 1 & -v_nx_n & -v_ny_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A \\ B \\ C \\ D \\ E \\ F \\ G \\ H \end{bmatrix} \quad (6.42)$$

donde  $x_n$  y  $u_n$  son los 4 o más puntos de referencia de los respectivos espacios (esquinas del rectángulo en la imagen (Fig. 6.9a); esquinas del trapecio en el espacio (Fig. 6.9b)) y  $A-H$  son los coeficientes de la matriz de transformación proyectiva. Una vez obtenidos los coeficientes de la matriz por medio de algebra lineal, la proyección resulta

$$\begin{bmatrix} x' \\ y' \\ ec \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A & B & C \\ D & E & F \\ G & H & I \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u \\ v \\ 1 \end{bmatrix} \quad (6.43)$$

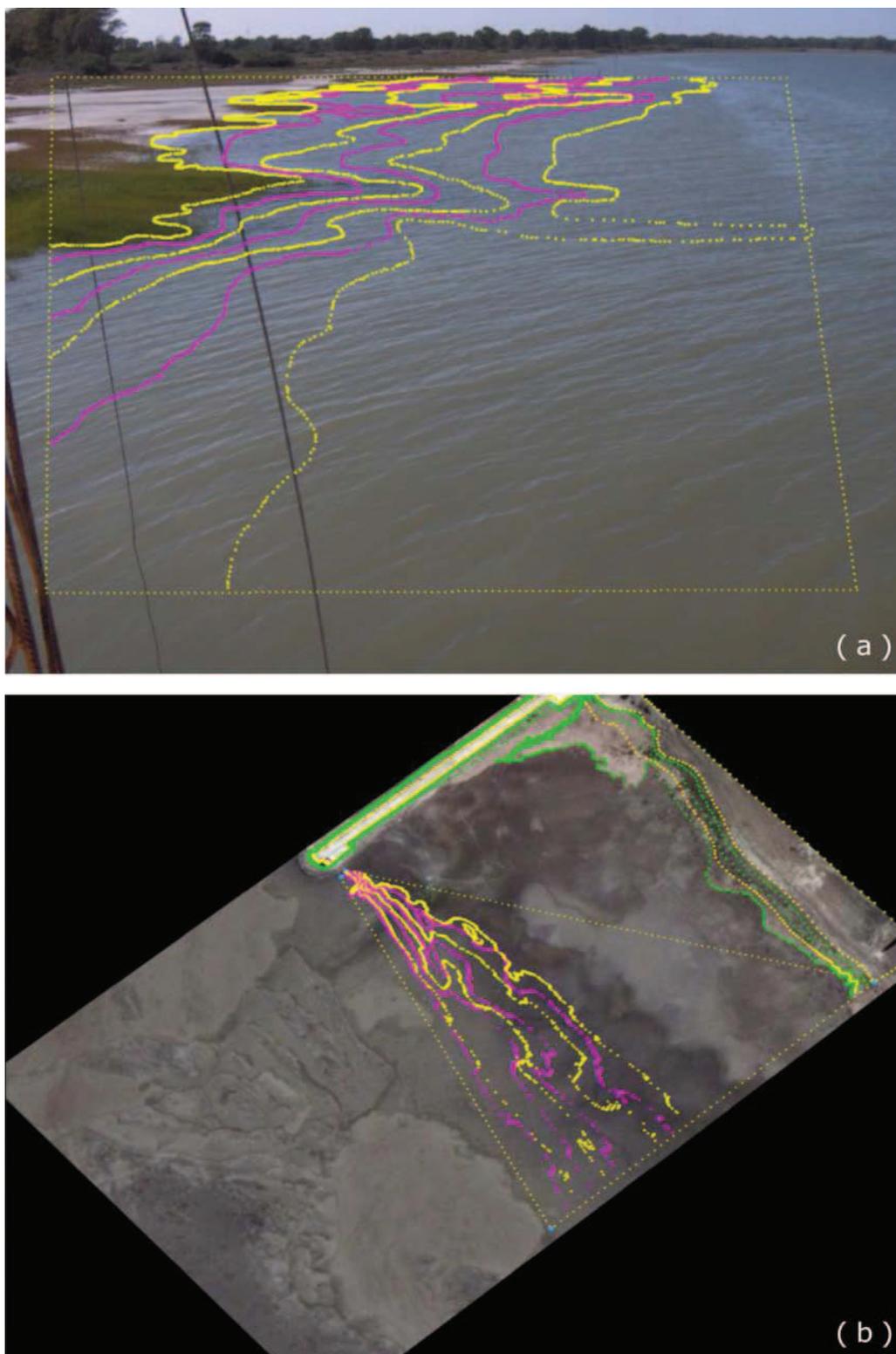


Figura 6.9: Curvas de nivel sobre la marisma en ARCVIEW 3.1. (a) Curvas de nivel sobre la imagen original. (b) Curvas de nivel proyectadas sobre el plano.

$$\begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} = ec^{-1} \begin{bmatrix} x' \\ y' \end{bmatrix} \quad (6.44)$$

donde  $ec$  es un parámetro de escala,  $u_n$  corresponden a las coordenadas de la imagen y  $x_n$  a las coordenadas planas en el espacio. La proyección se aplicó a todos los puntos digitalizados, tanto en las imágenes de la secuencia mareal como a los de otras imágenes satelitales. Además se relevaron sectores del campo con el *GPS SOKKIA RADIANT IS*. De esta manera se obtuvieron elementos externos a la marisma (muelle, terraplenes, etc.) con el objetivo de obtener una representación completa del ambiente (Fig. 6.9b). Con la curvas de nivel en coordenadas planas, se procedió a su interpolación y grillado por medio de un software estándar. Se realizaron tres tipos de grillado como se mencionó, para luego ser estas importadas en *Hemera*, para su modelado. La figura 6.10 presenta la geovisualización en *Hemera* del terreno virtual, generado por medio de la captura de imágenes.

#### 6.4.1.2 – CONFIGURACION GENERAL

Con el terreno virtual disponible se procede a la configuración del modelo por medio de la incorporación de parámetros a los archivos de cabecera de *Hemera*. Existen archivos básicos para la configuración del modelo (Anexo 3). El archivo de los PARÁMETROS GENERALES, en donde se definen los nombres de los archivos, como el de la grilla del DEM, el de datos meteorológicos y oceanográficos, la carpeta de salida, etc. El archivo de METEOROLOGÍA Y OCEANOGRAFÍA, en donde se encuentran los registros ordenados por fecha Juliana, con datos de la temperatura del aire, humedad, presión atmosférica, viento, marea, sedimentos en suspensión (SS) y olas. Los datos de SS y de olas (altura y periodo) son optativos ya que el modelo los puede estimar (Cap. 4). El archivo de GEOVISUALIZACIÓN, destinado a definir los elementos del renderizado del terreno (Fig. 6.10), son la iluminación, transparencia, reflexiones, etc. El archivo de los parámetros generales del BALANCE ENERGÉTICO, como los coeficientes del cálculo de  $RN$ , los parámetros para estimar el  $\alpha$  del sedimento y del agua para cada mes, los valores de  $z_0$  para el terreno en general, etc (Cap. 5).

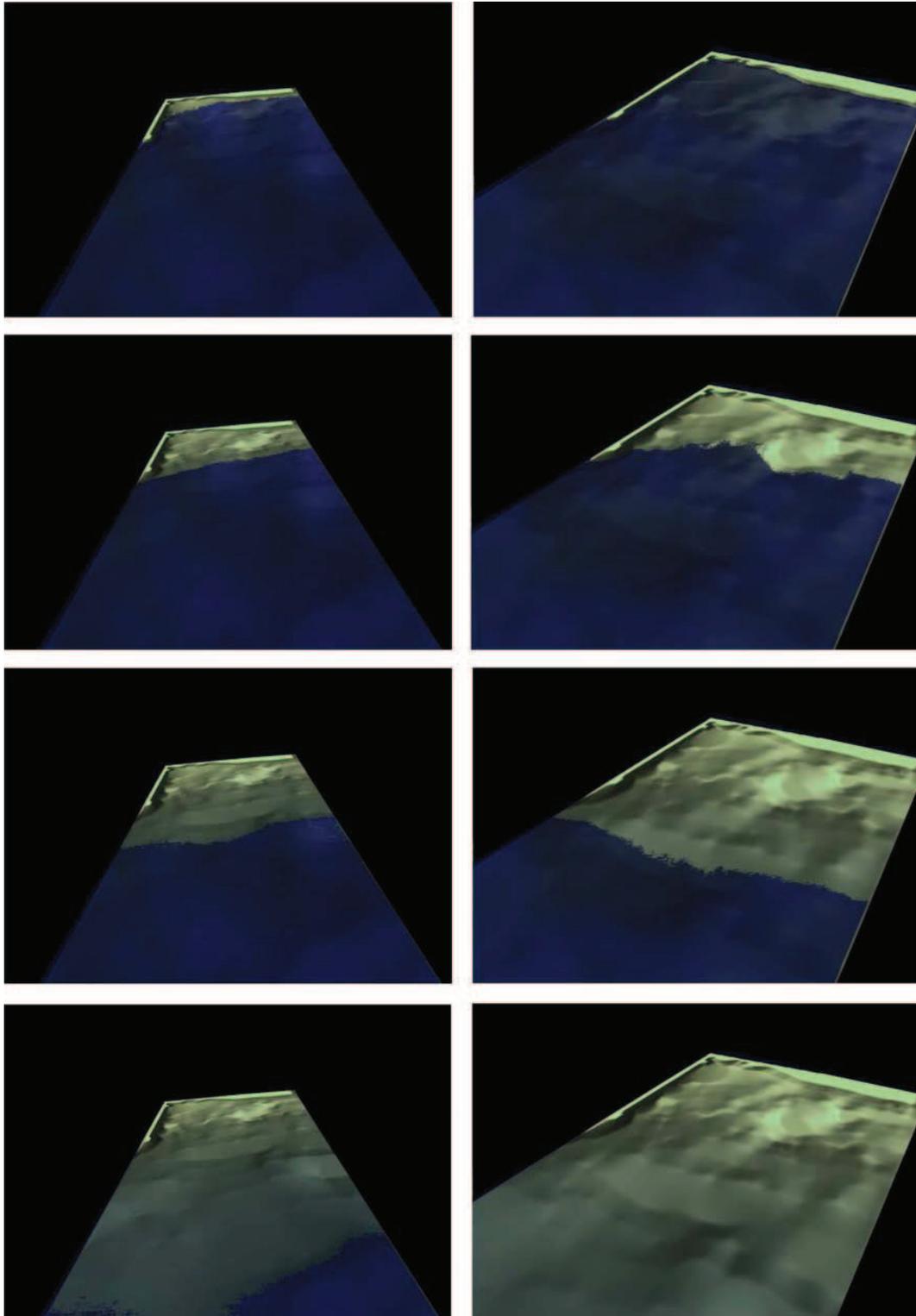


Figura 6.10: Geovisualización en *Hemera* del terreno virtual generado con diferentes altura de marea, por medio de la captura de imágenes. Correspondientes a 2,21, 2,43, 1,38, 1,59, 0,19, 0,40, -0,39 y -1 m, de altura del agua

Existen archivos específicos destinados a la obtención de mediciones en sectores particulares del terreno, como perfiles verticales o longitudinales y otros. Estos archivos llamados DTS (*Sensado Distribuido de Temperatura*), posibilitan la configuración de *Hemera* para almacenar los resultados de la simulación de nodos específicos, en archivos independientes de los generales (Anexo 3). En *Hemera* el usuario crea un archivo de éstos por cada sector de interés que desea analizar, los cuales se definen en el de PARÁMETROS GENERALES. Para este estudio se utilizaron cuatro de éstos para obtener perfiles y secciones de interés sobre el terreno.

#### 6.4.2 – RESULTADOS DEL MODELADO

Con el modelo configurado y calibrado, con los parámetros previamente obtenidos del estuario de Bahía Blanca y de la marisma (Cap. 4 y 5), se realizaron múltiples simulaciones de la misma. Para evidenciar el alcance y los posibles estudios que permite *Hemera*, los resultados se clasifican en tres tipos, corroborativo, descriptivo y predictivo. El corroborativo y el descriptivo son análisis basados en parámetros actuales y mediciones directas del área en cuestión. En el predictivo se presenta la evolución del sistema con distintos axiomas como condiciones de borde, algo vital para el estudio de un posible cambio del clima.

Para los resultados aquí presentados se utilizaron las mediciones en la marisma de Villa de Mar correspondientes al mes de enero de 2009. Se eligió el mes de enero, por ser el que posee mayor amplitud térmica, variabilidad eólica y una mayor energía radiativa (Cap. 4). De esta forma se analizan claramente los intercambios térmicos entre los elementos en cuestión (aire-agua-sedimento). En la figura 6.11 se presenta la distribución de los principales parámetros ambientales durante del mes. La temperatura del aire registró una amplitud media diaria de 16,4 °C, con un valor máximo de 22,2 °C. La velocidad del viento medio fue de 23,7 km h<sup>-1</sup>, con períodos de calma menores a 3 horas y una velocidad máxima de 84,2 km h<sup>-1</sup>. La radiación solar tuvo un comportamiento típico del mes con valores máximos medios cercanos a 950 W m<sup>-2</sup>.

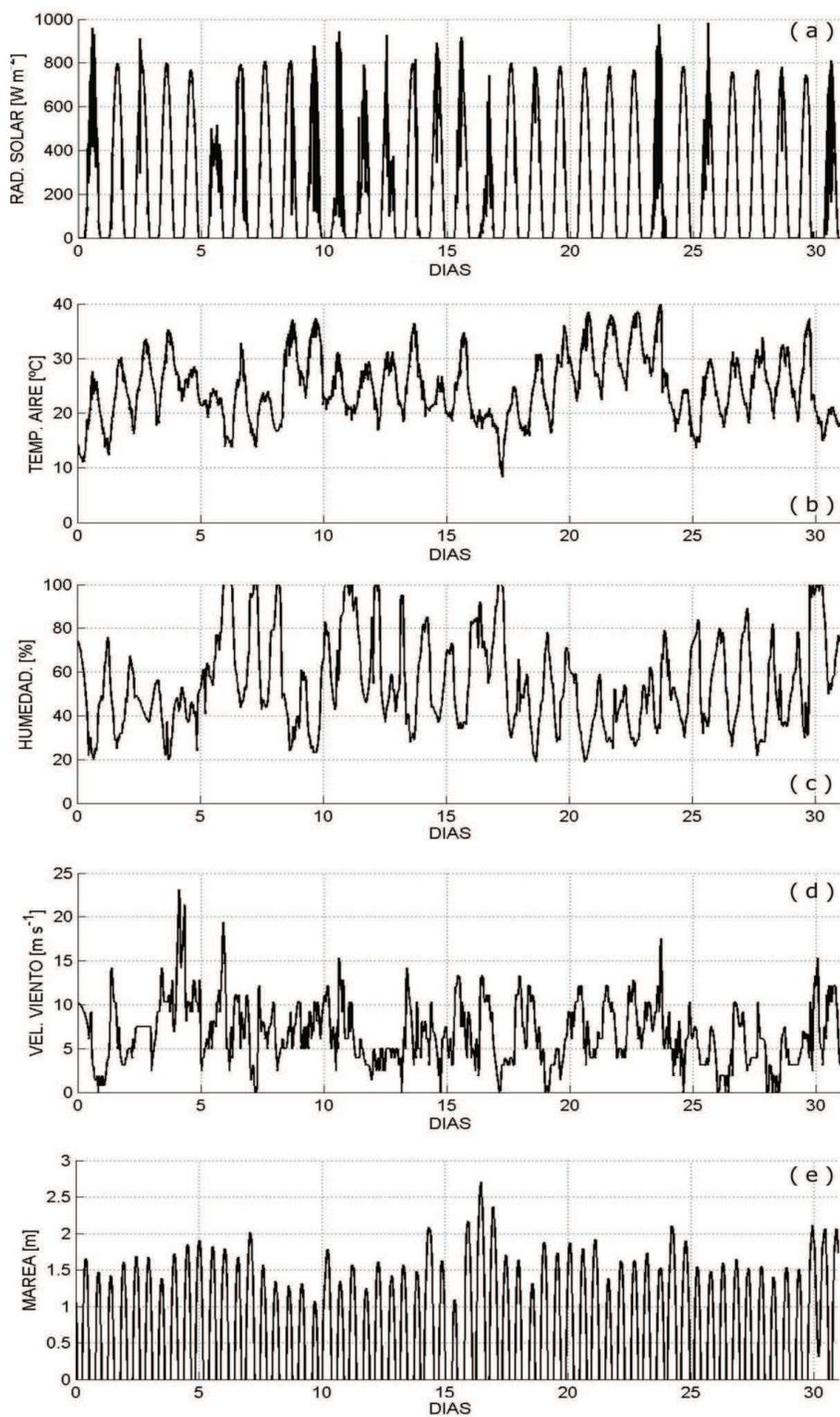


Figura 6.11: Parámetros meteorológicos y oceanográficos medidos y utilizados en las simulaciones numéricas. (a) Radiación solar. (b) Temperatura del aire. (c) Humedad. (d) Velocidad del viento. (e) Nivel del agua.

Para validar el software desarrollado se modelaron los 31 días correspondientes al mes de enero 2009 (Fig. 6.12). Se consideró que la superficie tiene una cobertura de vegetación uniforme transversalmente a la marisma, facilitando así la configuración superficial del modelo. Se utilizó como coeficiente de reflexión del sedimento el calculado por la ecuación 5.5 para el mes de enero ( $\alpha=0,095$ ) y para el agua se empleó el valor medio hallado de 0,111 (Cap. 4).

Como se mencionó se generaron tres grillas, las dos correspondientes a las menores resoluciones se emplearon en la calibración de modelo. Los resultados presentados en esta sección se realizaron con la grilla de mayor resolución espacial,  $1 \times 1 \times 0,05$  m y una extensión total de  $440 \times 220 \times 8,5$  m (Terreno,  $Z_{\max}=3$  m y  $Z_{\min}=-0,5$  m). Dada las dimensiones físicas y el espaciado de la discretización, el modelo resultó con 16.456.000 nodos, utilizados en cada paso (*step*;  $\Delta t$ ). Como plano de referencia ( $Z=0$ ) para el DEM utilizado se tomó el nivel cero del mareógrafo/olímetro, el cual se georeferenció con el GPS SOKKIA. Para el plano de referencia superior en el aire ( $Z=5,5$ m) se utilizó como condición de borde que  $T_{Z=5,5} = T_{\text{aire}}$  medida. En cambio, para el inferior de los sedimentos ( $Z=-3$ m) se consideró un valor constante de  $16,5$  °C ( $T_{Z=-3\text{m}} = 16,5$  °C).

La ubicación de los DTS en el terreno virtual modelado se muestra en la figura 6.13. El *DTS0* se ubicó de manera tal de registrar un ambiente con una inundación esporádica. El *DTS1* se localizó en el sitio correspondiente a las mediciones en la marisma de la temperatura del sedimento (Cap 4 y 5). El *DTS2* se emplazó en un ambiente con un período de cobertura del agua de un 56%. Finalmente, el *DTS3* se implementó con la finalidad de registrar la temperatura superficial del sedimento en el sentido longitudinal de la marisma. La temperatura superficial media del sedimento en toda la marisma fue de  $24,4$  °C, la mínima de  $18,2$  °C y la máxima de  $33,3$  °C. La temperatura media del agua, con una altura de marea mayor de  $0,5$  m resultó de  $22,1$  °C, con  $19,6$  °C de mínima y  $26,4$  °C de máxima. Estos valores se corroboran con los medidos en el sedimento y en el agua con la cadena de termistores (Cap 4).

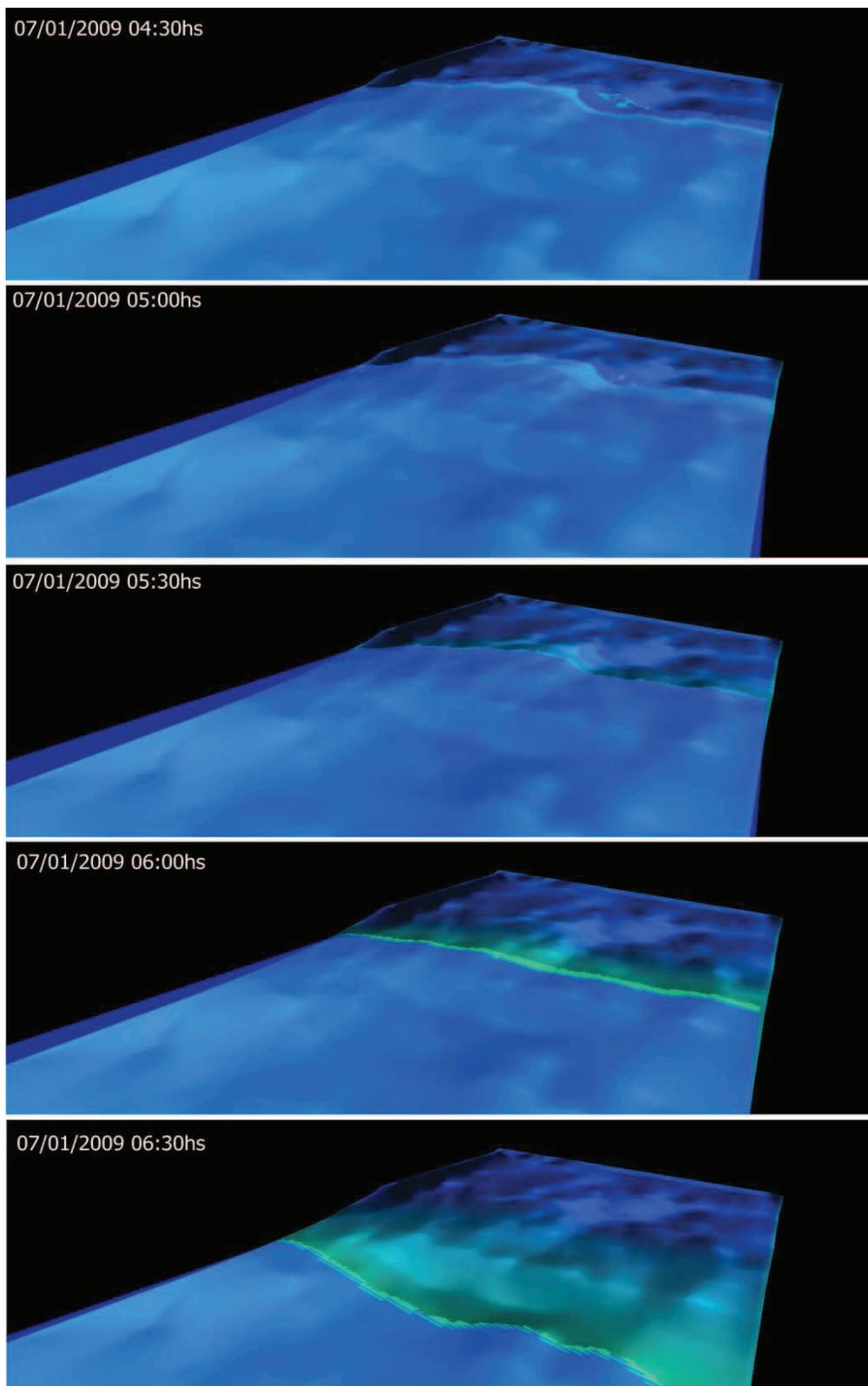


Figura 6.12: Vista a modo de ejemplo del renderizado de 2 hs del modelado en Hemera de los 31 días.

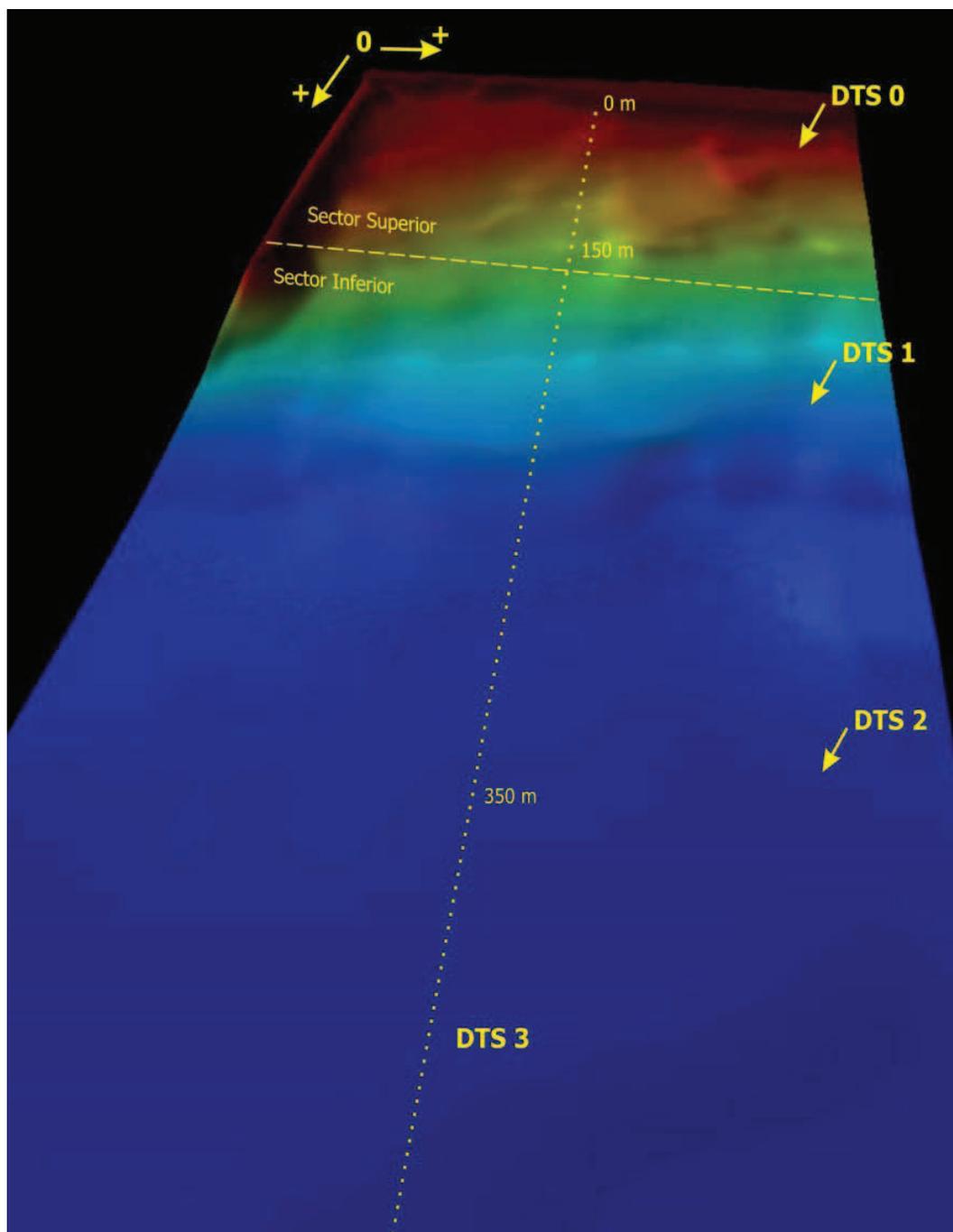


Figura 6.13: Ubicación de los DTS en el terreno digital y su convención de signos para los ejes. El *Sector Superior* es ocasionalmente inundable y el *Sector Inferior* es periódicamente inundable. La ubicación del DTS1 se corresponde a la locación de los sensores de temperatura en el sedimento (Cap. 4 y 5).

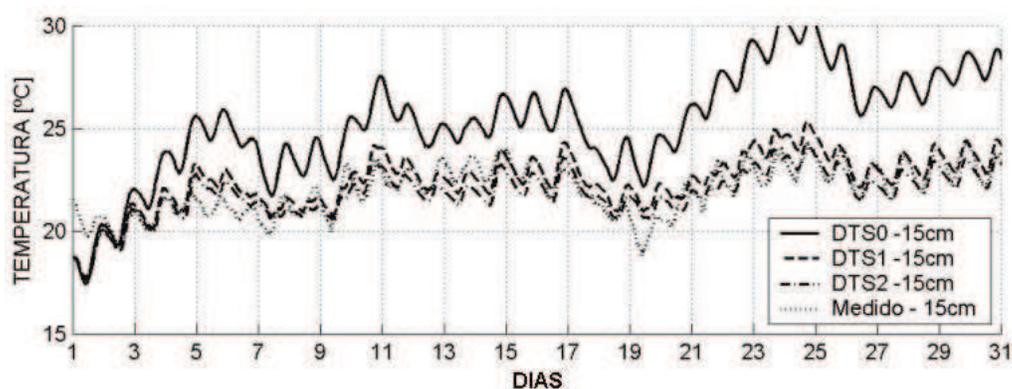


Figura 6.14: Temperatura del sedimento modelada a 15 cm de profundidad para los tres sitios en estudio (DTS0, 1 y 2) y su comparación con la medición directa en el sitio del *DTS1* (*Medido*).

Se analizó la temperatura media del sedimento en los tres sitios en cuestión, a partir del día 5 de enero en donde se consideró estabilizado el modelo. La temperatura superficial resultó de 26,4, 23,1 y 22,4 °C para los DTS 0, 1 y 2, respectivamente. Los valores superficiales oscilaron entre 16,8 a 35,7, 17,2 a 30,6 y 17,5 a 29,7 °C para los respectivos DTS. La temperatura del sedimento a 15 cm de profundidad presenta una diferencia espacial marcada en su valor medio y en su amplitud. El valor medio resultó de 25,4, 22,5 y 21,9 °C, respectivamente. La diferencia del valor medio en los diferentes ambientes evidencia el efecto que tiene la cobertura del sedimento por la acción de la marea. El estudio muestra que a medida que se incrementa el tiempo de residencia del agua sobre la superficie disminuye su temperatura media en los primeros niveles (Fig. 6.14). Se evidencia que los sitios con mayor tiempo de cobertura del agua presentan una temperatura cercana al valor medio del agua (22,1 °C). Esto se corresponde a los perfiles de temperatura hallados en la marisma para el mismo período (Cap. 4).

Se realizó la comparación en una profundidad intermedia de 15 cm entre las series modeladas y la medida (Figs. 6.14 y 6.15). La diferencia con el valor medido para el mismo período (enero de 2009) en el sitio del *DTS1* fue de 0,6 °C, ya que el promedio de la serie registrada es de 21,9 °C (Figs. 6.14 y 6.15). La comparación entre las series muestra una estabilidad en el tiempo del registro modelado.

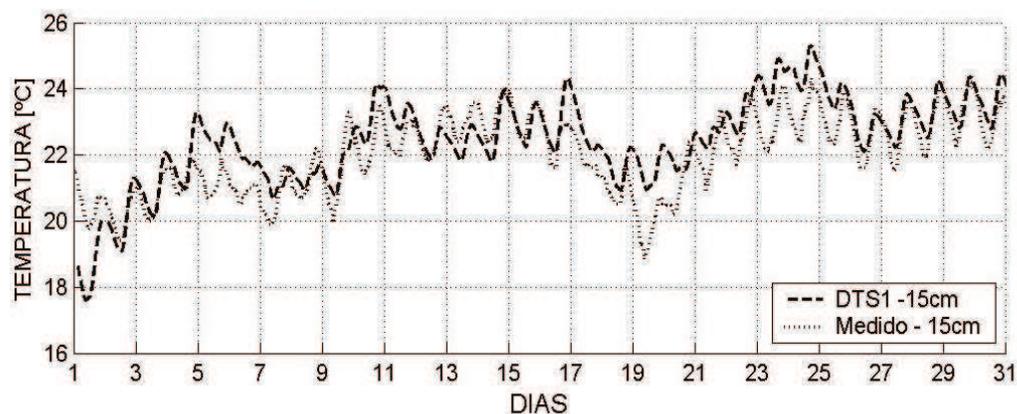


Figura 6.15: Comparación de la temperatura del sedimento a 15 cm de profundidad en el *DTS1* y su comparación con la medición directa en el mismo sitio (*Medido*).

La serie simulada evoluciona de su condición inicial (día 1; 19 °C) logrando estabilizarse luego de 3 días. En general la serie de tiempo computada presenta una alta concordancia con las mediciones directas en el campo, describiendo los ciclos diarios adecuadamente.

Se realizó un análisis del error relativo de los 31 días modelados (Fig. 6.16). La serie simulada presentó un error relativo medio de 3,3 % (referido a 0 °C) para el período en cuestión (Fig. 6.16a). Asimismo, se analizaron cuatro periodos en donde ocurrieron máximos locales de éste (Fig. 6.16 b-e). En general, el error posee un transitorio que disminuye de forma exponencial con un tiempo medio de estabilización (error < 3,3%) de 2 días y 6 horas. Se evidencian transiciones cíclicas del error (Fig. 6.16 d-e) en donde la estabilidad del modelo logra mantener magnitudes menores al 5 %, mostrando un desempeño correcto producto de las variaciones propias de las condiciones de borde (marea, viento, temperatura del aire, etc.), la simulación se distancia del valor medido, pero mantiene una estabilidad adecuada con un error máximo del 12,7 % para todo el período estudiado. Por lo visto, el motor numérico en un sistema real posee un desempeño correcto y confiable, independientemente de las transiciones en las condiciones de borde.

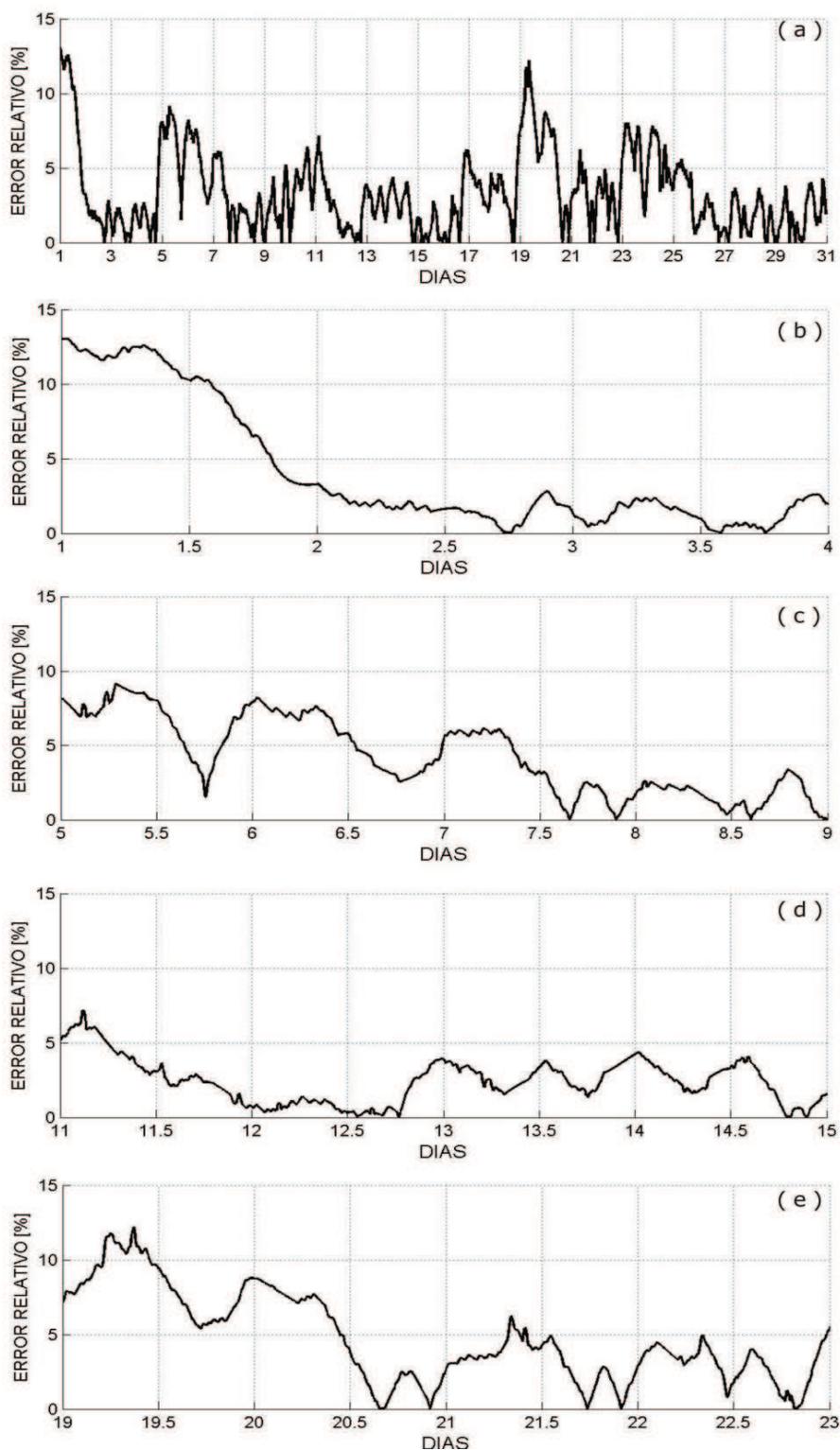


Figura 6.16: Error relativo absoluto de la temperatura del sedimento a 15 cm de profundidad para el sitio del *DTSI*, (a) para los 31 días, (b) del día 1 al 5, (c) del día 5 al 9, (d) del día 11 al 15 y (e) del día 19 al 23.

Utilizando la información recopilada en los sitios se analizó el perfil vertical de temperatura entre los -0,3 a 2 m sobre la superficie en cada sitio, para 30 días de modelado (Figs. 6.17 - 6.19). Las mayores temperaturas se dieron en el sector superior de la marisma (Figs. 6.17a - 6.19a). Los restantes sectores tuvieron un comportamiento térmico similar en el periodo analizado (Figs. 6.17b/c - 6.19b/c). Las mayores magnitudes del gradiente normal del perfil térmico ( $T_{\text{aire}} < T_{\text{suelo}}$ ) ocurrieron en el sector superior, en donde el sedimento calienta el aire en los primeros 50 cm. En menor medida se aprecia en los restantes sectores. En cambio, la inversión del perfil se evidencia a partir de las primeras horas de la noche (23 a 01 hs), en la mayoría de los días del mes modelado.

En los diferentes ciclos diarios se aprecia la difusión de calor en el sedimento. En los primeros 10 días se destacan ciclos diarios templados que siguen la trayectoria de la temperatura del aire. En estos días los sectores inferiores presentan una temperatura marcadamente menor que el sector superior. La inundación producto de la marea es evidente en todos los ciclos diarios. Los días del 10 al 20 de enero presentan un aumento en la temperatura media del sedimento en toda la marisma. La temperatura superficial del sedimento alcanzó máximos cercanos a los 35 °C en el sector superior, mientras que en los restantes solo cercanos a los 30 °C. La temperatura media del aire a 1,5 m sobre de la superficie fue de 24,8 °C para el DTS 0. En los últimos 10 días se destaca la significativa diferencia de la temperatura del aire y del sedimento, tanto en amplitud como en su valor medio, entre el sector ocasionalmente inundado y los periódicamente inundados. La temperatura media del aire a 1,5 m resultó de 27,7 °C, en el sector superior. Para el sedimento a 15 cm de profundidad fue de 27,5, 23,4 y 22,6 °C, respectivamente

Los perfiles analizados muestran el significativo efecto que tiene la cobertura del agua en la temperatura del sedimento. El modelado realizado evidencia que la cobertura mareal produce un efecto amortiguador en las variaciones térmicas dentro del sedimento, como también en su valor medio. Esto es evidente en la comparación entre los sitios modelados (Figs. 6.17 - 6.19). Los resultados del modelo se condicen con los valores obtenidos en las mediciones realizadas dentro el sedimento (Cap. 4).

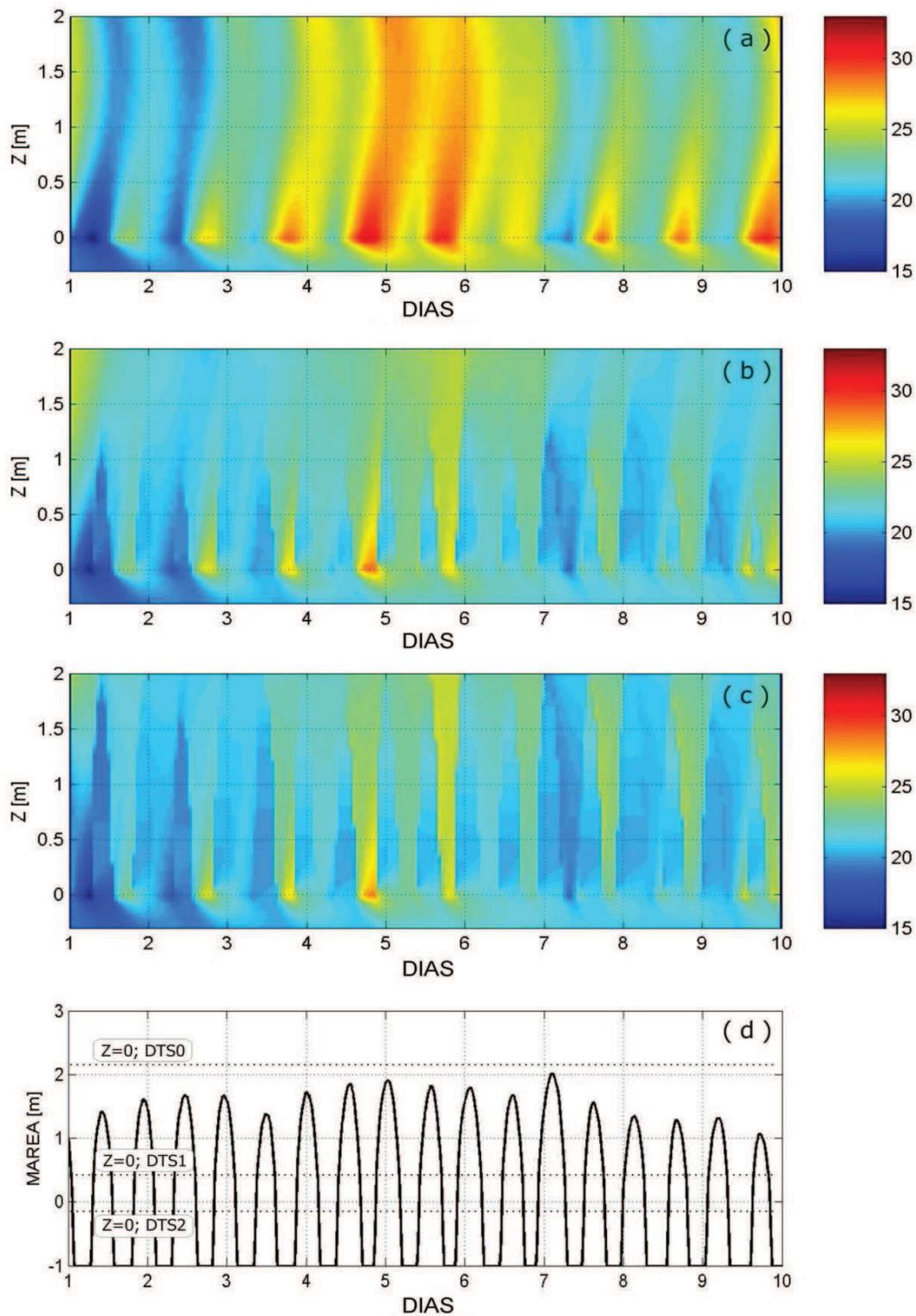


Figura 6.17: Perfiles de temperatura modelados para los diferentes sectores, del día 1 al 10. (a) Perfil en el sector del DTS0. (b) Perfil en el sector del DTS1. (c) Perfil en el sector del DTS2. (d) Nivel del agua utilizado, con la adición del sector negativo, por medio de la marea pronosticada.

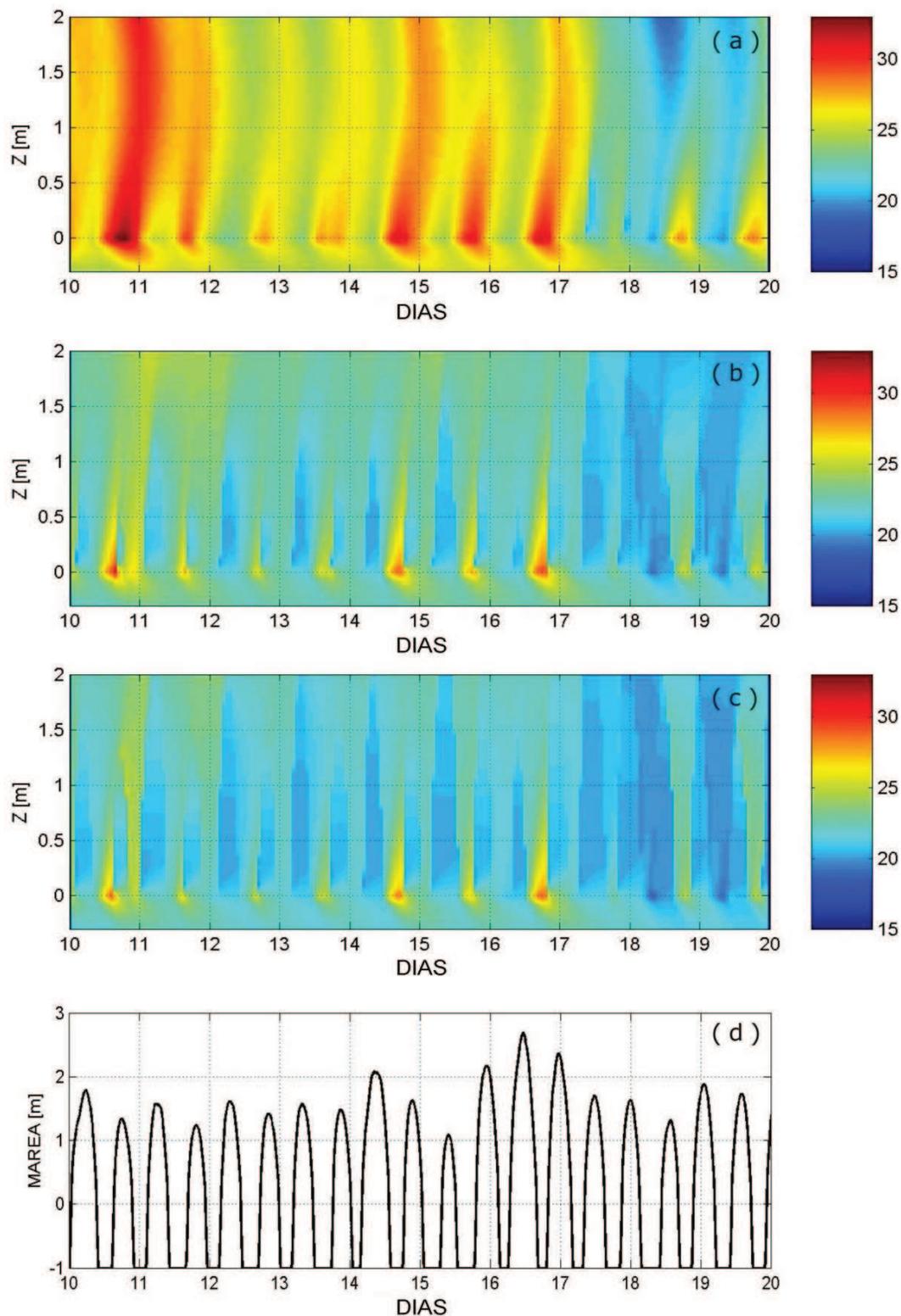


Figura 6.18: Perfiles de temperatura modelados para los diferentes sectores, del día 10 al 20. (a) Perfil en el sector del DTS0. (b) Perfil en el sector del DTS1. (c) Perfil en el sector del DTS2. (d) Nivel del agua utilizado, con la adición del sector negativo, por medio de la marea pronosticada.

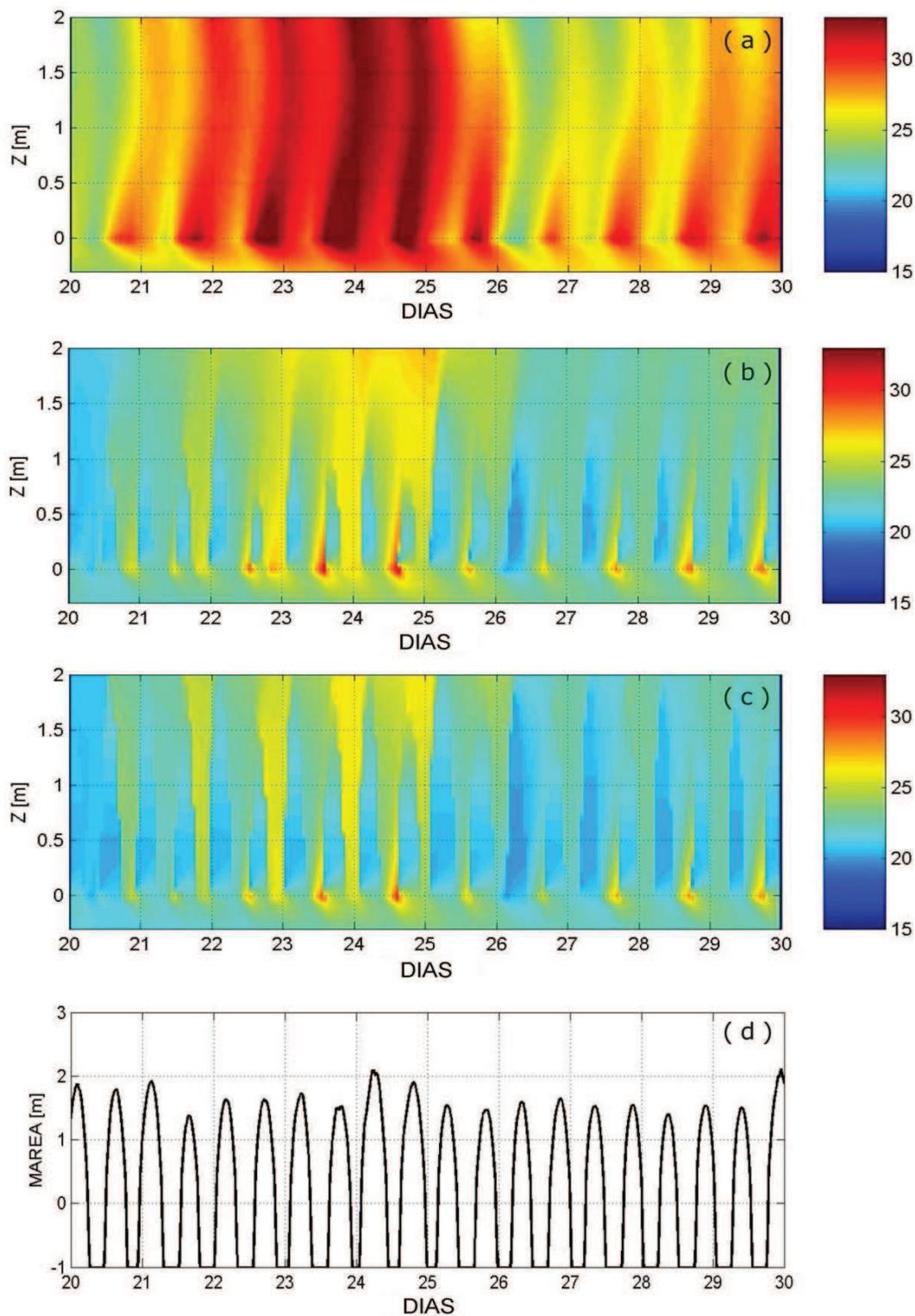


Figura 6.19: Perfiles de temperatura modelados para los diferentes sectores, del día 20 al 30. (a) Perfil en el sector del DTS0. (b) Perfil en el sector del DTS1. (c) Perfil en el sector del DTS2. (d) Nivel del agua utilizado, con la adición del sector negativo, por medio de la marea pronosticada

EL *DTS3* provee la información de la temperatura del sedimento superficial en sentido longitudinal a la marisma. Las figuras 6.20 y 6.21 presentan la evolución de la temperatura del sedimento para 30 días de modelado. La evolución muestra una zona de mayor temperatura (30 °C) y una de temperatura intermedia (23 °C). La mayor temperatura se localiza en el sector superior de la marisma, en donde la inundación mareal es ocasional, presentado temperaturas medias similares a las del aire (26,6 °C). En cambio, la zona periódicamente inundable presenta temperaturas medias próximas a las del agua (22,6 °C).

La dinámica temporal evidencia la perturbación que sufre la temperatura del sedimento por la cobertura mareal. En general para los días modelados, los ciclos diarios muestran una disminución considerable de la temperatura del sedimento al inicio del ciclo mareal. La temperatura superficial del sedimento presenta un gradiente térmico negativo cuando se encuentra cubierto. Esto representa un calentamiento del agua durante el proceso de residencia en la marisma. La región superior del agua presentó un incremento en su temperatura con respecto a la inferior de aproximadamente 1,3 °C, durante la estoa, para el mes en cuestión. En cambio, en las horas de exposición el sedimento presenta una temperatura generalmente uniforme longitudinalmente. El modelado muestra que la uniformidad térmica es directamente proporcional a la temperatura del aire, a mayor temperatura menor es su gradiente (Fig. 6.21c).

El sedimento presentó la mayor amplitud en su temperatura superficial, en el sector superior ( $\Delta T_{\max} = 20,7$  °C) con respecto al inferior ( $\Delta T_{\max} = 15,0$  °C). La amplitud del sector superior es similar a la medida para el ciclo térmico del aire para dicho período. La evolución temporal de la superficie del sedimento modelada presenta una dinámica consistente con las mediciones de campo realizadas (Fig. 4.14) por medio de la cadena de sensores de temperatura para el mismo período, tanto en forma como en modulo (*DTS*; Cap. 4). El modelo fue capaz de describir la dinámica térmica compleja del ambiente intermareal en cuestión.

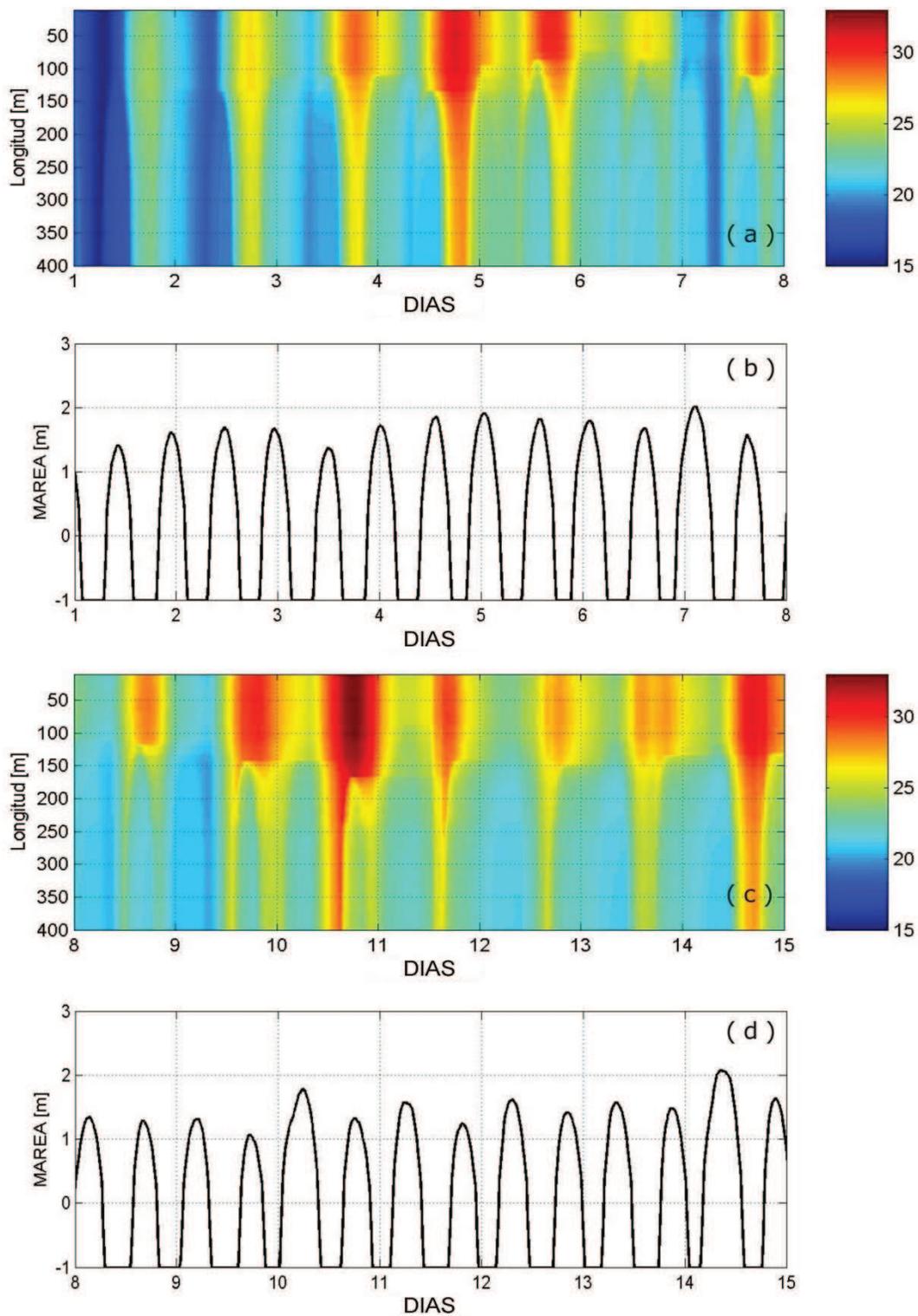


Figura 6.20: Temperatura superficial longitudinal modelada para diferentes días (DTS3). (a) Temperatura del día 1 al 8. (b) Nivel del agua del día 1 al 8. (c) Temperatura del día 8 al 15. (d) Nivel del agua del día 8 al 15.

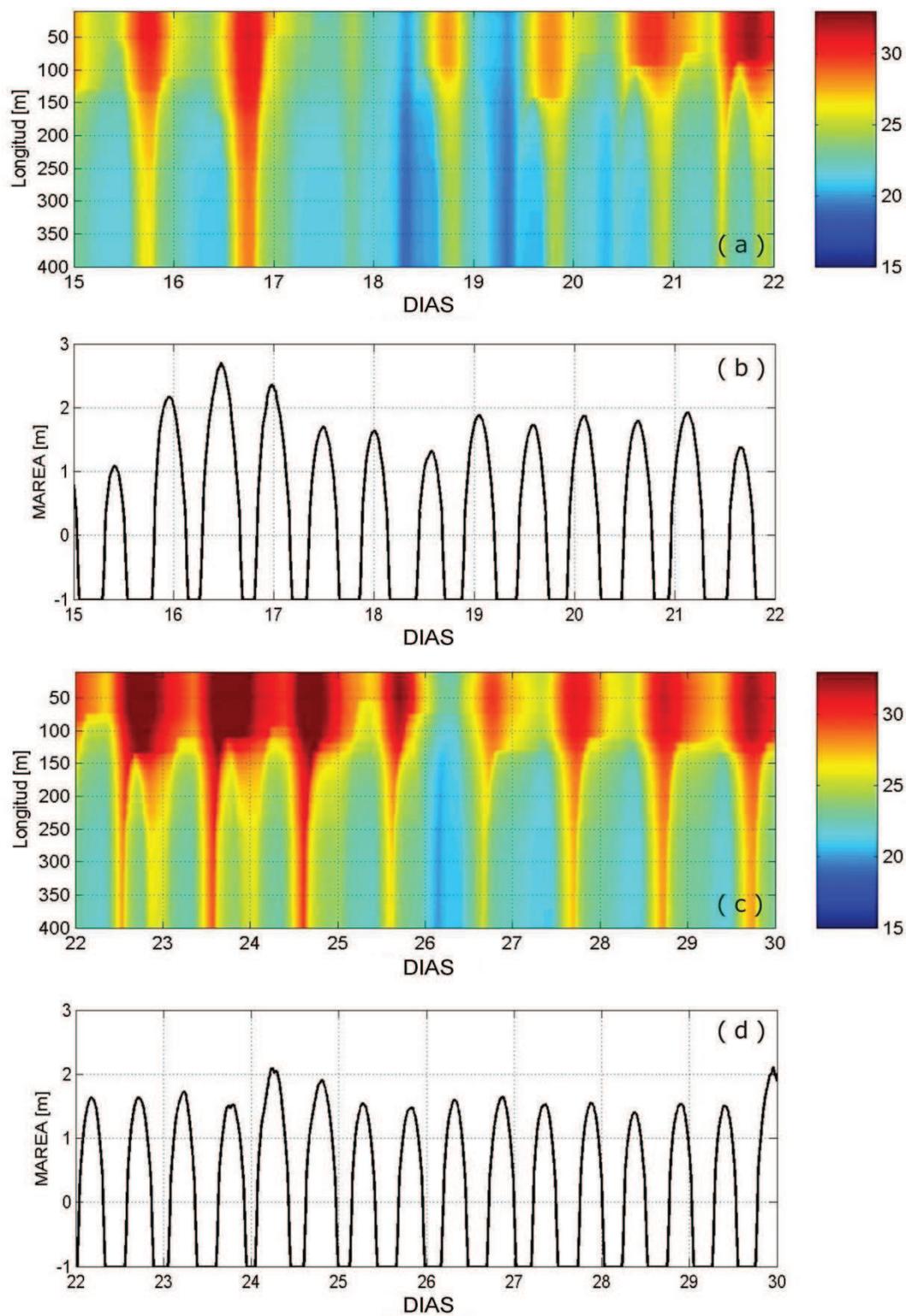


Figura 6.21: Temperatura superficial longitudinal modelada para diferentes días (DTS3). (a) Temperatura del día 15 al 22. (b) Nivel del agua del día 15 al 22. (c) Temperatura del día 22 al 30. (d) Nivel del agua del día 22 al 30.

Para analizar cómo influyen los elementos meteorológicos en la dinámica del balance de calor del sistema se realizaron modelados tomando diferentes condiciones de borde. Se simuló la marisma para el período en cuestión utilizando las mediciones de campo (Fig. 6.11) pero considerando primero un aumento de todo el registro de la temperatura del aire ( $T_a$ ; Fig. 6.11*b*) en un 30%, en segundo lugar un incremento todo el registro de la velocidad del viento ( $U_a$ ; Fig. 6.11*d*) en un 30 % y en tercer lugar se considero el ambiente sin vegetación vascular ( $r_{s0}$ ,  $r_s=0$ ; Cap 5), transformado la marisma en una planicie de marea.

La temperatura media superficial (0 cm) del sedimento fue de 29,6, 25,3 y 25,0 °C para la variación de  $T_a$ , de  $U_a$  y para  $r_{s0}$ , respectivamente. La temperatura media del agua para las diferentes condiciones fue de 24,3, 22,5 y 22,4 °C, respectivamente. Los valores extremos para el sedimento resultaron de 19,9 a 43,2, 17,8 a 35,9 y de 18,2 a 34,7 °C, respectivamente. En cambio para el agua, la amplitud resultó menor en donde la variación fue de 20,1 a 30,4, 19,4 a 28,1 y de 19,6 a 27,4 °C, respectivamente. Los resultados presentan en todos los casos un incremento en la temperatura superficial del sedimento y del agua. El mayor incremento medio se registró producto del incremento de  $T_a$ , de 5,2 °C, para el sedimento superficial y de 2,2 °C para el agua.

La figura 6.22 presenta la evolución de la temperatura del sedimento a 15 cm de profundidad con las diferentes condiciones de borde en las diferentes locaciones. La temperatura aumentó con la profundidad producto del incremento de  $T_a$ . El mayor cambio ocurrió en el sitio que es ocasionalmente cubierto, con un incremento medio el 19,1 % (Fig. 6.22*a*). Las restantes locaciones *DTS1* y *DTS2* mostraron un incremento similar en su valor medio de 9,3, 7,6 %, respectivamente. El incremento de la velocidad del viento produjo una variación del -0,8, 0,7 y 0,8 %, en los respectivos sitios. La carencia de vegetación produjo un cambio del -1,2, -0,7 y -0,6 % respectivamente. El sedimento a una profundidad intermedia sufrió su principal modificación producto del incremento de la temperatura del aire, siendo esta variación directamente proporcional al tiempo de exposición, en concordancia con las mediciones presentadas (Cap. 4).

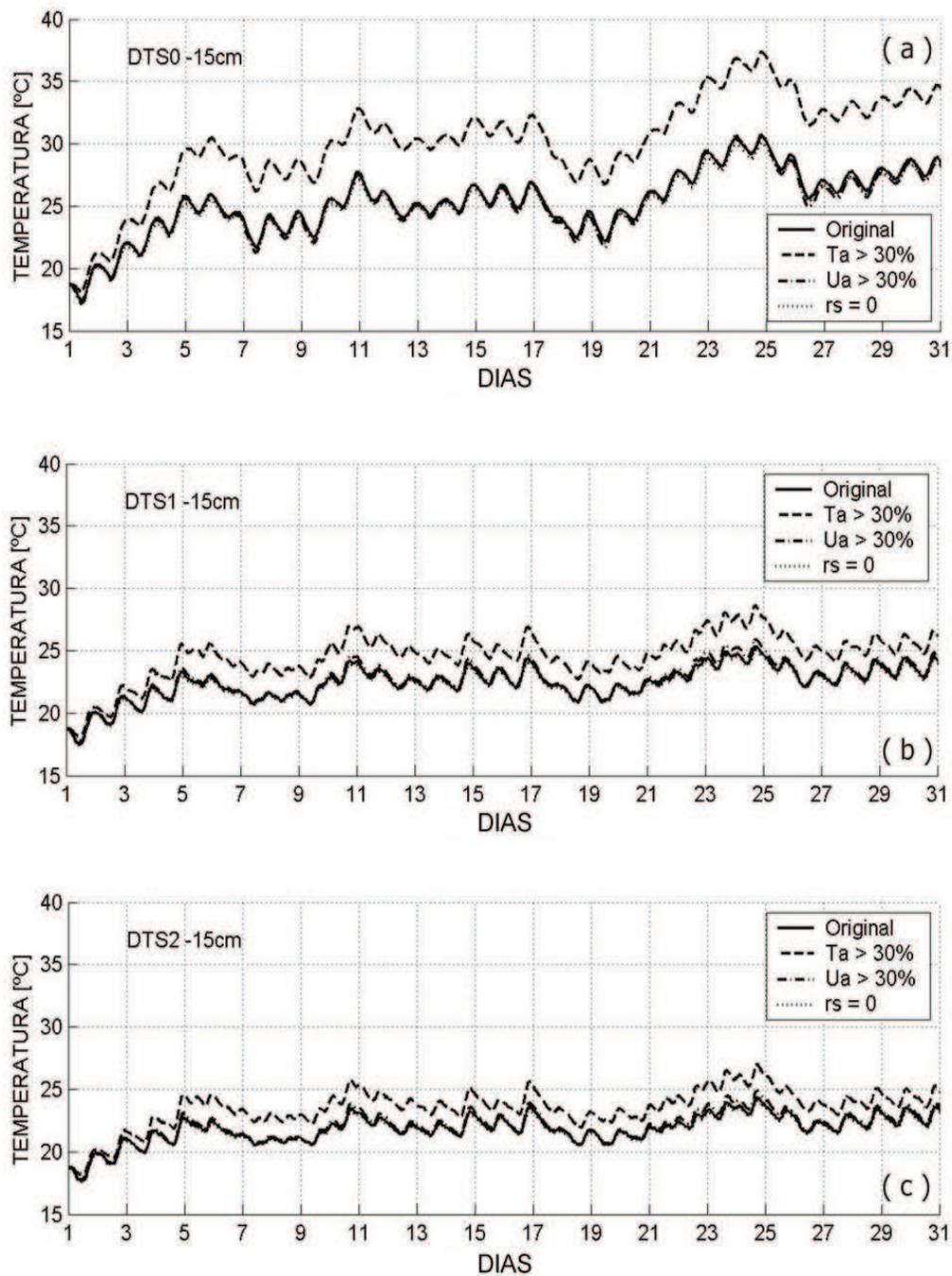


Figura 6.22: Temperatura del sedimento a 15 cm de profundidad, para los tres sitios en estudio y su comparación con la variación de diferentes parámetros. (a) Ubicación *DTS0*. (b) Ubicación *DTS1*. (c) Ubicación *DTS2*.

La evolución temporal de la temperatura superficial del sedimento, a lo largo de la marisma, presenta variaciones en las diferentes condiciones de borde exhibidas (Fig. 6.23 y 6.24). En general los tres escenarios muestran variabilidad con respecto a su estado original. Este estado se define en este trabajo como los resultados de la simulación con los datos medidos en el campo (Figs. 6.23*a* y 6.24*a*). Los mayores cambios se evidencian en el sector con esporádica cobertura del agua, siendo menos significativos cuando se incrementa el tiempo de residencia.

Los resultados muestran que un cambio en la temperatura del aire ( $T_a$ ) produce un cambio significativo en la temperatura superficial del sedimento, siendo mayor en el sector con menor tiempo de residencia de la marea (Figs. 6.23*b* y 6.24*b*). En los 30 días modelados se aprecia que la temperatura, cuando el sedimento está cubierto, fue significativamente superior al estado original (Figs. 6.23*a* y 6.24*a*). Esto evidencia el aumento de la temperatura del agua sobre la marisma, antes mencionado (Cap. 4).

El incremento de la velocidad del viento ( $U_a$ ) produce un aumento de la temperatura del sedimento y en menor medida la del agua (Figs. 6.23*c* y 6.24*c*). Durante el periodo nocturno y diurno se aprecian diferencias con el estado original. En los días modelados el incremento mostró variaciones, pero no significativas. El aumento de  $U_a$  produce un aumento en el flujo de calor sensible (Cap. 5), lo que produjo en general en una disminución de la temperatura nocturna del sedimento. Debido a esta condición se obtuvieron las menores temperaturas superficiales, tanto para el sedimento en el agua.

La carencia de vegetación vascular produjo una variación importante en la zona de reducida inundación (Figs. 6.23*d* y 6.24*d*). El sector periódicamente inundable sufrió un mínimo cambio, arrojando valores levemente superiores al estado original. Durante el período diurno se registraron en general temperaturas (sedimento/agua) superiores al estado original. En cambio, en el nocturno no se registran diferencias significativas, obteniéndose resultados similares en el modelado.

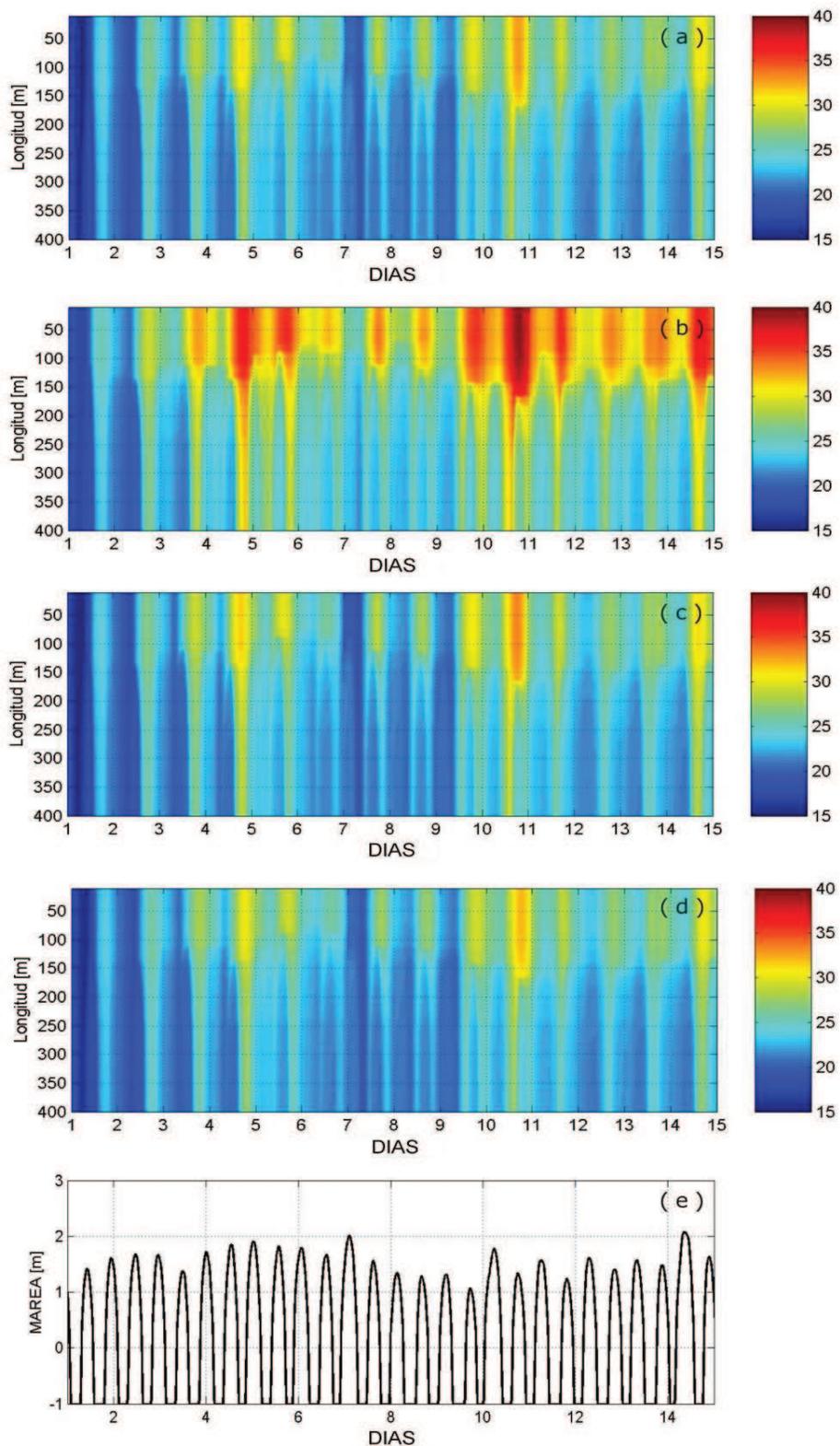


Figura 6.23: Temperatura superficial longitudinal modelada del día 1 al 15 (DTS3). (a) Parámetros medios. (b) Incremento de  $T_a$  en un 30 %. (c) Incremento de  $U_a$  en un 30 %. (d) Considerando  $r_s = 0$ .

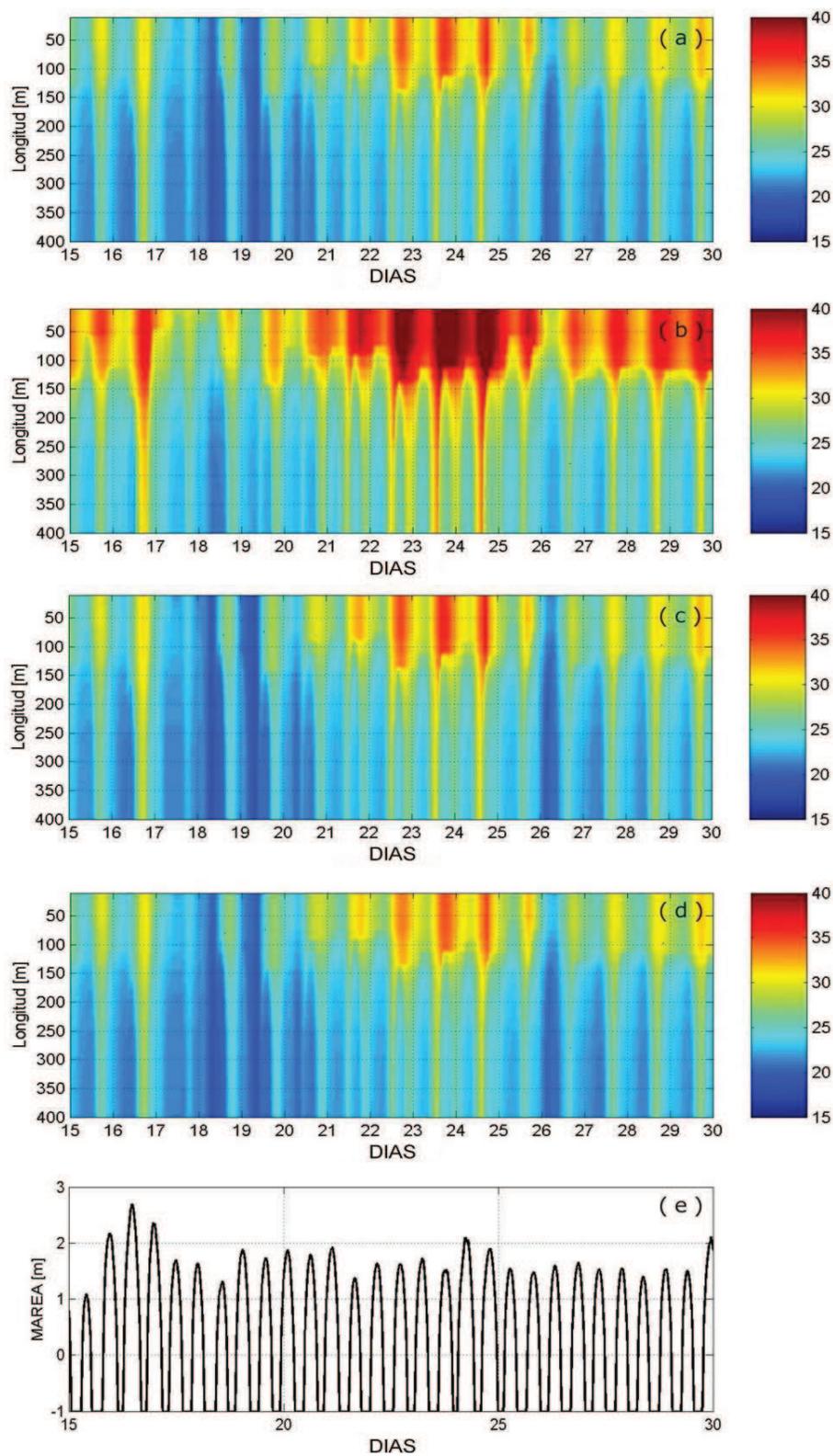


Figura 6.24: Temperatura superficial longitudinal modelada del día 1 al 15 (DTS3). (a) Parámetros medios. (b) Incremento de  $T_a$  en un 30 %. (c) Incremento de  $U_a$  en un 30 %. (d) Considerando  $r_s = 0$ .

La concordancia en los resultados con las mediciones directas y la baja tasa de error hallada permitió determinar la confiabilidad del modelado. Por lo tanto, fue posible evaluar diferentes condiciones ambientales y analizar sus resultados los cuales operativamente no es posible realizar en el campo. Esto posibilitó un entendimiento más completo de la dinámica térmica de la marisma en diferentes contextos, evidenciando las posibilidades de *Hemera*. Los resultados de las distintas condiciones de borde presentan una correcta correspondencia con respecto a las mediciones (Cap. 4) y estimaciones presentadas (Cap. 5).

### 6.5 – CONCLUSIONES

En este capítulo se presentó el desarrollo informático (*Hemera*) destinado al modelado y simulación de la dinámica térmica en ambientes intermareales. El software se basa en un modelo de diferencias finitas *tridimensional* con una modalidad Euleriana de evaluación. El modelado contempla los tres procesos de transmisión de calor: *difusión*, *convección* y *radiación*. Esto otorga un alto grado de detalle a la hora de describir los procesos físicos en un ambiente. El sistema utiliza ecuaciones aerodinámicas de masa para resolver el flujo de calor superficial sobre el sedimento y el agua, para cada intervalo de la simulación.

El software desarrollado es completamente funcional e independiente de otras aplicaciones para su funcionamiento. El motor de simulación numérica se implementó utilizando una filosofía de *multithreading*. *Hemera* es capaz de utilizar hasta 128 procesadores en simultáneo para resolver la dinámica térmica de un ambiente. Esto es producto de su implementación Euleriana explícita, que permite además una mayor optimización del consumo de memoria, comparado con otras implementaciones implícitas.

Una de las condiciones de borde esenciales para el funcionamiento es el flujo energético superficial. La implementación del equipamiento desarrollado para la obtención de datos de campo, en conjunto con la calibración de las ecuaciones aerodinámicas de masa para el balance energético, permitió la determinación del flujo superficial (agua/sedimento). La condición de borde está sujeta a las propiedades

individuales de cada nodo superficial, proveyendo así la posibilidad de una calibración detallada del terreno. Esto permite una disminución considerable del error de modelado. La generación del terreno virtual por medio de la fotografía digital presentó un método simple y confiable. El trabajo evidenció que esta metodología debe ser acompañada por mediciones de campo para su calibración.

Los resultados presentados muestran que el software desarrollado fue capaz de representar la temperatura del sedimento y del agua, con una diferencia mínima a los reales (0,6 °C, 3,3%; DTS1). En análisis del error relativo evidencia una respuesta adecuada del modelo ante variaciones en las condiciones de borde, con transitorios cuyos máximos no superan el 13%. Asimismo, las simulaciones presentan una variación local menor al 5 % de error y un tiempo de establecimiento cercano a 2 días. El modelo permitió además un amplio análisis 3D de alta resolución de cualquier sector del área con una mínima configuración. La calibración del modelado por medio de las mediciones directas (Cap. 4) y la generación del terreno virtual utilizando imágenes resultó significativa. Las simulaciones permitieron encarar escenarios heterogéneos, difícilmente posibles en un plano operativo, evidenciando las prestaciones *Hemera*.

Los resultados del modelo representan las mediciones realizadas en el campo (Cap. 4). El modelado permitió analizar en detalle sectores de interés en la marisma. Los resultados muestran que para el mes analizado, cuanto menor es el tiempo de residencia del agua sobre el sedimento, mayor es su temperatura y su amplitud térmica diaria. La cobertura mareal produce una disminución considerable en la temperatura del sedimento, tanto en superficie como en profundidad. En general, los sedimentos con una cobertura ocasional exhiben una temperatura media similar a la del aire, en cambio con una cobertura mayor al 40 % del tiempo, los sedimentos poseen una temperatura media cercana a la del agua.

La entrada del agua en la marisma mostró un incremento neto en su temperatura de 0,4 °C para el mes modelado. Los sucesivos ciclos diurnos mostraron un incremento de la temperatura del agua, mientras que en los nocturnos el gradiente resultó negativo. Durante los ciclos diurnos se observó una diferencia media de 1,3 °C en la dirección longitudinal de la marea. Esto evidencia un calentamiento del agua producto de la

transferencia de calor desde el sedimento y por la radiación solar. Dada su menor profundidad, pero la misma superficie de captación solar, el flujo calórico que penetra la superficie del agua posibilita el incremento la temperatura más rápidamente por difusión.

Se analizaron escenarios para determinar cómo y cuáles elementos influyen en la dinámica térmica de la marisma. Se determinó, por medio del modelado, que la temperatura del aire fue significativamente determinante en la temperatura del sedimento, siendo mayor esta influencia cuando mayor es el tiempo de exposición del suelo a la atmósfera, concordando con las mediciones realizadas (Cap. 4). La velocidad del viento gobierna el flujo de calor sensible y latente entre la superficie y el aire, por lo que un aumento de este parámetro incrementa dicho flujo (Cap. 5). Los resultados evidenciaron que el aumento de la velocidad produjo una disminución considerable de la temperatura del sedimento en el período nocturno, obteniéndose las menores magnitudes modeladas. Asimismo, durante el día se incrementó la transferencia de calor desde la atmósfera al sedimento, aumentando su temperatura. La disminución de vegetación proporcionó una variación positiva de la temperatura en el sector más expuesto. En general los resultados de los diferentes escenarios encarados muestran una respuesta adecuada con respecto a las mediciones y estimaciones presentadas (Cap. 4 y 5).

Por todo lo visto, *Hemera* presentó un desempeño estable y adecuado en el ambiente estudiado. Los análisis realizados permitieron estudiar en detalle el comportamiento térmico de la marisma y del agua. Las predicciones realizadas para la temperatura del sedimento y del agua mostraron un alto grado de confiabilidad con respecto a las mediciones directas (Cap. 4), por lo que se pudieron abordar diferentes condiciones de borde para evaluar su implicancia en el balance de calor. Asimismo, *Hemera* es fácilmente adaptable a otros ambientes o cuerpos de agua con la finalidad de estudios similares.

## Capítulo VII

# CONCLUSIONES

Los estudio de los procesos de interacción mar-atmósfera-suelo son elementales para evaluar los intercambios energéticos del ecosistema costero. La dinámica térmica es un elemento esencial del cual dependen todas las especies que habitan estos ambientes intermareales (Sogard y Able, 1991; Cattrijsse et al., 1997; Paterson y Whitfield, 1997; Maes et al., 1998; Sarda et al., 1998; Crooks y Turner, 1999; Beigt, 2007). Para estudiar estos ecosistemas se diseñó una estrategia de trabajo de investigación en donde se desarrolló el equipamiento de medición y los soportes informáticos del procesamiento de la información registrada. Con las mediciones se obtuvieron coeficientes característicos de la zona de estudio y se calculó el balance de calor. Con estos resultados se modeló la temperatura del agua y del sedimento como consecuencia de estos intercambios energéticos. Por lo tanto, el objetivo final del trabajo fue modelar la temperatura del sedimento y del agua en las marismas y las planicies de marea. Para esto se utilizaron simulaciones numéricas y visualización 3D a partir de un balance energético de interacción entre el agua-atmósfera-sedimento. El cálculo del balance energético permitió analizar los procesos de interacción energética entre la atmósfera y sedimento y entre la atmósfera y el agua, de acuerdo a la presencia de la marea sobre la marisma costera. Con esto se generó una condición de borde necesaria para vincular estos dos medios en el modelado.

La medición de las variables físicas exigió un monitoreo de alta resolución (< 10 minutos) del ambiente, por lo que un relevamiento periódico era completamente insuficiente. Por dicha razón, se desarrolló y construyó una estación de monitoreo

ambiental costero (*EMAC*; La Nueva Provincia, 2008, 2009 a, b; TELAM, 2009), a una fracción del costo comercial. De esta manera se reducen los costos de reparación y reposición de los instrumentos. La ventaja de la *EMAC* es la adaptabilidad que posee el adquirente, tanto para adecuarse a diferentes modalidades, como a sensores. La *EMAC* no sólo puede instalarse en zonas costeras, sino que es perfectamente operativa en boyas u otros dispositivos en diferentes cuerpos de agua. Como parte de la estación se desarrollaron sensores para la medición de la temperatura, la marea, las olas, la turbiedad del agua, la conductividad del agua, la radiación solar, la velocidad y dirección del viento y la presión atmosférica. Asimismo se adaptaron sensores comerciales para medir la humedad relativa y la precipitación. El equipamiento desarrollado mostró una viabilidad significativa, tanto económica como operativa, con respecto a instrumental importado de la misma índole y prestaciones. Tanto es así que particularmente recibió interés de terceros para su fabricación y mercadeo. Con lo cual, actualmente existe un convenio entre el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) y terceros para su comercialización (Anexo 1). La información recabada por el instrumental desarrollado y construido posibilitó la determinación de los coeficientes de las ecuaciones aerodinámicas de masa usadas en el estudio. Asimismo la información recopilada permitió la validación de los resultados del modelo desarrollado para pronosticar la temperatura del agua y del sedimento.

El trabajo de campo en este estudio se concentró en una marisma ubicada en la desembocadura del estuario de Bahía Blanca. Se seleccionó dicha marisma debido a sus características representativas del ecosistema estudiado mediante la *EMAC*. Se obtuvo información meteorológica, hidrológica y geomorfológica a fin de lograr una calibración adecuada del modelo y comprender la dinámica de las variables que intervienen en el balance energético. La substancial densidad de datos obtenidos requirió una consolidación de los mismos con un soporte informático específico. Ésto implicó el diseño e implementación de una base de datos oceanográficos estandarizada (*IadoDB*), con el objetivo de que se convierta en un producto de gestión de la información que pueda ser de utilidad en otros contextos, aplicaciones y grupos de trabajo.

Se describió, cuantificó y caracterizó la radiación solar en el estuario mediante la recopilación de datos históricos. Este parámetro fue usado como condición de borde en el modelado numérico y en el balance energético. El valor medio anual de irradiación solar diaria para el período 1999-2009 fue  $4254 \text{ W m}^{-2} \text{ d}$ , oscilando entre  $7164 \text{ W m}^{-2} \text{ d}$  (verano) y  $1344 \text{ W m}^{-2} \text{ d}$  (invierno). Un análisis interanual del parámetro mostró que su comportamiento es muy regular, repitiéndose valores medios similares para cada uno en los meses de los diferentes años estudiados.

Se logró una caracterización adecuada de la temperatura del aire sobre la marisma, durante el período 2008-2009 mediante la *EMAC*. El estudio realizado demostró que la zona costera del estuario posee un clima templado cuya temperatura varía regularmente a lo largo del año. La temperatura del aire tiene una media anual de  $14,7 \text{ }^\circ \text{C}$ , en los meses más cálidos  $24$  y  $6,5 \text{ }^\circ \text{C}$  en los meses más fríos. La temperatura del agua sufre intercambios energéticos importantes con la entrada de la marea en la marisma, tanto calentamiento (verano) como enfriamiento (invierno). Para el mes de enero de 2009 se registró un incremento total de la temperatura del agua en la marisma de  $0,4 \text{ }^\circ \text{C}$ .

La temperatura del sedimento de la marisma presenta los máximos en enero ( $21,6 \text{ }^\circ \text{C}$  a  $-5 \text{ cm}$ ) y los mínimos en julio ( $5,3 \text{ }^\circ \text{C}$  a  $-5 \text{ cm}$ ). Los valores medios fueron de  $15,3$ ,  $15,3$  y  $15,2 \text{ }^\circ \text{C}$  a  $5$ ,  $15$  y  $30 \text{ cm}$  de profundidad respectivamente. Los perfiles verticales de la temperatura del sedimento muestran que las mayores fluctuaciones de este parámetro se producen en los primeros  $20 \text{ cm}$ . Durante el verano se desarrollan los mayores gradientes verticales medios. En general en el ciclo anual, los mayores gradientes se producen durante las primeras horas de la tarde después que la marisma estuvo expuesta a la radiación solar.

El viento es un parámetro importante en el balance energético. Se realizó un análisis estadístico tanto temporal como frecuencial. Las mayores frecuencias correspondieron a los vientos N y NE, mientras que la componente NO fue claramente la dominante en todo el año. En general el estuario presenta vientos moderados con fuertes ráfagas para todo el año. El verano fue la estación que registra las mayores

velocidades ( $24,6 \text{ km h}^{-1}$ ;  $6,8 \text{ m s}^{-1}$ ) y el otoño las menores ( $21,4 \text{ km h}^{-1}$ ;  $5,9 \text{ m s}^{-1}$ ). El verano es la estación en donde se dan los fenómenos más intensos de todo el año.

Fue estudiado el comportamiento de la onda de marea en la marisma y en una planicie de marea. Por medio del equipamiento desarrollado se dispuso de una serie de tiempo de los emplazamientos mareográficos en Puerto Cuatrerros y Villa del Mar. La onda de marea tiene un aumento en amplitud a medida que se interna en el estuario. Las diferencias entre la marea pronosticada y la medida en la zona externa poseen una diferencia menor a 0,2 m (66 % de los casos), mientras que en la zona interna tienen una diferencia de 0,6 m. Se determinó que en el estuario los vientos provenientes del sector Este no tienen efecto en la alteración de la onda de marea, mientras que el resto de las componentes si deforman la onda de marea.

Se obtuvo una descripción detallada del comportamiento de las olas sobre la marisma. La información fue utilizada no sólo como condición de borde del modelo sino como inicializador de cada intervalo de tiempo de simulación. El estudio mostró que en el 70 % del tiempo la marisma posee olas cuyo periodo máximo es de 2 s y una altura inferior a 20 cm. Esto muestra que la marisma posee solamente olas de *generación* o de *viento* siendo prácticamente mínima la posibilidad de olas de *interacción*, corroborando estudios anteriores. Se mostró que la expresión de Bretschneider (1952) permite obtener una representación adecuada de las alturas de olas. Para el modelado numérico se caracterizó la marisma en estudio, obteniendo los coeficientes de Bretschneider para cada cuadrante.

Utilizando el sensor de sedimentos en suspensión desarrollado se estudió la concentración de sedimentos en suspensión (SS) en la marisma. Se obtuvieron valores durante el período monitoreado (julio – octubre de 2009) cuyo promedio fue 490 NTU oscilando de 50 a 920 NTU. Los sedimentos en suspensión afectan la radiación neta y por ende al balance energético de la marisma. Se estudió la variación del albedo ( $\alpha$ ) en función de la concentración de sedimentos en suspensión. Los resultados fueron utilizados en el modelado numérico y en el balance energético. Se determinó que el agua en la marisma refleja un 84% más de energía que en otros sectores del estuario (Canal Principal, Puerto Cuatrerros) producto de las altas concentraciones de SS. En la

marisma la mayor parte del tiempo el agua supera el 9 % de reflexión (300 – 1100 nm). El valor medio de  $\alpha$  resulto de 0,111 oscilando entre los 0,060 a 0,136. Se mostró una relación marcada entre  $\alpha$  y SS, denotándose una tendencia positiva con respecto a la concentración de SS. Se presentó una formulación teórica para hallar el valor  $\alpha$  en función del SS y su calibración para el estuario de Bahía Blanca.

Se calculó el balance de calor anual en la marisma mediante mediciones directas. En general las componentes del balance de calor presentaron un comportamiento similar al observado en otros estudios de balance calórico. Se comparó éste con el realizado en una planicie mareal, permitiendo así determinar el efecto de la vegetación en el balance de calor. Se mostró que la vegetación vascular produce una disminución de  $L_E$  y  $Q_H$  producto de la resistencia superficial. Las otras componentes del balance en general no son afectadas por la presencia de la dicha vegetación. En todos los meses del año los mayores flujos del balance son la radiación neta y el flujo de calor latente. Como energía anual disponible en la marisma quedaron 692 kWm<sup>-2</sup>, la cual se distribuyó en evaporación (505 kWm<sup>-2</sup>), en flujo de calor en el suelo (1 kWm<sup>-2</sup>) e intercambios advectivos (186 kWm<sup>-2</sup>). Los resultados del balance energético, se utilizaron como condición de borde en un modelo desarrollado de pronóstico de temperatura del agua y del sedimento, sobre las planicies de marea y marismas.

En el estudio realizado se midió la radiación neta por primera vez en el estuario. Se analizaron diferentes alternativas de estimaciones para los parámetros del balance energético, así como su calibración y verificación para el estuario de Bahía Blanca y se implementaron tecnologías y metodologías innovadoras para tal fin. El valor medio anual diario de radiación neta para el período 2008 - 2009 fue 1453 W m<sup>-2</sup> d, con 2473 W m<sup>-2</sup> d y -1021 W m<sup>-2</sup> d de excedencia ( $R_N > 0$ ) y déficit ( $R_N < 0$ ) medios respectivamente. La excedencia de radiación neta ( $R_N > 0$ ) es en general un 53 % de la radiación solar diaria, con un máximo de 65 % en verano y 35 % en invierno. Los resultados muestran que en la marisma la diferencia en  $R_N$  es significativa entre los estados de cobertura por el agua (pleamar) y exposición a la atmósfera (bajamar). La variación anual fue de 20 % entre los diferentes estados de cobertura y exposición. En el periodo nocturno la marisma siempre emitió más energía cuando estaba cubierta de

agua que sin ella, lo que implica que la temperatura del agua fue más caliente durante la noche que la temperatura superficial del sedimento, en todo el año.

Se presentó una versión modificada de la ecuación de Brutsaert para estimar la radiación de onda larga atmosférica en el estuario de Bahía Blanca. La versión consiste en emplear dos coeficientes diferentes, uno para el periodo nocturno ( $\lambda_B$ ) y otro para el diurno ( $\lambda_{Bd}$ ). El  $\lambda_B$  anual resultó de 1,184 siendo máximo en los meses secos (1,193) y mínimo en los húmedos (1,172). El  $\lambda_{Bd}$  anual resultó de 1,31, para el verano de 1,29, el invierno 1,32 y para las estaciones intermedias 1,31. Se realizó una calibración precisa, que puede ser utilizada bajo todas condiciones (día y noche; cielo nublado, cielo despejado, etc.). Se realizó la validación de los coeficientes por medio de varios análisis estadísticos estándar. La radiación neta media diaria anual estimada presentó un MAE inferior a  $4 \text{ Wm}^{-2}$  siendo en verano de  $5,4 \text{ Wm}^{-2}$  y en invierno de  $4,6 \text{ Wm}^{-2}$ . La correlación anual fue de 0,999, de 0,994 para los meses invernales y 0,998 para los estivales. La expresión puede ser usada en otros sitios con similares características meteorológicas en donde no se disponga de la medición directa de este parámetro. La estimación propuesta mostró una respuesta confiable y con un mínimo error para todo el año. Para dicha estimación además se propuso una formulación para el cálculo de coeficiente de reflexión, calibrada y verificada para el estuario por medio de mediciones directas.

El flujo de calor en el suelo ( $Q_G$ ) fue estimado para el ciclo anual (2008-2009). La primavera y el verano presentan un comportamiento similar, alcanzando las mayores magnitudes de  $Q_G$  con valores medios de  $6,8$  y  $7,4 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. El otoño y el invierno presentan trayectorias equivalentes con valores medios negativos de  $-5,4$  y  $-8,1 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente. El flujo de calor en el suelo fue el de menor magnitud. La conductividad alta produce una disminución del gradiente térmico entre las capas superiores (-5 cm) e inferiores (-15 cm) de sedimento, afectando directamente la magnitud del flujo. Se estimó la difusividad térmica media durante el ciclo anual. Esta no registró cambios estacionales significativos. La difusividad térmica media anual del sedimento se estimó en  $0,693 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Con la marisma cubierta de agua (20 cm) la difusividad fue  $0,699 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  y expuesta a la atmósfera fue  $0,687 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . La difusividad térmica aumentaba cuando la marisma estaba cubierta de agua producto del

incremento de la saturación del sedimento. La conductividad térmica del sedimento resultó de  $2,15 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ , con la marisma cubierta fue  $2,17 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$  y descubierta  $2,13 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ .

La primavera y el verano presentan un comportamiento similar del flujo de calor sensible ( $Q_H$ ), con las mayores magnitudes alcanzando valores medios diarios de  $-35$  y  $-22 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. Otoño e invierno presentan asimismo trayectorias similares, con valores medios diarios de  $-14$  y  $18 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. El flujo de calor sensible resultó menor cuando la marisma está cubierta por agua. La vegetación vascular disminuye el  $Q_H$  ya que aumenta la resistencia superficial, reduciendo la transferencia de calor entre el suelo y la atmósfera.

La evaporación dominó todo el año, a excepción de los meses invernales. El calor latente ( $L_E$ ) presenta una tasa máxima de evaporación durante el mes de enero, a razón de  $83 \text{ kWm}^{-2} \text{ mes}$  ( $338 \text{ mm mes}^{-1}$ ) y la menor evaporación ocurre en julio con  $56,7 \text{ mm mes}^{-1}$ . La evaporación anual totalizó  $2864 \text{ mm}$  y la condensación fue  $884 \text{ mm}$  resultando en un balance neto de  $1979 \text{ mm}$ . Los resultados obtenidos son similares a los hallados en la región. El estudio realizado muestra que la vegetación en la marisma perturba el flujo de calor latente afectando negativamente la tasa neta de evaporación.

Se consideró el flujo de calor advectivo ( $Q_A$ ) como al transporte de calor por viento y/o marea. Los valores positivos (pérdida de calor del ecosistema) ocurren durante el día entre las 8 a 19 hs y los negativos (ganancia de calor del ecosistema) durante la noche. El ciclo anual resultó con un valor medio de  $20 \text{ Wm}^{-2}$ , un máximo de  $144$  y un mínimo de  $-44 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. Las magnitudes de  $Q_A$  son mayores en las estaciones de primavera y de verano, alcanzando  $192$  y  $172 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente. El otoño e invierno presentan los menores valores con solo  $141$  y  $130 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente. El flujo de calor advectivo muestra que el mayor egreso de energía es producto de la acción eólica, asimismo la marea contribuye con más energía al sistema que el viento. Los resultados muestran que la marea incorpora energía al sistema solo en los meses invernales. Se determinó que la marisma pierde el 35% de su radiación neta anual en forma advectiva.

La implementación del equipamiento desarrollado para la obtención de datos de campo, en conjunto con la calibración de las ecuaciones aerodinámicas de masa para el balance energético, permitió la determinación del flujo superficial (agua/sedimento). Con ésto se desarrolló un soporte informático destinado al modelado y simulación de la dinámica térmica en ambientes intermareales (*Hemera*). El software se basó en un modelo de diferencias finitas (*tridimensional*) con una modalidad Euleriana de evaluación. El modelado contempla los tres procesos de transmisión de calor: *difusión*, *convección* y *radiación*. Esto otorga un alto grado de detalle a la hora de describir los procesos físicos en un ambiente.

El software desarrollado es funcionalmente completo para su propósito e independiente de otras aplicaciones para su funcionamiento. El motor de simulación numérica se implementó utilizando una filosofía de *multithreading*. *Hemera* es capaz de utilizar hasta 128 procesadores en simultáneo para resolver la dinámica térmica de un ambiente. Esto es debido a su implementación explícita, que permite además una mayor optimización del consumo de memoria, que otras implementaciones implícitas. Se desarrolló una metodología para la generación de terrenos virtuales por medio de la fotografía digital mediante un método simple y preciso. El trabajo evidenció que esta metodología debe ser acompañada por mediciones de campo y del terreno para que sea adecuada.

Las temperaturas pronosticadas por el modelo presentaron un error del 3 % con respecto a las mediciones. El modelado permitió analizar tridimensionalmente en detalle sectores de interés en la marisma. Los resultados muestran que para el mes analizado (enero), cuanto menor es el tiempo de residencia del agua sobre el sedimento, mayor es su temperatura y su amplitud térmica diaria. La cobertura mareal produce una disminución considerable en la temperatura del sedimento, tanto en superficie como en profundidad. En general los sedimentos con una cobertura ocasional exhiben una temperatura media similar a la del aire, en cambio con una cobertura mayor al 40 % del tiempo, los sedimentos poseen una media cercana a la del agua.

El agua presentó un incremento neto en su temperatura de 0,4 °C, para el mes modelado. Los sucesivos ciclos diurnos mostraron un incremento de la temperatura del

agua, mientras que en los nocturnos las diferencias resultaron negativas. Durante los ciclos diurnos se observó una diferencia media de 1,3 °C en la dirección longitudinal de la marea. Esto evidencia un calentamiento del agua, producto de la transferencia de calor desde el sedimento y por la radiación solar. En general los resultados del modelado mostraron que *Hemera* fue capaz de representar la temperatura del sedimento y del agua, con una diferencia mínima a los reales (0,6 °C o 3,3% de error medio). El análisis del error relativo evidencia una respuesta adecuada del modelo ante variaciones en las condiciones de borde, con transitorios cuyos máximos no superan el 13% de error. Asimismo, las simulaciones presentan una variación local menor al 5 % de error y un tiempo de establecimiento cercano a 2 días.

El modelo desarrollado es adecuado para pronosticar la temperatura del agua y del sedimento dada la baja tasa de error hallada. Esto permitió establecer la confiabilidad del modelado y fue posible evaluar diferentes condiciones ambientales y analizar sus resultados, los cuales operativamente no son posibles de realizar en el campo. Los resultados de las distintas condiciones de borde presentan una correcta correspondencia con respecto a las mediciones en el campo y estimaciones presentadas del balance de calor. Se determinó, que la temperatura del aire fue significativamente determinante en la temperatura del sedimento, siendo mayor esta influencia cuando mayor es el tiempo de exposición del suelo a la atmósfera. Los resultados evidenciaron que el aumento de la velocidad del viento produjo una disminución considerable de la temperatura del sedimento en el periodo nocturno, obteniéndose las menores magnitudes modeladas. Así mismo, durante el diurno se incrementó la transferencia de calor desde la atmósfera al sedimento, aumentando su temperatura. La disminución de vegetación proporcionó una variación positiva de la temperatura en el sector más expuesto a la atmósfera.

El trabajo desarrollado en este estudio completó conocimientos del ecosistema, aportó nuevas técnicas y metodologías en el trabajo de campo y generó herramientas informáticas y electrónicas, completamente funcionales y accesibles. El instrumental desarrollado puede ser utilizado por investigadores como un soporte de muy bajo costo tanto de construcción como operativo. Además permite una fácil instalación y operación para personal con escaso entrenamiento en sistemas de monitoreo ambiental. El

modelado numérico desarrollado de código abierto posibilita el continuo progreso y evolución del entendimiento de la dinámica térmica en ambientes intermareales. La estrategia de trabajo de investigación diseñada puede adaptarse a múltiples ecosistemas y diferentes estudios.

Como trabajo futuro se pretende avanzar en el desarrollo de la tecnología implementada. Con respecto a la EMAC, se pretende migrar el datalogger y los sensores a un sistema de comunicación íntegramente digital (en desarrollo), descartando la salida analógica actualmente usada en los sensores. El sistema consiste en un protocolo digital de comunicaciones, en el cual por medio de comandos predefinidos se realiza la gestión del sensor, como la calibración, configuración y adquisición. Esto permite una eliminación total del ruido e interferencias, como también mayor alcance en la utilización del instrumental. Asimismo, el datalogger se independiza del número máximo de sensores posibles en simultáneo ya que el sistema permite múltiples dispositivos en paralelo (similar al USB), limitado solo por la memoria interna. Al presente se está probando el primer datalogger con memorias SD mayores a 8 GB.

También se pretende consolidar el sistema de base de datos en un único modulo servidor central, en donde los usuarios pertenecientes a un grupo de trabajo o institución puedan administrar la información. Esto facilitaría en control y uso de los registros, como también el acceso y la actualización de la información. En *Hemera* se proyecta la incorporación de un modulo hidrodinámico para contemplar movimientos más complejos del agua y la incorporación de un modulo biológico para evaluar la evolución de algunas especies. Asimismo, se está trabajando en la mejora de la interfase, como también del renderizado del terreno digital y de la visualización de los fenómenos físicos que ocurren en él. Este trabajo plantea la posibilidad de simulaciones que pueden extenderse, en un futuro, a zonas geográficas más vastas como el estuario de Bahía Blanca.

## REFERENCIAS

- Adam, P. (1990). *Saltmarsh ecology*. Cambridge University Press, Cambridge, 461 pp.
- Allen, J. R. L. (1990). *Salt-marsh growth and stratification: a numerical model with special reference to the Severn Estuary, southwest Britain*. *Marine Geology* 95, 77-96.
- Allen, J. R. L. (2000). *Morphodynamics of Holocene salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe*. *Quat. Sci. Rev.* Vol 19: 1155-1231.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. y Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements)*. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56. Roma.
- Aluwihare, S.; Mohamed, A. A. y Watanabe, K. (2000). *Open chamber system for measuring evaporation*. Proceedings of the 55<sup>th</sup> Annual National Conference, Japanese Society of Civil Engineers, III - A223.
- Arango, J.M. (1985). *Distribución de parámetros oceanográficos en el estuario de Bahía Blanca*. Tesis de licenciatura. Departamento de Física. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. 60 pp.
- Beigt, D., (2007). *Balance energético de las planicies de marea del estuario de Bahía Blanca*. Tesis Doctoral en Geografía. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. 220 pp.
- Beigt, D., Piccolo, M.C. (2008). *Surface heat exchanges in an estuarine tidal flat (Bahía Blanca estuary, Argentina)*. *Ciencias Marinas*, 34(1): 1–15.
- Beigt, D., Piccolo, M.C. y Perillo, G.M.E. (2003a). *Soil heat exchange in Puerto Cuatrerros tidal flats, Argentina*. *Ciencias Marinas*, 29 (4B): 595 – 602.

- Beigt, D., Piccolo, M.C., Perillo, G.M.E. y Dos Santos, E. (2003b). *Ciclo anual de las temperaturas y flujo de calor en el suelo en una planicie de marea del estuario de Bahía Blanca*. V Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar. Mar del Plata, 8 al 12 de diciembre de 2003.
- Betts, A. K. (2000). *Idealized model for equilibrium boundary layer over land*. Journal of Hydrometeorology, Vol 1: 507 – 523.
- Betts, A. K., Hong, S.Y. y Pan, H. L. (1996). *Comparison of NCEP-NCAR reanalysis with 1987 FIFE data*. Monthly Weather Review, Vol 124, No. 7. 1480 – 1498.
- Betts, A. K., Viterbo, P. y Beljaars, A. C. M. (1998). *Comparison of the land-surface interaction in the ECMWF reanalysis model with the 1987 FIFE data*. Monthly weather review, vol 126: 186 – 198.
- Betts, A.K. y Viterbo, P. (2000). Hydrological budgets and surface energy balance of seven subbasins of the Mackenzie River from the ECMWF Model. Journal of Hydrometeorology, Vol 1: 47 – 60.
- Beveridge J. y Wiener R. (1996). *Multithreading Applications in Win32*. Addison-Wesley, ISBN 0-201-44234-5.
- Bianciotto, O. A., Pineido, L. B., San Roman, N. A., Blessio, A. Y. Collantes, M. B. (2003). *The effect of natural UV-B radiation on a perennial Salicornia salt-marsh in Bahia San Sebastian. Tierra del Fuego, Argentina: a 3-year field study*. J. Photochem. Photobiol. B. Biol. 70, 177-185.
- Bloomfield, P. (1976). *Fourier analysis of time series: An introduction*. John Wiley & Sons, New York. 258.
- Bowman, A. W. y Azzalini A. (1997). *Applied Smoothing Techniques for Data Analysis*. Oxford University Press.
- Brampton, A.H., (1992). *Engineering significance of British saltmarshes*. In: Allen, J.R.L., Pye, K. (Eds.), Saltmarshes. Morphodynamics, Conservation and Engineering Significance. Cambridge University Press, Cambridge, 115 – 122.
- Bretschneider, C. (1952). *Revised Wave Forecasting Relationships*. Proceedings of the 2nd Coastal Engineering Conference, American Society of Civil Engineers, 1-5.
- Brutsaert, W. (1975). *On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies*. Water Resour. Res. 11 (5), 742–744.
- Cabrera, A. L. y Willink A. (1973). *Spartina L. Flora de la provincia de Buenos Aires, Parte II*. Colección Científica. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Buenos Aires 384–391.

- Cagnoni, M., y Faggi, A. M. (1993). *La vegetación de la Reserva de Vida Silvestre Campos del Tuyú*. Parodiana. Vol 8(1):101-112.
- Campo, A. y Capelli, A. (2000). *Variaciones ombrotérmicas en el sur de la provincia de Buenos Aires*. GAEA. Contribuciones Científicas. 63 – 68.
- Capelli de Steffens, A. M. y Campo de Ferreras, A. M. (1994). *La transición climática en el SO bonaerense*. Revista SIGEO No.5. Serie: Monografías. UNS. 51.
- Capelli de Steffens, A. M. y Campo de Ferreras, A. M. (2004). *Climatología*. En: Piccolo, M.C. y Hoffmeyer, M.S. (eds.), *Ecosistema del estuario de Bahía Blanca*. IADO. Bahía Blanca. 79 – 86.
- Carslaw, H. S. y Jaeger, J. C. (1978). *Conduction of heat on soils*. Oxford University Press, 519.
- Carson, D. J. (1987). *An introduction to the parametrization of land-surface process*. Part I. Radiation and turbulence. *Meteorological Magazine*, 116, 229-242.
- Castro, R., Pares Sierra y A. Marinote, S. G. (2003). *Evolución y extensión de los vientos Santa Ana de febrero de 2002 el océano frente a California y la península de Baja California*. *Cienc. Mar.* 29 (3), 275-281.
- Cautenet, G., Legrand, M., Coulibaly, Y. y Boutin, C. (1986). *Computation of ground surface conduction of heat flux by Fourier analysis of surface temperature*. *J. Of Climate and Applied Meteorology*, 25, 277-283.
- Coastal Engineering Manual (CEM) (2002). Department of the Army. U. S. Army Corps of Engineers. Washington, DC.
- Chifflet, M., Andersen, V., Prieur, L. y Dekeyser, I. (2001). *One - dimensional model of short-term dynamics of the pelagic ecosystem in the NW Mediterranean Sea: effects of wind events*. *Journal of Marine Systems*, 30, 89 – 114.
- Cichota R., Elias E. y de Jong van Lier Q. (2004). *Testing a finite-difference model for soil heat transfer*. *Environmental Modelling & Software*. Vol. 19, 495–506.
- Crawford, T. M., Duchon, C. E. (1999). *An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation*. *J. Appl. Meteorol.* 38, 474–480.
- Cronin, M. F. y McPhaden, M. J. (1997). *The upper ocean heat balance in the western equatorial Pacific warm pool during September-December 1992*. *Journal of Geophysical Research*, Vol 102, No.C4: 8533 – 8553.

- Cronk, J. K., Fenessy, M. S. (2001). *Wetland Plants Biology and Ecology*. Lewis Publishers, Florida. 462 pp.
- Crooks, S. y Turner, R.K.(1999). *Integrated coastal management: sustaining estuarine natural resources*. Advances in Ecological Research, Vol. 29: 241 – 289.
- Culf, A. D. y Gash, J. H. C. (1993). *Longwave radiation from clear skies in Niger: a comparison of observations with simple formulas*. J. Appl. Meteorol. 32, 539–547.
- Courant R., Friedrichs K. y Lewy H. (1928; 1967). *On the partial difference equations of mathematical physics*. IBM Journal. 215-234. Traducción del original de 1928.
- Custodio, E. y Llamas, M. R. (1996). *Climatología aplicada de la hidrología*. En: Custodio, E. y Llamas, M.R, Hidrología subterránea. Tomo I. Ed. Omega S.A., Barcelona. 1157.
- de Laat, P. J. M. (1996). *Soil–water–plant relations*. International Institute for Infrastructural, Hydraulic and Environmental Engineering (IHE), Delft, The Netherlands. 161.
- de Vries, D. A. (1966). *Thermal properties of soils*. In Physics of plant environment Van Wijk, W. R. (Ed) North Holland, 210-235.
- Delrieux C., Domínguez J., y Repetto, A. (2002). *Advanced Techniques for Real-time Flow Visualization*. In SPIE Proceedings 4716, pages 375-385, The International Society for Optical Engineering Press, ISBN: 0-8194-4466-9.
- Delrieux C., Dominguez J., (2006). *Adaptive Dynamic Filtering for the Visualization of Phase Portraits*. CISST`2006, International Conference on Imaging Science, Systems, and Technology, USA, 2006, 206-212 pp. ISBN 1-60132-010-8.
- Díaz, O. O. y Mitrani, I. (2001). *Análisis del comportamiento de los flujos turbulentos de interacción océano-atmósfera en los mares cercanos a Cuba*. Centro de Física de la Atmósfera, Instituto de Meteorología, Cuba.
- El-Metwally, M. (2004). *Simple new methods to estimate global solar radiation based on meteorological data in Egypt*. Atmos. Res. 69, 217-239.
- Esbensen, S.K., Kushnir, Y. (1981). *The heat budget of the global oceans: an atlas based on surface marine observations*. Repot 29. Climate Research Institute, Oregon State University, Corvallis.

- Evett, S. R. (2002). *Water and energy balances at soil-plant-atmosphere interfaces*. En: Warrick, A. (ed.). *The Soil Physics Companion*. Cap. 5. CRC Press LLC, Florida. 127 – 190.
- Evett, S. R., Matthias, A. D. y Warrick, A. W. (1994). *Energy balance model of spatially variable evaporation from bare soil*. *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 58, No. 6: 1604 – 1611.
- Finch, J.W. y Gash, J.H.C. (2002). *Application of a simple finite difference model for estimating evaporation from open water*. Technical Note. *Journal of Hydrology*, 255: 253 – 259.
- Fosner, R. (1997). *OpenGL Programming for Windows 95 and Windows NT*. Addison Wesley, ISBN 0-201-40709-4.
- Freije, R. H. y Marcovecchio, J. (2004). *Oceanografía química*. En: Piccolo, M.C. y Hoffmeyer, M.S. (eds.), *Ecosistema del estuario de Bahía Blanca*. IADO. Bahía Blanca. 69 – 78.
- French, J. R. (1991). *Eustatic and neotectonic controls of salt marsh sedimentation*. In *Coastal Sediments '91*. Speciality Conference on Quantitative Approaches to Coastal Sediment Transport Processes (Kraus, N. C. et al., eds), American Society of Civil Engineers, New York, 1223-1236.
- French, J. R. (1993). *Numerical simulations of vertical marsh growth and adjustments to accelerated sea-level rise, north Norfolk, U.K.* *Earth Surface Processes and Landforms* 18, 63-81.
- Freris, L. L. (1990). *Wind energy conversion systems*. Ed. Prentice Hall.
- Friehe, C. A. y Schmitt, K. F. (1976). *Parameterization of air-sea interface fluxes of sensible heat and moisture by the bulk aerodynamic formulas*. *Journal of Physical Oceanography* 6, 801-809.
- Guinder V. A., Popovich C. A., y Perillo, G. M. E. (2009). *Particulate suspended matter concentrations in the Bahía Blanca Estuary, Argentina: Implication for the development of phytoplankton blooms*. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 95, 157-165.
- Hacker, S, Pike, R.W. y Wilkins, Jr, B. (1971). *Heat transfer in a gulf coast estuarine lake*. *Water N 1 124*, vol 68, 148-156.
- Harrison, S. J. (1985). *Heat exchange in muddy intertidal sediments, Chichester Harbour, West Sussex*. *Estuarine and Coastal Shelf Science*, 20, 477 B 490.
- Harrison, S. J. y Phizacklea, A. P. (1984). *Thermal properties of muddy intertidal sediments*. Universidad de Stirling. Reporte IMRP N° 7. 12 pp.

- Harrison, S. J. y Phizacklea, A. P. (1985). *Seasonal changes in heat flux and heat storage in the intertidal mudflats of the Forth Estuary, Scotland*. Journal of Climatology, 5: 473 – 485.
- Harrison, S. J. y Phizacklea, A.P. (1987a). *Temperature fluctuation in muddy intertidal sediments, Forth Estuary, Scotland*. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 24: 279 – 288.
- Harrison, S. J. y Phizacklea, A. P. (1987b). *Vertical temperature gradients in muddy intertidal sediments in the Forth Estuary, Scotland*. Limnol. Oceanogr. 32(4): 954 – 963.
- Hartley R. y Zisserman A. (2003). *Multiple View Geometry in computer vision*. Cambridge University Press. pp. 32–33. ISBN 0-521-54051-8.
- Heath, R. A. (1977). *Heat balance in a small coastal inlet. Pauatahanui Inlet, North Island, New Zealand*. Estuarine and Coastal Marine Science 5, 783-792.
- Hollins, S. y Ridd, P.V. (1997). *Evaporation over a tropical tidal salt flat*. Mangroves and Salt Marshes, 1: 95 – 102.
- Horton, R. y Wieringa, P.J. (1983). *Estimating the soil heat flux from observations of soil temperature near the surface*. Soil Science Society American Journal, 47, 14-20.
- Hovel, K. A., y Morgan, S. G. (1999). *Susceptibility of estuarine crab larvae to ultraviolet radiation*. J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 237, 107-125.
- Hsu, S.A. (1978). *Micrometeorological fluxes in estuaries*. En: Hsu, S.A., Estuarine Transport Processes, the Belle Baruch Library in Marine Sciences nro. 7. University of South Carolina Press, Columbia. 125 – 134.
- Hsu, S.A. (1980). *Transfer of heat on a tropical beach*. Caribbean Journal of Science, 15 (3-4): 159 – 163.
- Hsu, S.A., Giglioli, M.E.C., Reiter, P. y Davies, J. (1972). *Heat and water balance studies on Grand Cayman*. Caribbean Journal of Science, 12 (1-2): 9 – 22.
- Hughes, C.E., Kalma, J.D., Binning, P., Willgoose, G.R. y Vertzonis, M. (2001). *Estimating evapotranspiration for a temperate salt marsh, Newcastle, Australia*. Hydrological Processes, 15: 957 – 975.
- Incropera F., De Witt D. (1990). *Fundamentals of Heat and Mass Transfer (3rd ed.)*. John Wiley & Sons. ISBN 0-471-51729-1.

- Jacobs, J. M., Anderson, M. C. Friess, L. C. Diak, G. R. (2004). Solar radiation longwave radiation and emergent wetland evapotranspiration estimates from satellite data in Florida, USA. *Hydrol, Processes* 15, 957-975.
- Jehn, K. H. y Jehn, M. S., (1979). *Beach atmosphere*. *Weather*, 34, 223 B 232.
- Jensen, M. E., Burman, R. D. y Allen, R. G. (eds) (1990). *Evapotranspiration and irrigation water requirements*. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practices No. 70. New York. 332.
- Kantha, L. H. y Clayson, C. A. (2000). *Small scale processes in geophysical fluid flows*. International Geophysics Series, Vol 67. Academic Press, USA. 888.
- Kelley C. (2003). *Solving Nonlinear Equations with Newton's Method*, no 1 in Fundamentals of Algorithms, SIAM. ISBN 0-89871-546-6.
- Kimura, K. (1994). The function of water purification in constructed tidal flat. *Jpn. Bottom Sediment Manage. Assoc.* 60, 50–81.
- Kilgard, M. (1996). *OpenGL for the X Window System*, Addison-Wesley, ISBN 0-201-48359-9.
- Kjerfve, B. (1978). *Diurnal energy balance of a Caribbean barrier reef environment*. *Bulletin of Marine Science*, 28(1): 137 – 145.
- Klein, G. D. (1985). *Intertidal flats and intertidal sand bodies*. En: Davis, RA, (Editor), *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, New York. pp 187-219.
- Krarti M., Lopez-Alonzo C., Claridge D. E. y Kreider J. F. (1995). *Analytical model to predict annual soil surface temperature variation*. *Solar Energy Engng.* 117, pp. 91-99.
- Krone, R. B. (1987). *A method for simulating historic marsh elevations*. In *Coastal Sediments '87* (Kraus, N. C., ed.). American Society of Civil Engineers, New York, pp. 316-323.
- La Nueva Provincia (2008). *Bahía Blanca. El IADO busca financiar un proyecto clave para la zona*. Nota publicada el 14 de diciembre de 2008, Bahía Blanca.
- La Nueva Provincia (2009a). *Bahía Blanca. Desarrollo bahiense de sensores ambientales*. Nota publicada el 12 de marzo de 2009, Bahía Blanca.
- La Nueva Provincia (2009b). *Bahía Blanca. El IADO realiza investigaciones en la localidad de Villa del Mar*. Nota publicada el 12 de abril de 2009, Bahía Blanca.

- Leal, J. C. y Lavin, M. F. (1998). *Comparación del viento costero y marino de la región norte del Golfo de California durante el invierno de 1994*. GEOS 22, 12-17.
- Lengyel, E. (2003). *The OpenGL Extensions Guide*. Charles River Media, ISBN 1-58450-294-0.
- Li Z. (2005). *Numerical Solutions of PDEs - Finite Difference Methods*, 95 pp.
- Linga F. y Zhanga T. (2004). *A Numerical Model for Surface Energy Balance and thermal regime of the Active Layer and Permafrost Containing Unfrozen Water*. Cold Regions Science and Technology, Vol. 38, 1–15.
- Lu L, Yang HX, Burnett J. (2002). *Investigation on wind power potential on Hong Kong islands—an análisis of wind power and wind turbine characteristics*. Renew Energy; 27(1):1–12.
- Lun I. Y. F. y Lam J. C. (2000). *A study of Weibull parameters using long-term wind observations*. Renew Energy; 20(2): 145–153.
- Matveev, V. (2002). *Numerical Integration of 3D Reaction-Diffusion Equations*. MRB / NIDDK / NIH. 1-13.
- Maynard, N. y Biggs, R. (1985). *Estuaries*. En: R. Davis (Editor), Coastal sedimentary environments. New York. 77-163.
- Mazzon C. (2009). *Evaluación de cambios recientes en la distribución de humedales costeros en el estuario de Bahía Blanca*. Tesis Doctoral en Biología. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. 63.
- McPhaden, M. J. y Hayes, S. P. (1991). *On the variability of winds, sea surface temperature and surface layer heat content in the western Equatorial Pacific*. Journal of Geophysical Research, Vol 96: 3331 – 3342.
- Melo, W. D. (2004). *Génesis del estuario de Bahía Blanca: Relación morfodinámica y temporal con su cuenca hidrográfica*. Tesis doctoral en Geografía. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca.
- Melo, W. D. (2009). *Estuario de Bahía Blanca. Carta de Difusión Náutica*. Instituto Argentino de Oceanografía, CONICET-UNS.
- Melo, W. D., Schillizi, R., Perillo, G. M. E y Piccolo, M. C. (2003). *Influencia del área continental pampeana en la evaluación morfológica del esturio del Bahía Blanca*. Asociación Argentina de Sedimentología. Vol 10 (1): 39-52.
- Mihalakakou G., Santamouris M., Lewis J. O. y Asimakopoulos D. N. (1997). *On The Application Of The Energy Balance Equation To Predict Ground Temperature Profiles*. Solar Energy Vol. 60, Nos. 3/4, Pp. 181-190.

- Mihalakakou G., (2002). *On estimating soil surface temperature profiles*. Energy Buildings 34, pp. 251-259.
- Mitsch, W.J., Gosselink, J.G. (2000). *Wetlands. Third edition*. John Wiley and Sons, Inc., New York, EUA.
- Monteith, J.L. (1973). *Principles of Environmental Physics*. Ed. Edward Arnold, London.
- Morill, J. C., Dickinson, R. E. y Hahmann, A. N. (1999). *Sensitivity of a land surface model to the diurnal distribution of downward longwave radiation*. J. Meteorol. Soc. Jpn. 77, 265–279.
- Morton K. W. y Mayers D. F. (2005). *Numerical Solution of Partial Differential Equations, An Introduction*. Cambridge University Press.
- Möller, I., Spencer, T., French, J.R., Leggett, D.J. y Dixon, M. (2001). *The seadefence value of salt marshes e a review in the light of field evidence from North Norfolk*. Journal of the Chartered Institution of Water and Environmental Management 15, 109 - 116.
- Möller, I., Spencer, T. (2003). *Wave transformations over mudflat and saltmarsh surfaces on the UK East coast e implications for marsh evolution*. Proceedings of the International Conference on Coastal Sediments '03, Florida, USA.
- Möller, I. (2006). *Quantifying saltmarsh vegetation and its effect on wave height dissipation: Results from a UK East coast saltmarsh*. Estuarine, Coastal and Shelf Science 69 (2006) 337-351.
- Murty, V. S. N., Ramesh Babu, V., Rao, L .V. G., Prabhu, C. V. y Tilvi, V. (2000). *Diurnal variability of upper ocean temperature and heat budget in the southern Bay of Bengal during October-November, 1998 (BOBMEX-Pilot)*. Proceedings of the Indian Academy of Science, 109, N°.2: 267 – 277.
- Musgrove, A. R. D. (1988). *The optimization of hybrid energy-conversion systems using the dynamic-programming model rapsody*. Int J Energy Res, 12(3):447–57.
- Nichols B., Buttler D. y Proulx Farrell J. (1996). *Pthreads Programming*, O'Reilly & Associates, ISBN 1-56592-115-1.
- Novak, M. D. (1986). *Theoretical values of daily atmospheric and soil thermal admittances*. Boundary-layer meteorology, 34, 17-34.
- Novak, M. D. (1990). *Micrometeorological changes associated with vegetation removal and influencing desert formation*. Theor. Appl. Climatol., 42, 19-25.

- Novak, M. D. (1991a). *Analytical solutions to predict the long term surface energy balance components and temperatures of a bare soil*. Water Resource Research, 27, 10, 2565-2576.
- Novak, M. D. (1991b). *Application of a mixed layer model to bare soil surfaces*. Boundary layer Meteorology, 56-141-161.
- Novak, M. D. y Black, T. A. (1985). *Theoretical determination of the surface energy balance and thermal regimes of bare soils*. Boundary-layer Meteorology, 33, 313-333.
- Nuttle, W. K. (1988). *The interpretation of transient pore pressures in salt marsh sediment*. Soil Science, 46, 6, 391-402.
- Nuttle, W. K. (1988). *The interpretation of transient pore pressures in salt marsh sediment*. Soil Science, 46, 6, 391-402.
- Odum, E.P. (1975). *Ecology*. 2º edition. New York and London: Holt, Rinehart and Winston.
- Oke, T.R. (1978). *Boundary layer climates*. Ed. Methuen, London, 372 pp.
- Ortega-Farías, S., Antonioletti, R. y Oliosio, A. (2000). *Net radiation model evaluation at an hourly time step for mediterranean conditions*. Agronomie, 20, 157 – 164.
- Ortega-Farías, S., Calderón, R., Martelli, N. y Antonioletti, R. (2002). *Evaluación de un modelo para estimar la radiación neta sobre un cultivo de tomate industrial*. Agric. Téc. Vol 64, No.1.
- Ortega J., Rheinboldt W. (2000). *Iterative Solution of Nonlinear Equations in Several Variables*. Classics in Applied Mathematics, SIAM. ISBN 0-89871-461-3.
- Patton, C., Alexander, C. y Kramer, F. (1978). *Curso de Geografía Física*. Ed. Vicens Vives. Universidad de Barcelona.
- Paulescu, M., Fara, L., Tulcan-Paulescu, E. (2006). *Models for obtaining daily global solar irradiation from air temperature data*. Atmos. Res. 79, 227-240.
- Perillo, G. M. E. (1989). *El estuario de Bahía Blanca: definición y posible origen*. Boletín Centro Naval, 107 (757): 333 – 344.
- Perillo, G. M. E. (1995). *Geomorphology and sedimentology of estuaries*. Development in Sedimentology, Elsevier Science BV, Amsterdam, 471 pp.

- Perillo, G. M. E., Arango, J. M. y Piccolo, M. C. (1987). *Parámetros físicos del estuario de Bahía Blanca, período 1967 – 1984*. IADO. Technical Report 6. 250 pp.
- Perillo, G. M. E. y Piccolo, M. C. (1991a). *Tidal response in the Bahia Blanca estuary*. Journal of Coastal Research 7(2), 437 –449.
- Perillo, G. M. E. y Piccolo, M. C. (1991b). *An interpolation method for estuarine and oceanographic data*. Computers & Geosciences 17:813 - 820.
- Perillo, G. M. E., Piccolo, M. C., Parodi, E. y Freije, R.H. (2001). *The Bahia Blanca estuary, Argentina*. En: U. Seeliger y B. Kjerfve (eds.), Coastal marine ecosystems of Latin America: Ecological Studies, Vol. 144. Ed. Springer – Verlag, Berlin. 205 – 217.
- Perillo, G. M. E., Piccolo, M. C., Palma E., Pérez y D., Pierini, J. (2004). *Oceanografía física*. Ecosistema del estuario de Bahía Blanca. Instituto Argentino de Oceanografía. Bahía Blanca. Argentina. 231 pp.
- Persson, P. O., Walter, B. Neiman, G. P. y Ralph F. M. (1990). *Contribution from California coastal zone surface fluxes to heavy coastal precipitation: a case study from el Niño year*. Symposium on Observing and Understanding The Variability of Water in Weather and Climate. AMS, 9-13 February, Long Beach, CA.
- Peterson, E. W. y Hennessey, J. P. Jr. (1978). *On the use of power laws for estimates of wind power potencial*. J. Appl. Meteorology, Vol. 17, 390-394.
- Piccolo, M. C. (2009). *Heat energy balance in Coastal Wetlands*. Coastal Wetlands, an integrated ecosystem approach. Elsevier. 941 pp. ISBN-13: 978-0-444-53103-2.
- Piccolo, M. C. y Perillo, G. M E. (1997). *Geomorfología e hidrología de los estuarios*. El mar Argentino y sus recursos pesqueros. Vol 1:133-161.
- Piccolo, M. C. y Dávila, P. M. (1991). *El campo térmico de las planicies de marea del estuario de Bahía Blanca*. Actas de las Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar. 11 – 15.
- Piccolo, M. C. y Diez, P. G. (2004). *Meteorología del Puerto Coronel Rosales*. En: Piccolo, M.C. y Hoffmeyer, M.S. (eds.), Ecosistema del estuario de Bahía Blanca. IADO. Bahía Blanca. 87 – 90.
- Piccolo, M. C. y Hoffmeyer, M. S. (eds.)(2004). *Ecosistema del estuario de Bahía Blanca*. IADO. Bahía Blanca. 233 pp.

- Piccolo, M. C. y Perillo, G. M. E. (1989). *Subtidal sea level response to atmospheric forcing in Bahía Blanca estuary*. Proceedings of the 3<sup>rd</sup> International Congress on Southern hemisphere meteorology and oceanography. 323 – 324.
- Piccolo, M. C. y Perillo, G. M. E. (1990). *Physical characteristics of the Bahía Blanca estuary (Argentina)*. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 31: 303 – 317.
- Piccolo, M. C., Perillo, G. M. E. y Arango, J. M. (1990). *Hidrografía del estuario del Río Sauce Chico (Bahía Blanca)*. Geoacta, 13 – 23.
- Piccolo, M. C., Perillo, G. M. E. y Beigt. D. (2001). *Thermal sediment behaviour of Puerto Cuatrerros tidal flats*. Proceedings IAPSO -IABO Meeting. The 2001 Ocean Odyssey, Mar del Plata.
- Piccolo, M. C., Perillo, G. M. E. y Daborn, G. R. (1993). *Soil temperature variations on a tidal flat in Minas Basin, Bay of Fundy, Canada*. Estuarine & Coastal Shelf Science, 35: 345 – 357.
- Piccolo, M. C., Perillo, G. M. E. y Romero, S. I. (1991a). *Predicción de la marea real por efecto del viento en el puerto de Ingeniero White*. Anales CONGREGMET VI, "La Meteorología en la actividad productiva en la Argentina", 159 - 160.
- Piccolo M. C. y Pierini J. (1986). *Numerical simulation of a stable planetary boundary layer over the argentine continental shelf*, Boundary-layer Meteorology, Vol. 37, 229-243.
- Pham T. Q. y Garg P. K. (1995). *Multithreaded Programming with Windows NT*. Prentice Hall, ISBN 0-13-120643-5.
- Pratolongo, P. D., Kirby, J. R., Plater, A. y Brinson, M. M. (2009) *Temperate coastal wetlands: morphology, sediment processes, and plant communities*. In: Perillo, G. M. E., Wolanski E., Cahoon, D. R., Brinson, M. M., editors, Coastal Wetlands: An Integrated Ecosystem Approach. Elsevier. 89-118.
- Press, W. H.; Flannery, B. P.; Teukolsky, S. A.; y Vetterling, W. T., (1992). *Numerical Recipes in FORTRAN: The Art of Scientific Computing, 2nd ed*. Cambridge, England: Cambridge University Press, 710 pp.
- Randerson, P. F. (1979). *A simulation model of salt-marsh development and plant ecology*. In Estuarine and Coastal Land Reclamation and Water Storage (Knights, B. & Phillips, A. J., eds.) Saxon House, Farrington, 48-67.
- Remenieras, G. (1960). *L'Hydrologie de l'Ingénieur*. Eyrolles Editeur, París. 316 pp.
- Rivas, A. L., 1990. *Heat balance and annual variation of mean temperature in the North Patagonian Gulf*. Oceanologica Acta 13, 3, 265 -272.

- Roads, J. y Betts, A. (2000). *NCEP-NCAR and ECMWF reanalysis surface water and energy budgets for the Mississippi River Basin*. Journal of Hydrometeorology, Vol 1: 88 – 94.
- Robertson, E. y Barry, P. J. (1985). *The water and energy balances of Perch Lake (1969 – 1980)*. Atmosphere-Ocean 23 (3): 238 – 253.
- Rosenberg, N.J. (1974). *Microclimate: the biological environment*. Ed. John Wiley and Sons, New York.
- Rouse, W. R. y Bello, R. L., (1985). *Impact of Hudson Bay on the energy balance in the Hudson Bay lowlands and the potential for climatic modification*. Atmosphere and ocean 24, 4, 375-392.
- Rouse, W.R., Oswald, C.M., Binyamin, J., Blanken, P.D., Schertzer, W.M. y Spence, C. (2003). *Interannual and seasonal variability of the surface energy balance and temperature of Central Great Slave Lake*. Journal of Hydrometeorology, Vol 4: 720 – 730.
- Rübenkönig O. (2006), *The Finite Difference Method (FDM) - An introduction*, Albert Ludwigs University of Freiburg.
- Rudin, W. (1976). *Principles of Mathematical Analysis*. McGraw-Hill. ISBN 0-07-054235-X.
- Rutgersson, A., Smedman, A.S. y Omstedt, A. (2001). *Measured and simulated latent and sensible heat fluxes at two marine sites in the Baltic Sea*. Boundary-Layer Meteorology, 99: 53 – 84.
- Schertzer, W. M., Rouse, W. R. y Blanken, P. D. (2000). *Cross-lake variation of physical limnological and climatological processes of Great Slave Lake*. Physical Geography, 21, 5: 385 – 406.
- Schirmbeck, J. y Rivas, R. (2007a). *Comportamiento de los términos del balance de energía en una pastura*. TELEDETECCIÓN - Hacia un mejor entendimiento de la dinámica global y regional. Ed. Martin. ISBN: 978-987-543-126-3.
- Schirmbeck, J. y Rivas, R. (2007b). *Estimación de la radiación neta a nivel del suelo a partir de datos captados por el sensor ETM+*. Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Florianópolis, Brasil, 21-26 abril. INPE. 6159-6165.
- Sequeira, M. E. y Piccolo, M. C. (1985). *Predicción de la temperatura del agua durante la bajante de la marea en Ingeniero White*. Meteorológica, Vol. XV No.1: 59 – 76.
- Serman, D. y Cardini, J. (1983). *Predicción de la temperatura del agua en la ría interior de Bahía Blanca*. Acta Oceanográfica Argentina, Vol.3, No.2.

- Shreiner D., Woo M., Neider J. y Davis T. (2007). *OpenGL Programming Guide: The Official Guide to Learning OpenGL, Version 2.1, 6th Edition*. Addison-Wesley, ISBN 0-321-48100-3.
- Sikora, E., Gupta, S.C. y Kossowoski, J. (1990). *Soil temperature predictions from a numerical heat flow model using variable and constant thermal diffusivities*. Soil and Tillage Research, 18, 27-36.
- Skliris, N., Elkalay, K., Goffart, A., Frangoulis, C. y Hecq, J. H. (2001). *One-dimensional modelling of the plankton ecosystem of the north-western Corsican coastal area in relation to meteorological constraints*. Journal of Marine Systems, 27: 337 – 362.
- Sridhar, V. (2001). *Land surface modeling of energy-balance components: model validation and scaling effects*. Ph.D. Dissertation. Oklahoma State University, Stillwater, OK, 192 pp.
- Sridhar, V., Elliott, R. L., Chen, F. y Brotzge, J. A. (2002). *Validation of the NOAA-OSU land surface model using surface flux measurements in Oklahoma*. J. Geophys. Res.
- Sridhar V. y Elliott R. L. (2002). *On the development of a simple downwelling longwave radiation scheme*. Agricultural and Forest Meteorology 112. pp 237–243.
- Skliris, N., Elkalay, K., Goffart, A., Frangoulis, C. y Hecq, J.H. (2001). *One-dimensional modelling of the plankton ecosystem of the north-western Corsican coastal area in relation to meteorological constraints*. Journal of Marine Systems, 27: 337 – 362.
- Smith, N. P. (1977). *A note on winter temperature variations in a shallow seagrass flat*. Limnology and Oceanography, 22: 1079 – 1082.
- Smith, N. P. (1981). *Energy balance in a shallow seagrass flat for winter conditions*. Limnology and Oceanography, 26 (3): 482 – 491.
- Smith, N. P. (1982). *An investigation of the heat budget of the Indian River lagoon, Florida, during winter months*. Harbor Branch Foundation, Inc. Contribución N° 329: pp. 185 – 189.
- Smith, N. P. y Kierspe, G. H. (1981). *Local energy exchanges in a shallow coastal lagoon: winter conditions*. Estuarine, Coastal and Shelf science, 13: 159 – 167.
- Souch, C. Wolfe, C. P. Grimmond, C. y Susan, B. (1996). *Wetland evaporation and energy partitioning: Indiana Dunes National Lakeshore*. J. Hydrol. 184, 189-208.

- Stathers, R. J., Black, T. A. y Novak, M. D., (1988). *Modelling surface energy fluxes and temperature in a dry and wet bare soils*. Atmosphere- ocean 26, 59 B 73.
- Strahler, A. N. y Strahler, A. H. (1989). *Geografía Física. 3ra Edición*. Ed. Omega S.A., Barcelona, España, 550 pp.
- Stewart, J. (1998). *Calculus Concepts And Contexts*. Brooks/Cole Publishing Company. ISBN 0-534-34330-9.
- Swinbank, W. C. (1963). *Long-wave radiation from clear skies*. Royal Meteorology Society, 89: 339 – 348.
- Telam (2009). *Bahía Blanca. Desarrollan en Bahía Blanca sensores de monitoreo para mares y lagunas*. Nota publicada el 14 de agosto de 2009, Bahía Blanca.
- Teal, J. M. y Kanwishe, J. W. (1970). *Total energy balance in salt marsh grasses*. Ecology 51, 690 – 695.
- *The Rock Manual: The Use of Rock in Hydraulic Engineering*: (2007). Construction Industry Research & Information Association (CIRIA) ISBN-10: 0860176835. 1304 pp.
- Tuller, S.E. (1972). *Energy balance microclimatic variations on a coastal beach*. Tellus XXIV, 3: 260 – 269.
- van Wijk, W. R. y Scholte Ubing, D. W. (1963). *Radiation*. En: van Wijk, W.R. (ed.), Physics of plant environment. North Holland Publications Co., Amsterdam. 62 – 101.
- Varela, P. A. (2002). *Estudio de evaporación del Embalse Casa de Piedra. Río Colorado, La Pampa – Río Negro*. METEOSUR Asesoramiento Meteorológico. Bahía Blanca, 11 pp.
- Verettoni, H. N. (1974). *Las comunidades vegetales de la region de Bahia Blanca*.
- Vugts, H. F. y Zimmerman, J. T. F. (1982). *Heat balance investigations of tidal flats*. First international conference on meteorology and air-sea interaction of the coastal zone. The Hague, Netherlands. 277 – 280.
- Wallace, J. S. y Holwill, C. J. (1997). *Soil evaporation from tiger-bush in south-west Niger*. Journal of Hydrology, 188/189: 426 – 442.
- Wayne, C. J., (1976). *The effects of sea and marsh grass on wave energy*. Coastal Research Notes 4 (7), 6-8.

- 
- Weisser D. (2003). *A wind energy analysis of Grenada: an estimation using the 'Weibull' density function*. Renewable Energy 28. 1803–1812.
  - Wessel, D. A. y Rouse, W. R. (1993). *Modelling evaporation from wetland tundra*. Bound. Layer. Meteorol. 68, 109-130.
  - Wolcken, K. (1954). *Algunos aspectos sinópticos de la lluvia en Argentina*. Meteoros 4(4):327-366.
  - Wright R. S., Lipchak B. y Haemel N. (2007). *OpenGL SuperBible: Comprehensive Tutorial and Reference, 4th Edition*. Addison-Wesley, ISBN 0-321-49882-8.
  - Yamazawa, H. (2001). *A one-dimensional dynamical soil-atmosphere tritiated water transport model*. Environmental Modelling & Software, 16: 739 – 751.
  - Zaker, N. H. (2003). *Computation and modeling of the air–sea heat and momentum fluxes*. International Centre for Theoretical Physics, Italia. 9 pp.

**ANEXO 1**

**CONVENIO CONICET**

"2009 - Año de Homenaje a Raúl Scalabrini Ortiz"



2304

*Ministerio de Ciencia Tecnología e Innovación Productiva*  
*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas*

Buenos Aires, 12 AGO 2009

VISTO el expediente N° 3431/09, del registro de este Consejo Nacional; y

## CONSIDERANDO:

Que el citado expediente tramita la aprobación de un convenio específico entre este Consejo Nacional, y la empresa unipersonal JOSE LUIS CAVASSASI.

Que el presente convenio tiene por objeto una licencia no exclusiva para el uso, y explotación comercial en el territorio de la República Argentina, de determinada tecnología referente a la "Estación de Monitoreo Ambiental Costero".

Que la Gerencia de Desarrollo Científico Tecnológico, La Gerencia de Asuntos Legales, La Dirección de Vinculación Tecnológica y La Dirección del Servicio Jurídico han tomado la intervención que les compete.

Que la presente decisión fue acordada en las reuniones de Directorio de fecha 4 y 5 de agosto de 2009.

Que el dictado de la presente resolución se realiza en uso de las atribuciones conferidas por los Decretos N° 1661/96 y N° 1427/05 en su parte pertinente, N° 310/07, N° 607/08 y N° 1538/08 y las Resoluciones (D) N° 346/02, N° 671/04, N° 914/08 y N° 2782/08.

Por ello,

EL DIRECTORIO DEL  
 CONSEJO NACIONAL DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS Y TECNICAS

## RESUELVE:

ARTICULO 1°.- Apruébese el texto del convenio que figura como Anexo I de la presente Resolución.

ARTICULO 2°.- Regístrese, comuníquese a los interesados, a la Gerencia de Desarrollo Científico Tecnológico - Dirección de Vinculación Tecnológica, a la Unidad de Auditoría Interna y cumplido, archívese.

RESOLUCION N° 2304

Dra. MARTA G. ROVIRA  
 PRESIDENTA  
 CONICET

2304

**ANEXO I**

Entre el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, representado en este acto por su Presidente, Dra. Marta Graciela ROVIRA, en adelante "CONICET", con domicilio legal en la Avenida Rivadavia 1917, de la Ciudad Autónoma de Buenos Aires, y la empresa José Luis Cavasassi (cavadevices.com) en adelante representada por José Luis Cavasassi, con domicilio en Bolivia 1340 CABA, por otra; acuerdan celebrar el presente acuerdo.

**ANTECEDENTES:**

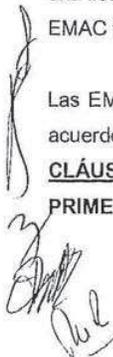
**Primera:** Un grupo de investigación del IADO desde hace años viene desarrollando equipos oceanográficos y meteorológicos, lo que ha llevado al desarrollo de la "Estación de Monitoreo Ambiental Costero" (EMAC).

**Segunda:** La EMPRESA tiene interés en tomar a su cargo la construcción de las estaciones y utilizar el método y sus resultados con fines comerciales, en el ámbito de la República Argentina.

**Tercera:** El CONICET a través del IADO ha desarrollado para las EMAC, un software que se encuentra en el chip del sensor en adelante denominado "el SOFTWARE", por el presente se acuerda una licencia no exclusiva para la instalación del SOFTWARE en las EMAC, que se fabriquen a través del presente convenio, no pudiendo la empresa modificar el mismo.

EL CONICET a través del IADO ha desarrollado también un software de operación del datalogger y manejo de información, que se incluye en un CD, en adelante denominado "SOFTWARE DE DATOS", por lo que se acuerda otorgar a la empresa una licencia no exclusiva de utilización de dicho software para que se incluyan en las EMAC fabricadas a través de este convenio.

Las EMAC, "el SOFTWARE" y el "SOFTWARE DE DATOS", a los efectos de este acuerdo se denominarán en conjunto "LA TECNOLOGÍA".

**CLÁUSULAS:****PRIMERA. OBJETO:**

2304

Mediante el presente Convenio el CONICET, en adelante el "LICENCIANTE" concede a la EMPRESA "LICENCIATARIA" una licencia no exclusiva para el uso, y explotación comercial en el territorio de la República Argentina, de "LA TECNOLOGIA".

**SEGUNDA. DEFINICION DE CONOCIMIENTOS TECNOLÓGICOS NO DIVULGADOS:**

Se entiende por conocimientos tecnológicos no divulgados, toda aquella información o resultados de investigación que no han sido divulgados (sea know how, secretos industriales o información secreta), o que han sido divulgadas en forma escasa, independientemente de que puedan ser susceptibles de protección por la legislación de patente de invención, que puedan ser utilizados en el proceso productivo y adquirir valor económico.

**TERCERA. CONFIDENCIALIDAD:**

- a. Las partes se comprometen a no revelar a terceros ninguna información técnica ni de ningún otro carácter, sea con fines comerciales o científicos, originada en otras etapas ya sea anterior o subsiguiente a la firma del presente.
- b. Las partes se comprometen a no revelar el resultado de las tareas que constituyen el objeto de este Convenio.
- c. Las Partes se obligan a comprometer al personal que tuviera acceso a tal información a no revelarla a terceros y mantenerla estrictamente confidencial, asumiendo en forma personal quien así obrare, la responsabilidad civil y/o penal que le fuera aplicable.
- d. Las Partes se pondrán de acuerdo, por escrito, sobre qué aspectos de la información desarrollada podrán divulgarse o publicarse y en qué forma.

**CUARTA. REPRESENTANTES**

Con el fin de establecer canales permanentes y fluidos de comunicación, para el cumplimiento del objeto del presente convenio, ambas partes designarán representantes técnicos. El CONICET designa al Dr Gerardo M. E. Perillo. La EMPRESA por su parte designa a José Luis Cavasassi.

**QUINTA. La EMPRESA SE COMPROMETE A:**

- a. Cumplir con el objeto del presente convenio.
- b. Pagar la regalía conforme la cláusula SEPTIMA del presente Convenio.

2304

- c. A llevar registros por separado de las ventas netas y resultados de comercialización.

**SEXTA. LOS LICENCIANTES SE COMPROMETEN A:**

- a. Cumplir con el objeto del presente Convenio.  
b. Transferir los conocimientos tecnológicos no divulgados bajo pautas de confidencialidad establecidas en la cláusula cuarta.

La existencia del presente convenio no implica la realización por parte del Licenciante de servicios tecnológicos a terceros. En caso de ser necesarios, EL LICENCIANTE, a través del Centro mencionado en el ítem Antecedentes, acordarán con la EMPRESA las actividades, las que se plasmarán en acuerdos específicos que formarán parte del presente como Anexos.

**SEPTIMA. REGALÍAS:**

Como contraprestación a la licencia de los derechos de explotación que se indican en la cláusula primera, la EMPRESA, abonará al CONICET, una regalía de un DIEZ (10%) de las ventas netas de productos y/o servicios relacionados con el objeto del presente. Se entenderá por VENTAS NETAS al precio de venta del producto descontado el Impuesto al Valor Agregado o cualquier otro impuesto al consumo en caso de corresponder excluyendo expresamente todo impuesto que grave la renta de LA EMPRESA. También serán detraídos los descuentos y bonificaciones habituales en la comercialización de productos del rubro así como las devoluciones.-

**OCTAVA. ADMINISTRACIÓN DE LOS FONDOS:**

Las Partes acuerdan encomendar la administración de la totalidad de los fondos que constituyen el precio pagado por la empresa, a la Fundación INNOVA- T, en adelante INNOVAT, que actuará como Unidad de Vinculación Tecnológica y firmará este Convenio en aceptación de dicho encargo. INNOVAT retendrá el cinco por ciento (5%) de los fondos recibidos de la empresa, el cual será destinado a gastos administrativos, imputará un cinco por ciento (5%) al "Fondo de Financiamiento de Actividades de Promoción, Fomento y Gestión Tecnológica" del CONICET. INNOVAT administrará el noventa por ciento (90%) restante de los fondos aportados por la empresa de acuerdo a las directivas del representante técnico de CONICET, las cuales deberán respetar los términos y condiciones del presente Convenio, notificando a CONICET de lo actuado en él.-

2304

**NOVENA. LOS CONOCIMIENTOS TECNOLOGICOS SU COMERCIALIZACION, GARANTIAS A TERCEROS Y RIESGO INDUSTRIAL Y EXPLOTACION COMERCIAL:**

Queda entendido que los conocimientos tecnológicos fueron logrados por el LICENCIANTE, y que la comercialización y/o explotación será desarrollada por la Empresa, en virtud del convenio suscripto entre las mismas.

La Empresa asumirá las responsabilidades consecuentes siendo responsable ante terceros y ante sus dependientes, subcontratistas o cualquier otro personal vinculado a sus actividades por los daños que pudieran derivarse de la utilización de los conocimientos derivados de la investigación tecnológica desarrollada, mientras que el licenciante, no asumen ninguna responsabilidad frente a terceros y serán ajenas a los litigios que pudieren surgir.

**DECIMA. PROCEDIMIENTO DE PAGOS SOBRE REGALIAS:**

La Empresa realizará el pago de las regalías al LICENCIANTE dentro de los Treinta días (30 días) calendarios posteriores al término de cada período de regalías trimestral. Toda liquidación de regalías deberá estar acompañada de un certificado donde se indique la manera de imputar dicho pago. Se presentarán informes escritos trimestralmente aun cuando no hubiese ningún ingreso durante el período en cuestión. Tales informes deberán indicar el número, la descripción y los montos correspondientes a las ventas totales u otros ingresos generados a partir de la comercialización de los productos y/o servicios obtenidos como resultado de la investigación desarrollada.

**DECIMO PRIMERA CONTABILIDAD- INSPECCIONES Y AUDITORIAS:**

La Empresa se compromete a llevar registros actualizados y completos de las ventas de los productos y/o servicios obtenidos como resultado del presente Convenio. Con el propósito de verificar la exactitud del monto de las regalías pagadas, el LICENCIANTE podrán realizar por sí o por el profesional que designen expresamente la revisión y control de la contabilidad, sus registros, documentos y libros contables, estando a exclusivo cargo del LICENCIANTE , los costos, honorarios y gastos que pueda originar dicha auditoria; notificando a tales efectos, con al menos quince (15) días de anticipación a la contraparte el día y hora en que se llevará a cabo dicha auditoria, la que deberá ser realizada durante la jornada habitual de trabajo. En el caso de que los resultados de la auditoria demuestren que ha existido una subfacturación y/o un pago inferior al que corresponde, que supere



23 04 07

el cinco por ciento (5%) del monto que Los LICENCIANTES debían percibir durante cualquier período de tres (3) meses, la empresa deberá pagar el costo de la auditoría más los importes adeudados que surjan del correspondiente informe. Se deberá subsanar la anomalía detectada dentro de los treinta (30) días corridos de comunicada la misma. Los libros y registros contables deberán ser reservados durante un período de por lo menos tres (3) años después de la finalización de Convenio.

**DECIMO SEGUNDA. UTILIZACION DE LOGOS, NOMBRES, MARCAS Y/O EMBLEMAS:**

Las Partes no podrán utilizar los logos, nombres, marcas y/o emblemas de la otra sin previa autorización por escrito.

**DECIMO TERCERA. COMPROMISO DE DESARROLLO:** La EMPRESA se compromete a mantener un ritmo de tareas que haga a un razonable desarrollo de los resultados de la investigación que motiva este Convenio.

**DECIMO CUARTA. DURACIÓN – PRORROGA:**

El presente Convenio tendrá una vigencia de 5 años contados a partir de la firma del presente. Luego de ese lapso el Convenio continuará vigente en aquellas cláusulas que tienen que ver con la propiedad de los resultados, con la confidencialidad, su explotación, las licencias, cláusulas que regirán hasta el momento en que las Partes de común acuerdo pacten su finalización.

**DECIMO QUINTA. SOLUCION DE CONTROVERSIAS:**

Ante cualquier controversia derivada de la aplicación o interpretación del presente Convenio, las Partes se comprometen a agotar las medidas tendientes a poner fin al conflicto a través de Mediadores, y en caso de no poder arribar a un acuerdo se someterán a los Tribunales Federales con asiento en la Capital Federal.

**DECIMO SEXTA. COMUNICACIONES – NOTIFICACIONES:**

A todos los efectos del presente Convenio las partes constituyen domicilio en los mencionados en el encabezado del presente.

O donde lo comuniquen fehacientemente en el futuro. Las comunicaciones se considerarán efectivamente cursadas y efectuadas cuando sean recibidas por el destinatario.

Handwritten signatures and initials in the left margin, including a large signature at the top and several smaller initials below it.

2304



En prueba de conformidad se firman cuatro ejemplares de un mismo tenor y a un solo efecto, en la Ciudad de Buenos Aires, a los . . . días del mes de . . . del año 2009.



## **ANEXO 2**

### **MANUAL DE OPERACIÓN DE *MERCURY***

#### ***1.14***

## **ACERCA DE ESTE MANUAL**

Con el fin de utilizar correctamente este producto, por favor, lea atentamente este manual antes de aplicarlo a sus necesidades. No se acepta ninguna responsabilidad por cualquier mal funcionamiento y/o problemas con este producto o con su equipo que sea causado por el manejo inadecuado de este producto quedando fuera de las condiciones para reparación gratuita.

- Por favor, siga las precauciones de seguridad cuidadosamente. No podemos garantizar ni somos responsables de la seguridad si este producto se utiliza en cualquier forma distinta a la que se pretendía o para la que fuera diseñado.
- Las especificaciones de diseño y aplicación de otros contenidos que se describen en este manual están sujetos a cambios sin previo aviso.
- Las pantallas de mensajes en este manual pueden ser ligeramente distintas a las reales.
- Por favor notifique de cualquier error o explicaciones poco claras en este manual. No se acepta ninguna responsabilidad por cualquier daño o pérdida de ingresos causada por la utilización de nuestro producto.
- Este producto ha sido diseñado para ser de uso privado o de uso industrial. No es apto para su uso en situaciones en las que las precauciones de seguridad son necesarias, como por ejemplo, en relación con equipos médicos, ya sea directa o indirectamente.
- No nos hacemos responsables de cualquier mal funcionamiento o problemas causados por el uso de nuestro producto o por cualquier problema causado por el uso de los resultados de las mediciones de nuestra unidad.
- Este Manual del Usuario no puede ser publicado nuevamente, así que por favor manténgalo en un lugar seguro.
- Por favor lea las disposiciones cuidadosamente para la libre reparación.

## **ADVERTENCIA**

El funcionamiento está sujeto a dos condiciones siguientes: (1) este dispositivo puede causar interferencias. (2) este dispositivo se puede ver afectado por interferencias recibidas, las interferencias que pueden causar un funcionamiento no deseado. Este equipo genera, utiliza y puede irradiar energía de radiofrecuencia y, si no se instala y utiliza de acuerdo con las instrucciones, puede causar interferencias perjudiciales para otros equipos. Sin embargo, no hay ninguna garantía de que no se produzcan interferencias en una instalación en particular. Si este equipo causa interferencias perjudiciales a la recepción de radio, televisión u otro dispositivo, que puede determinarse apagando y encendiendo el equipo, se le recomienda al usuario intentar corregir la interferencia por una o más de las siguientes medidas:

- Reorientar o reubicar la antena receptora.
- Aumente la separación entre el equipo y el receptor.
- Conectar el equipo a un toma de corriente en un circuito diferente al que el receptor está conectado.
- Consulte a un técnico experimentado en radio, televisión o de la índole a que pertenezca el equipo, para obtener ayuda.

**PELIGRO**

**No desmontar, reparar o modificar la unidad principal.** Si lo hace, puede causar daño al equipo o a la / las personas que operen el equipo.



**Si el agua o un cuerpo extraño entra en esta unidad, de inmediato apáguese y dejase de utilizar.** El uso continuado puede causar daño al equipo o a la / las personas que operen el equipo.



**No use esta unidad en lugares húmedos,** tales como un cuarto de baño. Si lo hace, debe protegerla dentro de un recipiente estanco.



**Mantenga la unidad principal, sensores, baterías y cables de comunicación fuera del alcance de los niños.** Es peligroso tocar o tragar alguno de los elementos de la unidad.



**Si la unidad emite humo u olores extraños, de inmediato apáguese y dejase de utilizar.** El uso continuado puede causar daño al equipo o a la / las personas que operen el equipo.



**Este dispositivo está diseñado para registrar datos de sensores entre 0 – 5 V.** No lo utilice para ningún otro propósito, ya que puede causar daño al equipo o a la / las personas que operen el equipo..

## PRECAUCIONES



**Esta unidad no es resistente al agua.** Si la unidad se ensucia, limpie con un trapo limpio y un detergente suave.



**No exponga la unidad a los efectos nocivos de los gases o productos químicos.** Es posible causar corrosión y / u otros peligros para la unidad y para las personas que manejan la unidad.



**No utilice fuentes de alimentación que no sean las especificadas.** Ya que puede causar daño al equipo o a la / las personas que operen el equipo.



**Los terminales de la batería pueden no proporcionar suficiente contacto debido a la edad o vibraciones.** Esto puede conducir a la pérdida de datos.



**Utilice la unidad en un ambiente donde la temperatura ambiente es de -10 A 60°C y la humedad es de 90% de humedad relativa (sin condensación) o menos.**



**Para evitar daños a la unidad, quítese la electricidad estática de su cuerpo tocando metal alrededor suyo (perilla de la puerta, marco de la ventana) antes de tocar la unidad.** La electricidad estática no solo puede causar daños a la unidad, sino que además puede causar interrupciones en el muestreo o pérdida de datos.



**Si la unidad no se utiliza por un período de tiempo prolongado, es posible que la batería se descargue.** Recargue la batería antes de utilizar nuevamente.

**TABLA DE CONTENIDO**

---

ACERCA DEL DATALOGGER D256	1
CONTENIDO DEL PAQUETE	2
PARTES Y FUNCIONES	3
EMAC MERCURY 1.1	
INSTALACION DE EMAC MERCURY	4
PRIMERA EJECUCION DE MERCURY	6
CONEXION AL DATALOGGER	8
MONITOREO EN LINEA	11
CONFIGURACION DEL DATALOGGER	14
CONFIGURACION DE CANALES	17
CONFIGURACION UNICA	20
CALCULOS	21
DESCARGA DE DATOS	22
TRANSMISION REMOTA (OPCIONAL)	23

## **ACERCA DEL DATALOGGER D256**

---

El datalogger cuenta con 8 canales de muestreo analógicos (0 al 7) y uno digital (*Canal D*). Los canales analógicos están diseñados para soportar cualquier tipo de sensor cuya salida este en el rango 0-5V, y un consumo total de 1A. Cada canal cuenta con cuatro conexiones, dos alimentaciones para el sensor (Vcc y 5V), el negativo y la conexión al canal, respectivamente. Las alimentaciones son comunes a todos los canales, las cuales están protegidas por un fusible de 2A.

El datalogger acepta cualquier fuente de alimentación continua dentro del rango de 12 a 15V. Este puede alimentarse por un transformador, por un modulo fotovoltaico, un generador eólico o hasta por la toma del encendedor de un vehiculo.

Los sensores se pueden configurar y calibrar por software. Con lo cual se evita de manipular eléctricamente la señal del sensor. El datalogger tiene una resolución de 0.005 Volts.

El datalogger es capaz de muestrear en un amplio rango de periodos, (500mseg a 2 horas), dándole una autonomía de memoria desde 2 horas hasta 3 años.

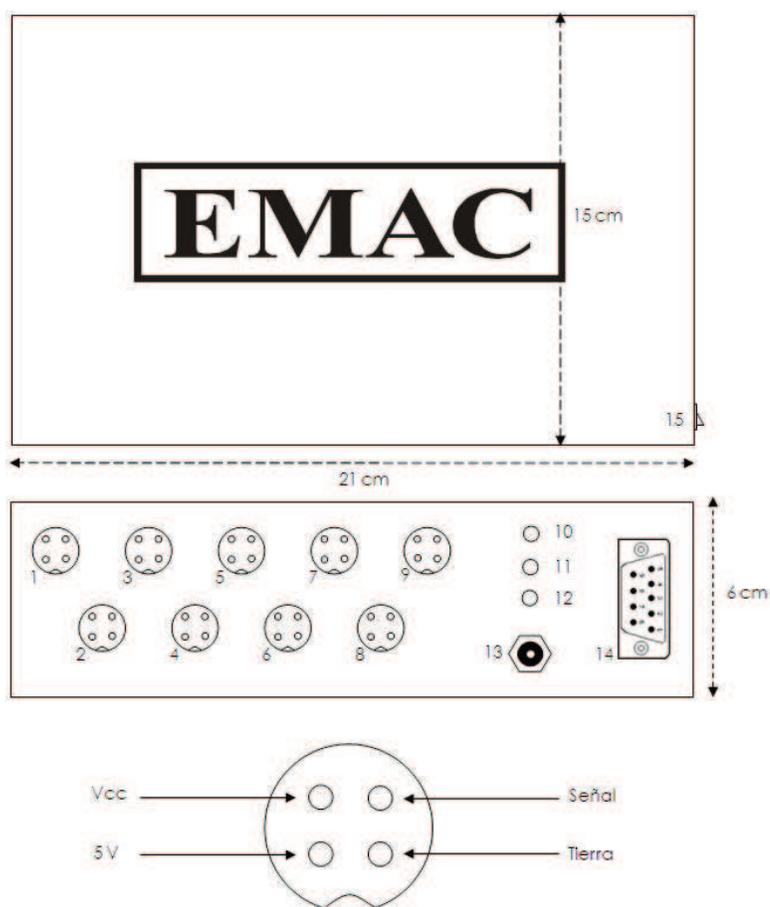
Cuando el datalogger se encuentra conectado a la PC por medio de su software propio, *EMAC MERCURY*, se puede grabar en tiempo real, independientemente del muestreo del equipo. Es decir a modo de ejemplo, el datalogger puede estar configurado para muestrear cada 10 minutos pero se puede grabar la información en la PC a 500mseg.

El datalogger enciende los sensores 55 segundos antes de muestrear, es decir que energiza los pines de los sensores Vcc y 5v. Mientras el datalogger esté conectado al software, este mantendrá energizado los canales, independientemente del estado del muestreo.

El datalogger se conecta a la PC por medio del puerto serie, en caso de no contar con este es perfectamente compatible con los adaptadores RS232 – USB. Los cuales son puertos series externos.

El datalogger cuenta con la posibilidad de acceso remoto, por medio de la red de telefonía celular. Con la incorporación de un modulo extra, el datalogger puede transmitir la información a cualquier computadora conectada a Internet, la cual tenga un IP publico.

## PARTES Y FUNCIONES



### Referencias

1. Canal 0 (analógico).
2. Canal 1 (analógico).
3. Canal 2 (analógico).
4. Canal 3 (analógico).
5. Canal 4 (analógico).
6. Canal 5 (analógico).
7. Canal 6 (analógico).
8. Canal 7 (analógico).
9. Canal D (digital).
10. Datalogger encendido (parpadea cada 1 seg.).
11. Indica conexión con software (encendido).
12. Uso de alimentación externa (encendido).
13. Entrada fuente externa (12 a 15 voltios).
14. Puerto serie. Comunicación con la PC.
15. Tecla de encendido.

## EMAC MERCURY 1.1

### INSTALACION DE EMAC MERCURY

Al insertar el CD, se ejecutará automáticamente el menú de instalación, de no ser así ejecute el programa *instalar.exe*. Siga los pasos indicados en las sucesivas ventanas para instalar *Mercury 1.1*, como se aprecia en las figuras 1, 2, 3 y 4.

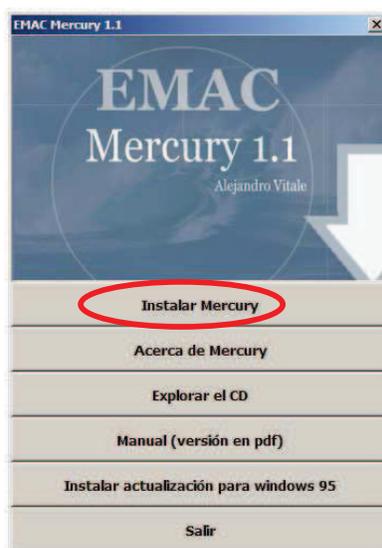


Figura 1.

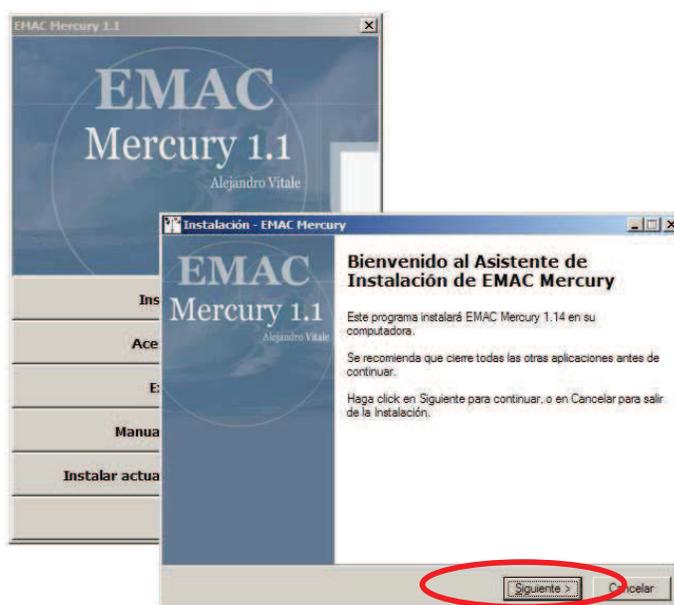


Figura 2.

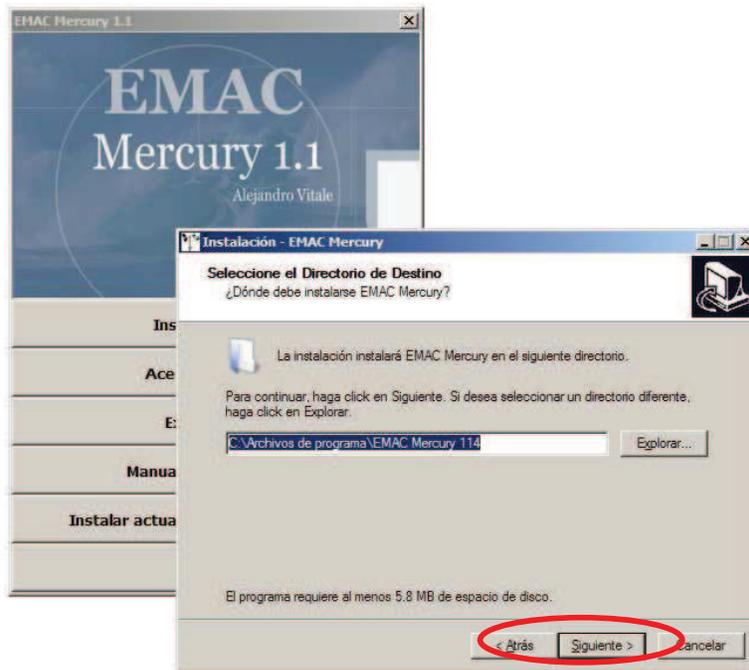


Figura 3.

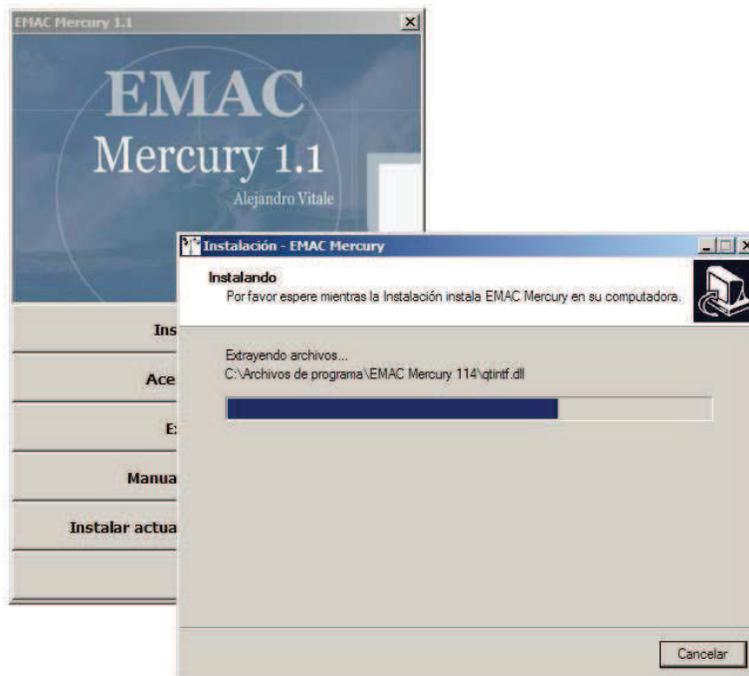


Figura 4.

## **PRIMERA EJECUCION DE MERCURY**

Cuando se ejecuta por primera vez se debe configurar varios parámetros básicos para una correcta utilización del equipo. En primer lugar, se debe seleccionar el *puerto serie* en el cual se conectará el datalogger. Mercury detecta los puertos disponibles en la PC. Por medio del menú *opciones* se puede definir el puerto serie a utilizar (Fig. 5), estos cambios se aplican una vez que se reinicia el programa.

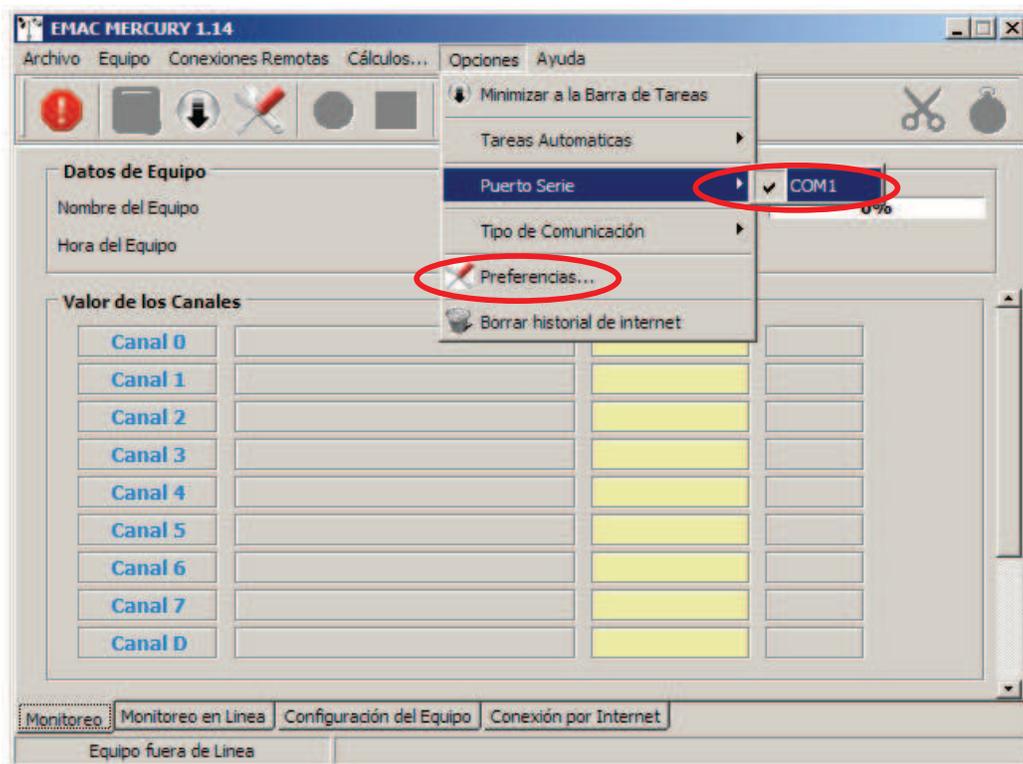


Figura 5.

En segundo lugar, es recomendable definir las preferencias generales del software, como lo son, el directorio de descarga de los datos (por defecto es en la carpeta *Datos* de la carpeta de instalación), el formato de descarga, el formato de las fechas, y demás opciones (Figuras 5 y 6).

En tercer lugar, Mercury posee una serie de tareas automáticas que facilitan la administración del datalogger. Entre ellas, se puede descargar los datos al conectarse al datalogger, o reconfigurar el equipo al descargar los datos (borrar la memoria, inicializar la hora y activar el muestreo). Estas tareas se escogen desde el menú *opciones* (Figura 5).

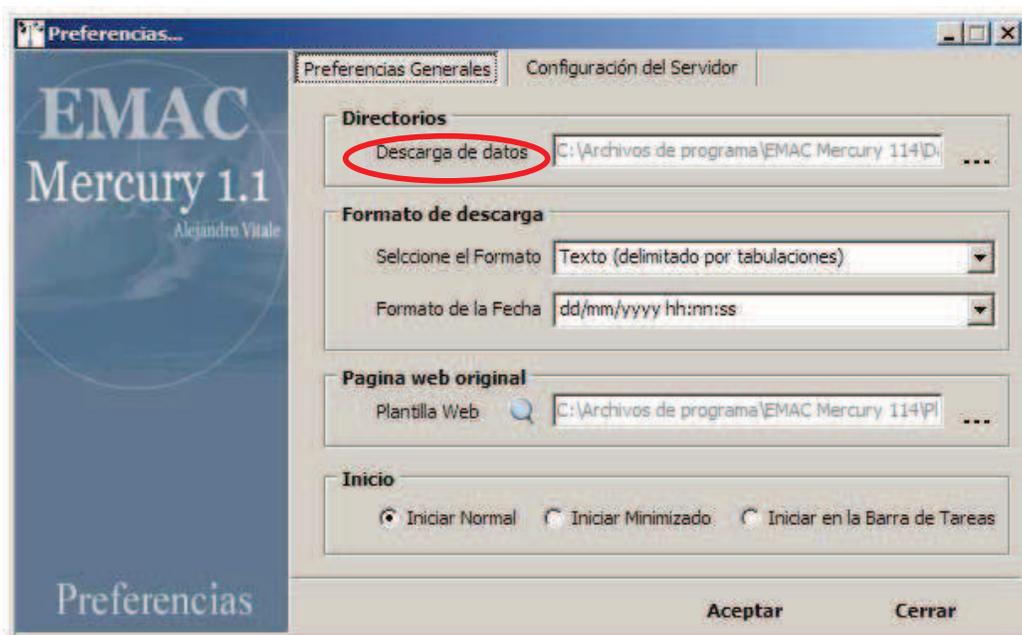


Figura 6.

## CONEXION AL DATALOGGER

La conexión es totalmente automática. Solo se debe tener en cuenta que primero se debe ejecutar el software. Una vez que este está totalmente cargado, se debe conectar el datalogger. De esta forma se garantiza que ninguna otra aplicación este accediendo al puerto de comunicaciones.

Una vez conectado, se visualiza la información del datalogger en tiempo real (Figura 7). Así mismo, se aprecia la luz indicadora en el gabinete (11) del datalogger encendida en forma permanente, la cual indica que se esta llevando a cabo una conexión exitosa con el software.

El área de visualización esta dividida en dos sectores principales. El superior destinado a la información general del equipo, como son el *Nombre*, la *Hora*, la *Memoria ocupada* y el *Muestreo*. La parte inferior, destinada a la información de los canales. En la cual se detalla, la identificación del canal, la descripción del sensor, el valor del sensor (en tiempo real) y la unidad del valor del sensor.

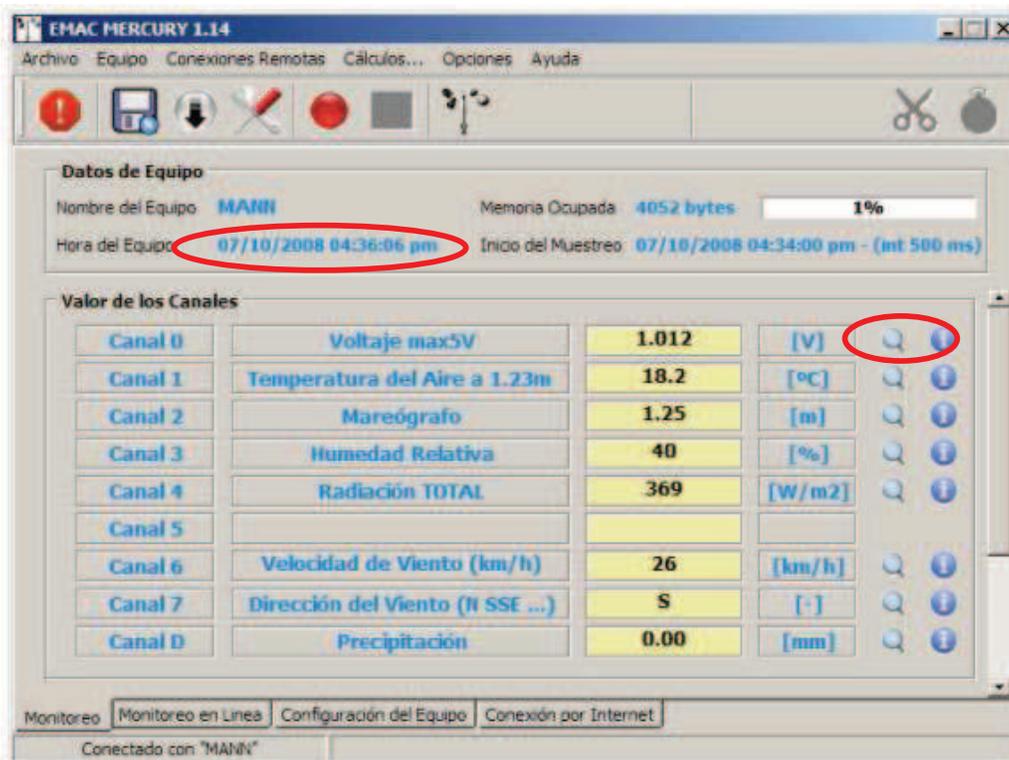


Figura 7.

Para cada canal se puede personalizar la descripción, permitiendo una mayor identificación del monitoreo (Figuras 7 y 8). La descripción personalizada queda almacenada en la carpeta propia del equipo que es creada por Mercury, en forma automática, en la computadora.

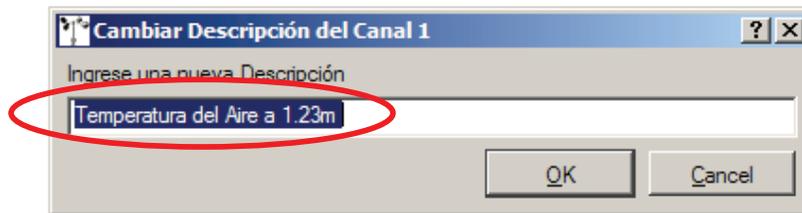


Figura 8.

Los datos en tiempo real no solo se visualizan en forma textual, sino que es posible contar con una visualización gráfica (Figuras 7 y 9). Se puede visualizar cada canal por separado o combinar varios canales en un mismo gráfico por medio del botón *Canales*, ubicado en la parte inferior de la ventana del gráfico (Figura 9). Es posible modificar la escala temporal permitiendo una mejor visualización de la variación temporal de la señal (Figura 9). En ciertos casos es posible que se requiera una visualización más avanzada, con lo cual Mercury cuenta con la posibilidad de graficar en 3D (Figura 10). Estos gráficos se pueden exportar, copiar, imprimir y personalizar los colores de las series por medio de la barra de herramientas (Figuras 9 y 10).

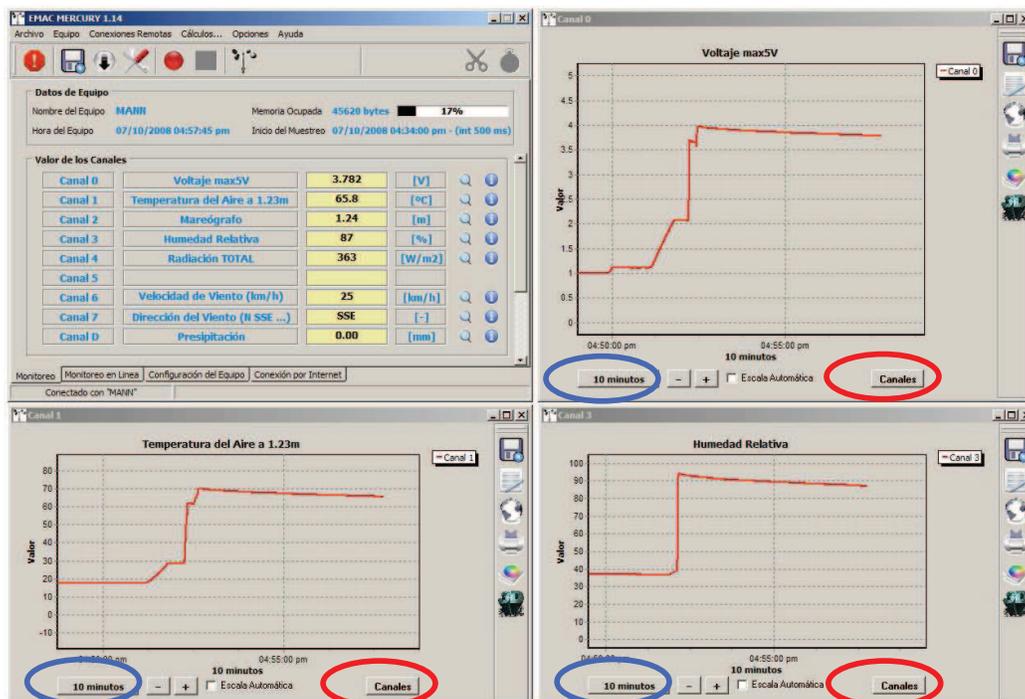


Figura 9.

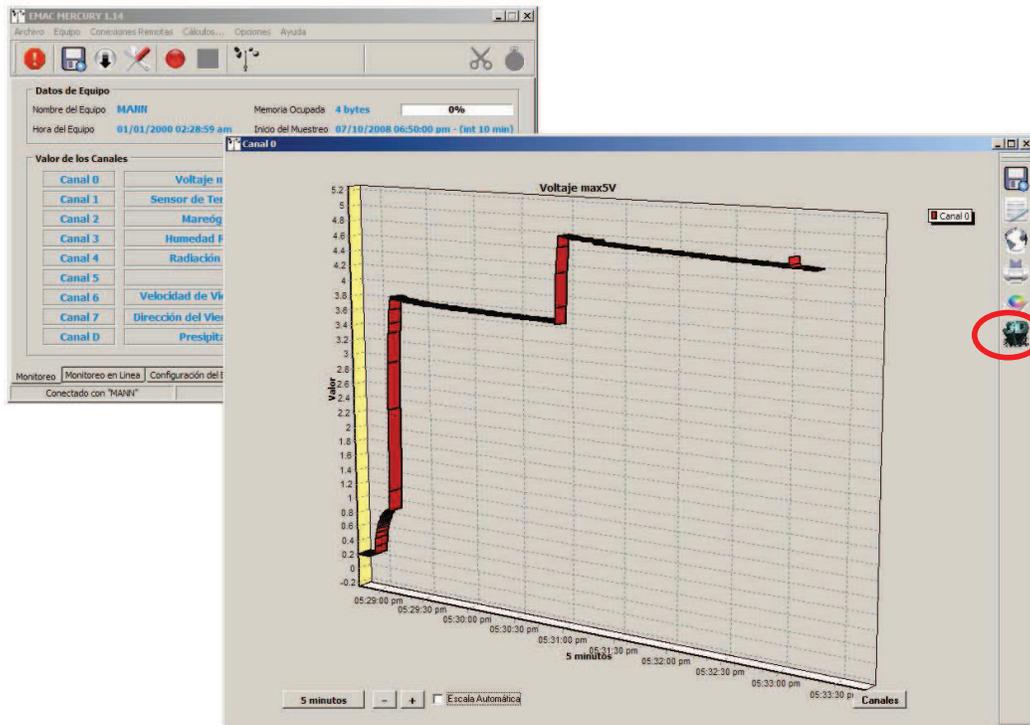


Figura 10.

## **MONITOREO EN LINEA**

La información recopilada por el datalogger es almacenada en su memoria interna. Asimismo, cuando este está conectado a la PC, transmite 2 veces por segundo (2 Hz) la información de los canales. Con lo cual la información no solo puede ser visualizada en forma textual y gráfica, sino que es posible recopilarla en la PC en diversos formatos, estilos y periodos.

Existen dos modalidades para recopilar la información, en un archivo o en una página Web. Se pueden operar con las dos modalidades en simultáneo o alternando ambas entre si. En ambos casos la captura comienza y finaliza por medio de los botones propios en la barra de tarea y en el área de monitoreo (Figura 11). Las preferencias del monitoreo solo se aceptan cuando se presione el botón *Capturar* (Figura 11).

La información en el informe de texto se puede agrupar en: archivos por hora, por día, por mes o por año. En cambio, el informe Web solo presenta la última muestra. El informe Web existe con la finalidad de conectar el datalogger a un servidor Web, de este modo se publica la información del monitoreo en forma automática. Generalmente es aplicado a instituciones o establecimientos con una red interna, en las cuales las personas requieran consultar con frecuencia los datos (En un puerto, el estado de la marea, o la velocidad del viento).

Para este informe se utiliza como base una plantilla Web (Pagina Web con ciertas palabras claves). *Mercury*, lee esta página, carga los datos del monitoreo, según las códigos reservados en ella y luego la guarda en el destino seleccionado en el *monitoreo en línea*. La ubicación de la plantilla Web se define en la ventana de preferencias (Figura 6). *Mercury* incorpora una plantilla Web por defecto, que se encuentra en la carpeta *Plantilla Web* de la carpeta de instalación. En la tabla 1, se presentan las códigos reservados a utilizar dentro del código de la plantilla Web.

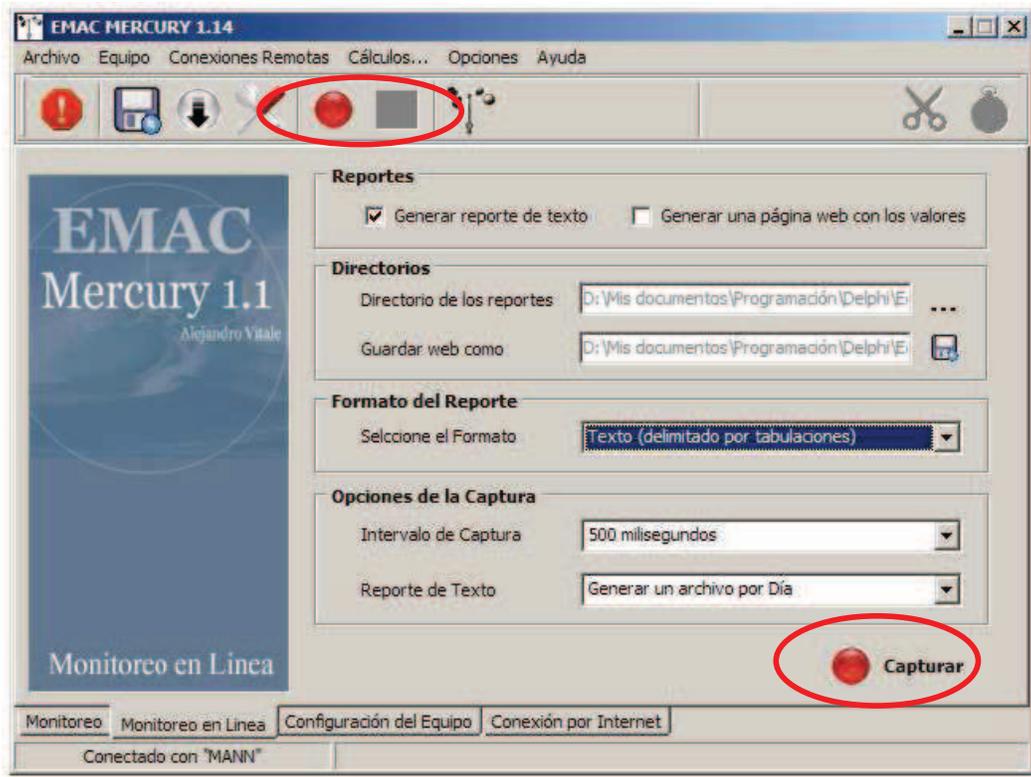


Figura 11.

CODIGOS RESERVADOS	ACCION
#FECHA#	Se reemplaza por la Hora del Equipo
#NOMBRE#	Se reemplaza por el Nombre del Equipo
#T#	Se reemplaza por el período del Equipo
#CANAL0#	Se reemplaza por el valor de Canal 0
#CANAL1#	Se reemplaza por el valor de Canal 1
#CANAL2#	Se reemplaza por el valor de Canal 2
#CANAL3#	Se reemplaza por el valor de Canal 3
#CANAL4#	Se reemplaza por el valor de Canal 4
#CANAL5#	Se reemplaza por el valor de Canal 5
#CANAL6#	Se reemplaza por el valor de Canal 6
#CANAL7#	Se reemplaza por el valor de Canal 7
#CANALD#	Se reemplaza por el valor de Canal D
#VC0#	Se reemplaza por el valor calculado 0
#VC1#	Se reemplaza por el valor calculado 1
#VC2#	Se reemplaza por el valor calculado 2
#VC3#	Se reemplaza por el valor calculado 3

TABLA 1.

## **CONFIGURACION DEL DATALOGGER**

El datalogger es prácticamente automático, solo requiere una configuración básica para funcionar. El Datalogger cuenta una memoria no volátil, con lo cual no se pierden los datos ni la configuración al reiniciarse, apagarse o por pérdida de alimentación.

Al iniciarse, el datalogger toma por defecto la fecha "01/01/2000 00:00:00", esto es el principal indicador del estado del datalogger. Por caso, si al conectarse la fecha es "13/01/2000 21:31:55", esto indica que por alguna falla en la alimentación o consumo excesivo de algún sensor, el datalogger se reinicio quedando *fuera de línea* (interrupción del muestreo) 13 días, 21 horas, 31 minutos y 55 segundos atrás. En cambio si al conectarse este tiene la fecha actual, es indicativo que está operando correctamente.

El datalogger solo requiere como configuración: el nombre del equipo, el intervalo de muestreo y la configuración de cada canal. El nombre de equipo está conformado por 4 letras. En caso de tener menos y la letra faltante es remplazado por el carácter de subrayado. Los intervalos disponibles y la autonomía de memoria se pueden apreciar en la tabla 2.

Cada canal se configura seleccionando de una lista de posibles sensores para el respectivo canal (Discutido en detalle en la siguiente sección). Una vez presionado el botón *Aplicar Cambios*, se transmite la nueva configuración, se sincroniza la hora con la PC (el usuario debe asegurarse que la fecha y hora de la PC sean las correctas), se borra la memoria y queda activo para muestrear (Ver inicio del Muestreo, Figura 7).

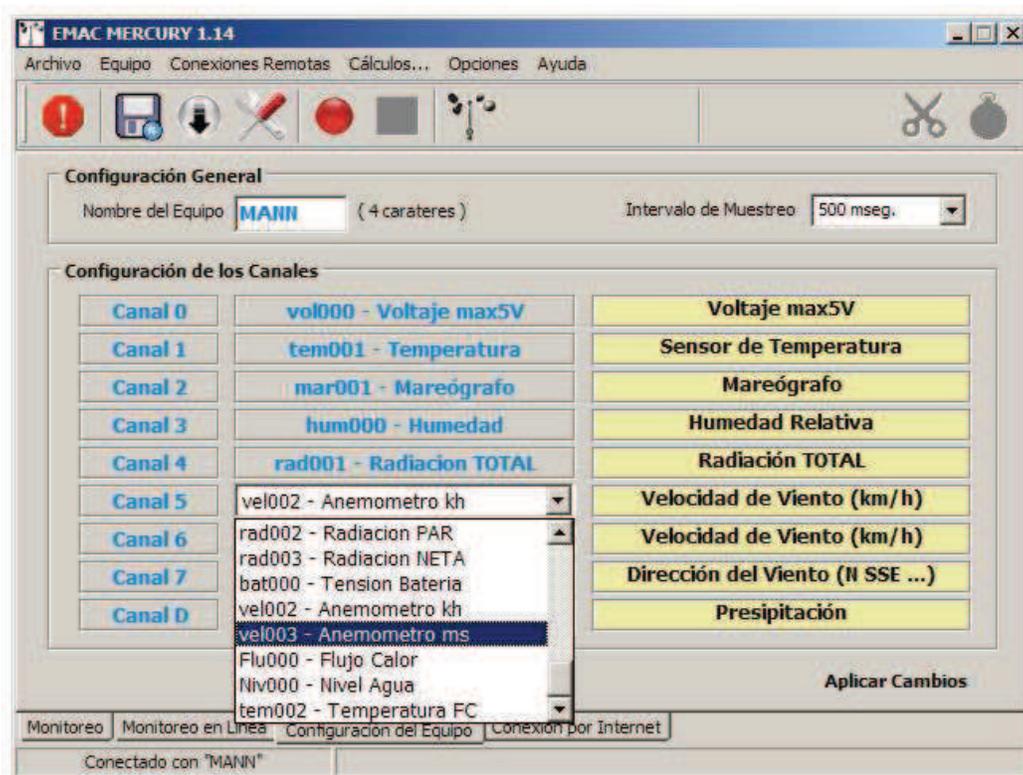


Figura 12.

<b>CODIGO DE MUESTREO</b>	<b>PERIODO DE MUESTREO</b>	<b>AUTONOMIA DE LA MEMORIA</b>
0	500 msec.	2 horas
1	1 seg.	4 horas
2	2 seg.	8 horas
3	5 seg.	20 horas
4	10 seg.	40 horas
5	1 min.	10 días
6	2 min.	20 días
7	5 min.	50 días
8	10 min.	3 meses y 10 días
9	15 min.	5 meses
10	30 min.	10 meses
11	60 min.	1 año y 7 meses
12	90 min.	2 años y 6 meses
13	120 min.	3 años y 4 meses

Tabla 2

## **CONFIGURACION DE CANALES**

La alta versatilidad del datalogger se origina en los canales multipropósito con los que cuenta, es decir, que ningún canal está destinado a un sensor únicamente, en cambio todos los canales aceptan cualquiera de éstos (según su modo de trabajo, analógico o digital). El usuario es capaz de crear o modificar la configuración de cada canal (sensor), para cada equipo, según las necesidades particulares de cada caso.

Una configuración para el canal se denomina sensor. Existe un número predefinido de posibles sensores, se puede modificar o anexar nuevos sensores. Ya sea que se necesite modificar o agregar sensores nuevos, la carpeta que los contiene se denomina Sensores, localizada en la carpeta de instalación (Figura 13). Mercury lee esta carpeta al comienzo de la ejecución, obteniendo así la lista de sensores posibles para cada canal (Figuras 12 y 14).

El Sensor (Archivo) no es más que un simple archivo de texto con la extensión “.sen”. Al ser un archivo de texto es posible editarlo con cualquier procesador de texto (Figura 15 y Tabla 3).

En la tabla 3 se presentan las propiedades del sensor y sus correspondientes valores. Es importante destacar que el código de identificación (ID), debe ser consecutivo, no se puede saltar números, ni repetir. Al crear un nuevo sensor se debe cerciorar cual es el último *Id* en uso y se debe usar el siguiente. Se puede utilizar el carácter “;” para comenzar una línea de comentario en estos archivos.

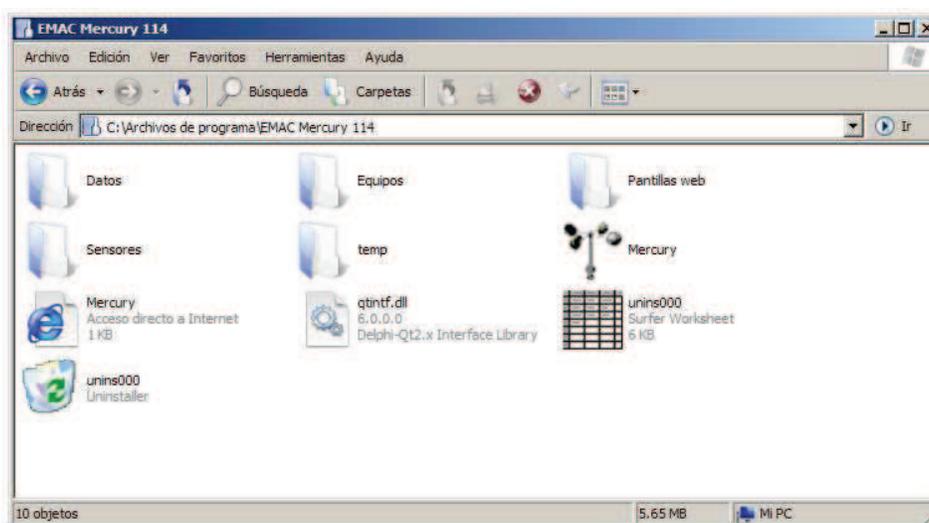


Figura 13.

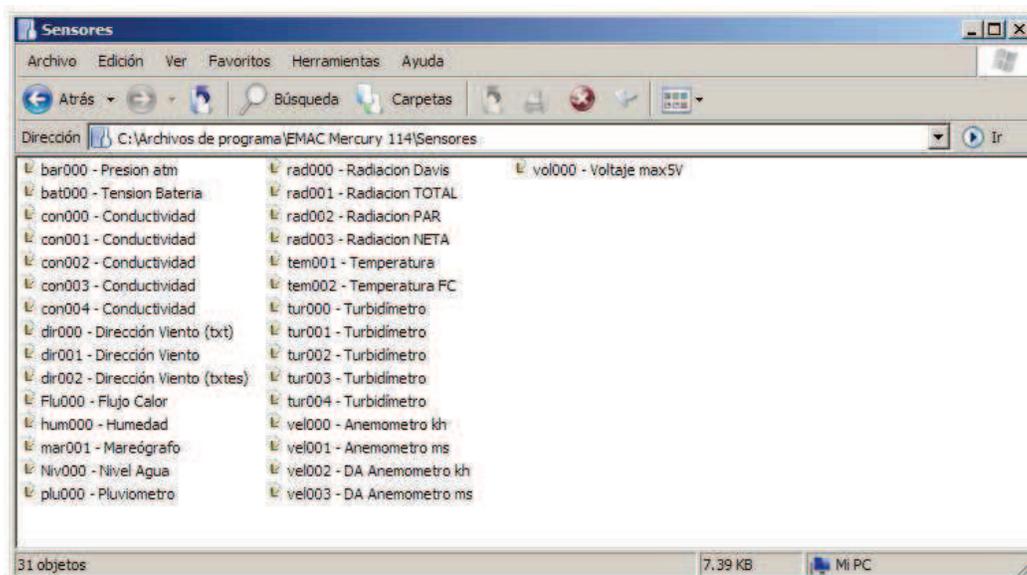


Figura 14.

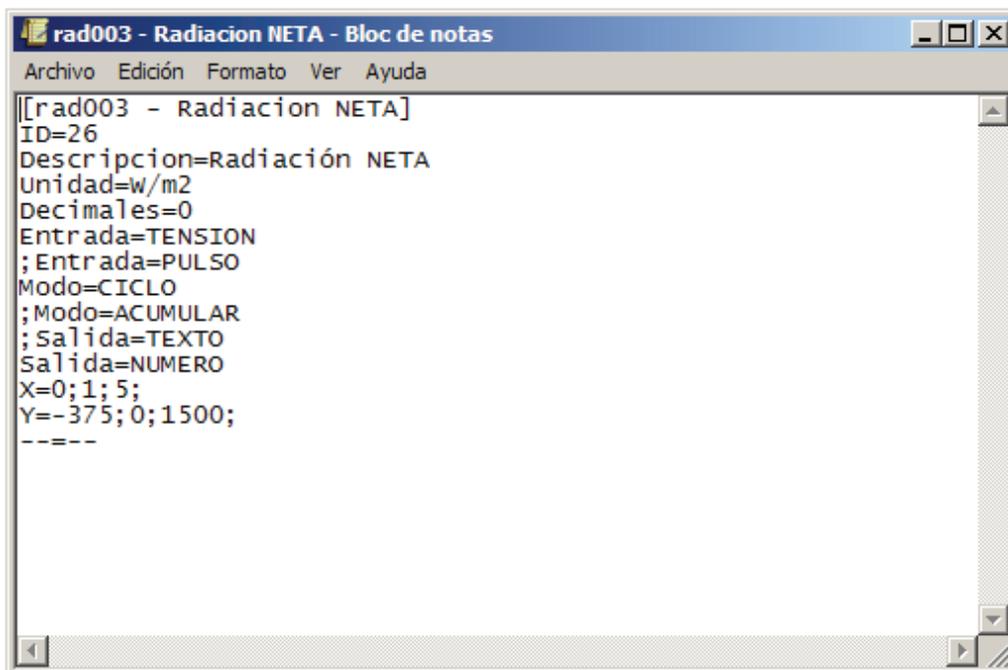


Figura 15

PROPIEDAD DEL SENSOR	DESCRIPCION / POSIBLES VALORES
ID	Código único de identificación (1 a 255).
Descripción	Descripción del Sensor.
Unidad	Unidad correspondiente al dato sensado.
Decimales	Cantidad de decimales con la que se muestra el dato del sensor (No es resolución del sensor).
Entrada	TENSION (señal analógica 0-5v) PULSO (señal digital).
Modo (Solo utilizado por el canal digital)	CICLO (cuenta la cantidad de pulsos en 10 seg, Ej. Anemómetros). ACUMULAR (acumula la cantidad de pulsos recibidos hasta que llegue el momento del muestro, luego vuelve la cuenta a cero, Ej. Pluviómetros).
Salida	NUMERO (La salida del sensor es numérica con N decimales, Ej. 3.456) TEXTO (La salida del sensor son caracteres, Ej. Norte, Este, Sur).
X	Todos los valores de voltaje que forman la curva de respuesta del sensor (V vs °C). El rango posible es 0 a 5.
Y	Todos los valores correspondientes a los incorporados de X, que forman la curva del sensor o la tabla del sensor, si la salida fuera de tipo texto.

Tabla 3

## **CONFIGURACION UNICA**

Una vez que se cuenta con varios de estos equipos instalados, es claro que estos sensores pueden variar con el tiempo dependiendo de la instalación y del lugar. Con lo cual, es normal que se realicen ajustes a la curva de respuesta del sensor. Es por esto que *Mercury* trabaja con una configuración única para cada datalogger.

Cuando se conecta un datalogger, se crea una carpeta (dentro de la carpeta *Equipos*) en la cual *Mercury* copia de los archivos de los sensores que utiliza este datalogger (Figura 16). Cualquier modificación al sensor de cierto datalogger se debe hacer en esta carpeta, correspondiente al datalogger en cuestión (NO en la carpeta sensores de *Mercury*).

La configuración propia del datalogger también se aloja en dicha carpeta. Como lo es la descripción personalizada de los canales discutido en la sección “CONEXIÓN AL DATALOGGER”. Cuando se instala *Mercury* en otra computadora, se debe copiar el contenido de la carpeta *Equipos* a la carpeta *Equipos* de la nueva PC. De esta forma se dispone de la calibración de los sensores y de la descripción personalizada de cada canal, de no ser así se perdería la información. *Mercury*, de no encontrar la carpeta, crea una nueva y copia los sensores originales.

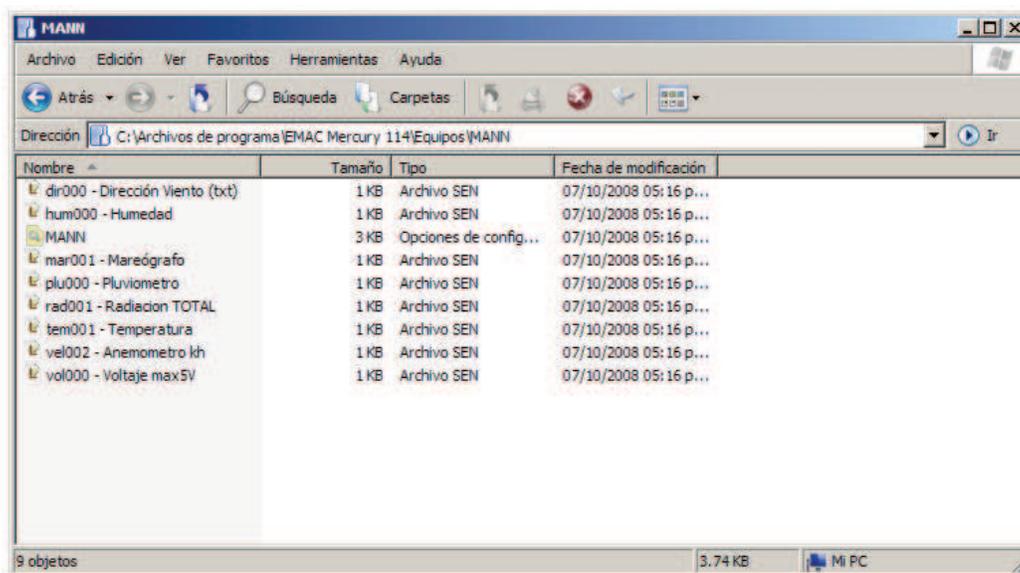


Figura 16

## CÁLCULOS

Mercury permite calcular ciertos parámetros en simultáneo con el monitoreo de los sensores. Es decir, que no solo se toma una muestra del valor de los sensores sino que con la información de éstos, se pueden calcular ciertos parámetros, sin necesidad de pos-procesar la información para obtenerlos.

Se dispone de 4 parámetros para calcular, *la sensación térmica, la velocidad del sonido (en el agua), la densidad del agua y la salinidad del agua*. El cálculo de estos se habilita en el menú *Cálculos* (Figuras 7 y 17). Una vez habilitado el cálculo de uno o más de estos parámetros se puede visualizar el valor de este/os debajo del valor de los canales (utilice la barra de desplazamiento).

Tanto como en el monitoreo en línea, como en la descarga de datos se incorpora el cálculo del o de los parámetros habilitados. De esta forma se dispone de información extra, la cual no es necesaria computar posteriormente.

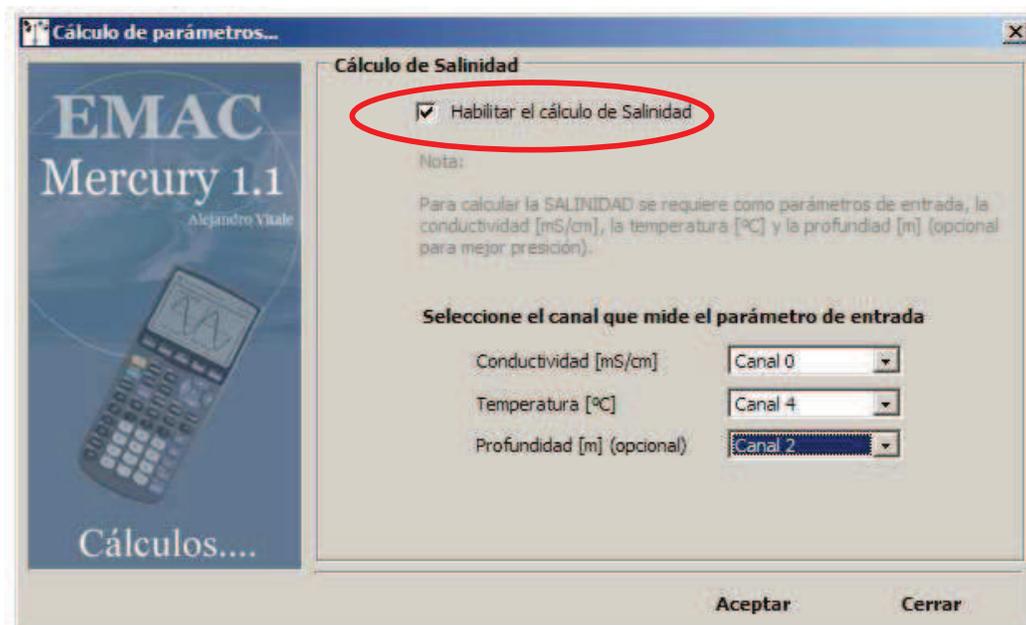


Figura 17.

## DESCARGA DE DATOS

La descarga de los datos se puede realizar en forma manual de ícono resaltado en la figura 18 (también del menú *Equipo*) o en forma automática (discutido en la sección “PRIMERA EJECUCION DE MERCURY”).

Los datos se descargan automáticamente en una carpeta predefinida (discutido en la sección “PRIMERA EJECUCION DE MERCURY”). El nombre del archivo, de los datos, se genera en forma automática tomando como base el nombre del Datalogger, la fecha y hora de la descarga. Los datos se guardan con el formato definido previamente en la ventana de preferencias (discutido en la sección “PRIMERA EJECUCION DE MERCURY”).

Cuando se realiza la descarga se puede apreciar el progreso de ésta en la parte inferior de la ventana (Fig. 18). Una vez descargados los datos, si está habilitada la opción de “Configurar después de Descargar” (habilitada por defecto), se transfiere la nueva configuración al equipo, sincronizando la hora, borrando la memoria y dejando el equipo activado para muestrear. De no estar activada esta opción, en forma manual, se debe “Aplicar Cambios” (discutido en la sección “CONFIGURACION DEL DATALOGGER”).

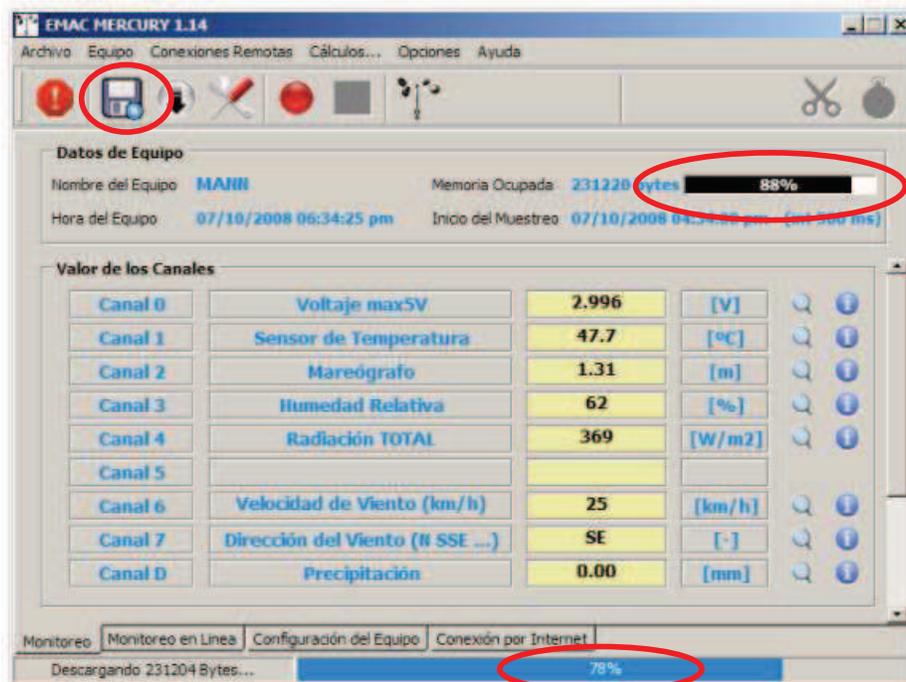


Figura 18

## **TRANSMISION REMOTA (OPCIONAL)**

El datalogger está diseñado para instalarse en un sitio y periódicamente concurrir al lugar para descargar la información. Cuando más distante sea el lugar de instalación, mayor son los costos para obtener los datos. Por dicho motivo, esta serie de datalogger cuenta con un módulo opcional que permite su comunicación a través de la red de telefonía celular.

En particular, la comunicación se realiza a través de Internet, por medio de la red celular. De esta forma el datalogger transmite los datos a cualquier computadora conectada a Internet (con un IP público). Eliminando totalmente el costo de traslado. La transmisión no está destinada solamente a la descarga de datos, sino que se tiene completo control del datalogger en forma remota. Se puede cambiar el período de muestreo, el nombre del equipo, habilitar / deshabilitar canales, cambiar la configuración de los canales, re-calibrar los sensores, etc.

La comunicación consta de dos partes, el datalogger que inicia la comunicación cada cierto periodo y del software en la PC funcionando como un servidor, esperando la comunicación de los dataloggers. En la ventana de preferencias, en el área destinada a la configuración del servidor (Figura 19), se configura el software. En ella se define la carpeta de descarga de los datos, el puerto (TCP/IP), sobre el cual se realiza la comunicación (este puerto debe estar habilitado en todos los firewalls intervinientes) y demás<sup>4</sup>.

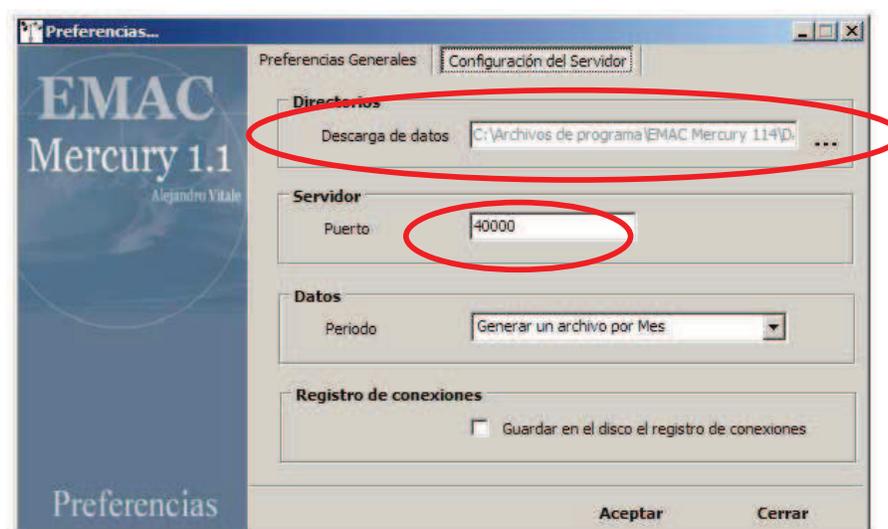


Figura 19

<sup>4</sup> El registro de conexiones se almacena en la carpeta "logs".

Una vez definidas las preferencias del servidor, se procede a configurar el datalogger. Por medio del menú *Equipo > Configuración de Internet* se accede a la ventana configuración de los parámetros del datalogger (Figura 20). Según la empresa elegida para la comunicación (el módulo extra incorpora un “chip telefónico” o tarjeta SIM), se configura los parámetros del gateway<sup>5</sup> (Tabla 4), en función del servidor y de las opciones que se hallan elegido para este, se las incorporan y, lo más importante, el intervalo en el cual se conectará el datalogger en forma automática (Tabla 5). Luego, se transfiere los datos al equipo. Para el software, en la computadora servidor, se debe cambiar el tipo de comunicación (Figura 21), quedando este en la modalidad servidor (Figura 22).



Figura 20.

Empresa	Gateway	Usuario / Password
MOVISTAR	internet.gprs.unifon.com.ar	wap/ wap
CLARO	internet.ctimovil.com.ar	gprs/ gprs
PERSONAL	gprs.personal.com	gprs/ gprs

Tabla 4.

<sup>5</sup> Los parámetros del gateway pueden cambiar sin aviso, dependiendo totalmente de la compañía telefónica.

CODIGO DEL INTERVALO	INTERVALO DE CONEXION
0	Cada vez que muestree (muestreo > a 10 minutos)
1	Cada 1/2 hora
2	Cada 1 hora
3	Cada 2 horas
4	Cada 4 horas
5	Cada 6 horas
6	Cada 8 horas
7	Cada 10 horas
8	Cada 12 horas
9	Una vez por día
10	Mínimo costo de comunicación (muestreo > a 5 minutos)

Tabla 5.

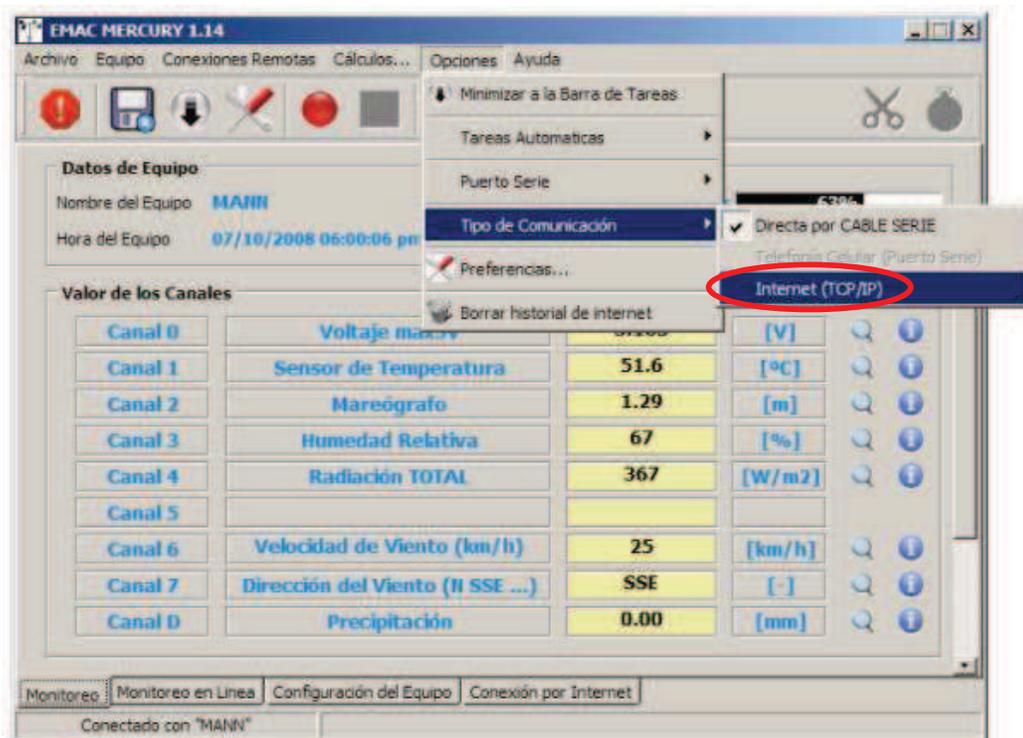


Figura 21

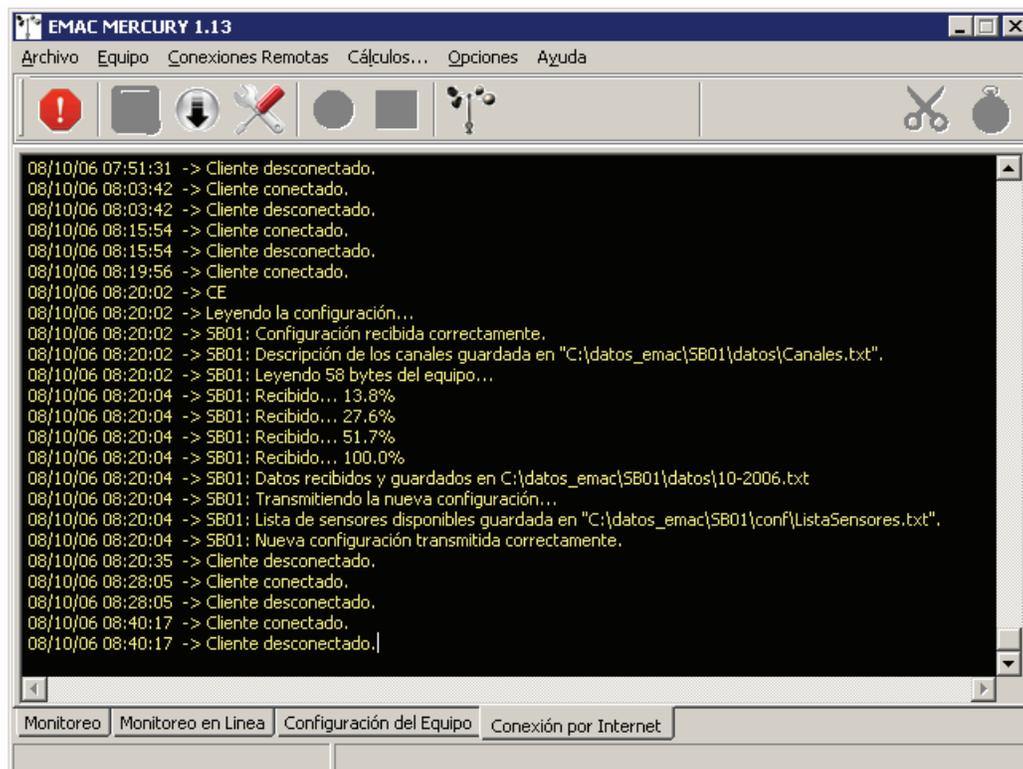


Figura 22

Por cada equipo que se conecta remotamente, *Mercury* crea una carpeta<sup>6</sup> asociada en donde se almacenan los datos y la configuración del equipo (Figuras 23, 24 y 25). Es desde aquí donde se modifica dicha configuración. Es decir, que la administración del equipo, ahora se realiza modificando archivos. De esta forma se facilita el acceso al servidor, con solo tener una conexión FTP, a dicha carpeta.

Dentro de esta carpeta (Figura 23), se encuentra dos más, una destinada a la configuración (Figura 24) y otra a los datos (Figura 25). En la primera se aloja la configuración de los sensores y del equipo (nombreConf.inf). Como se explicó en “CONFIGURACION DE CANALES”, los archivos de los sensores se pueden manipular de ser necesario. El archivo de configuración es el principal elemento de control sobre el datalogger remoto (Figura 26). En este se encuentran 3 secciones, (1) destinada al muestreo, (2) destinada al servicio de conexión (No implementada) y (3) destinada al período de conexión remota.

Al conectarse un equipo en forma remota, *Mercury* lee el archivo de configuración correspondiente, una vez finalizada la descarga de datos (si los hubiera), transmite los nuevos parámetros. La forma de indicarle a *Mercury* que existe modificación en los parámetros es por medio del “flag” de N a S (Figura 26). Los códigos correspondientes a los distintos períodos de muestreo se encuentran en la tabla 2. Los referidos al período de conexión remota, en la tabla 5. Los códigos de los posibles sensores para los diferentes canales, se encuentran el archivo “ListaSensores.txt” (Figura 24).

---

<sup>6</sup> Esta carpeta se define en la ventana preferencias, en el área del servidor, figura 19.

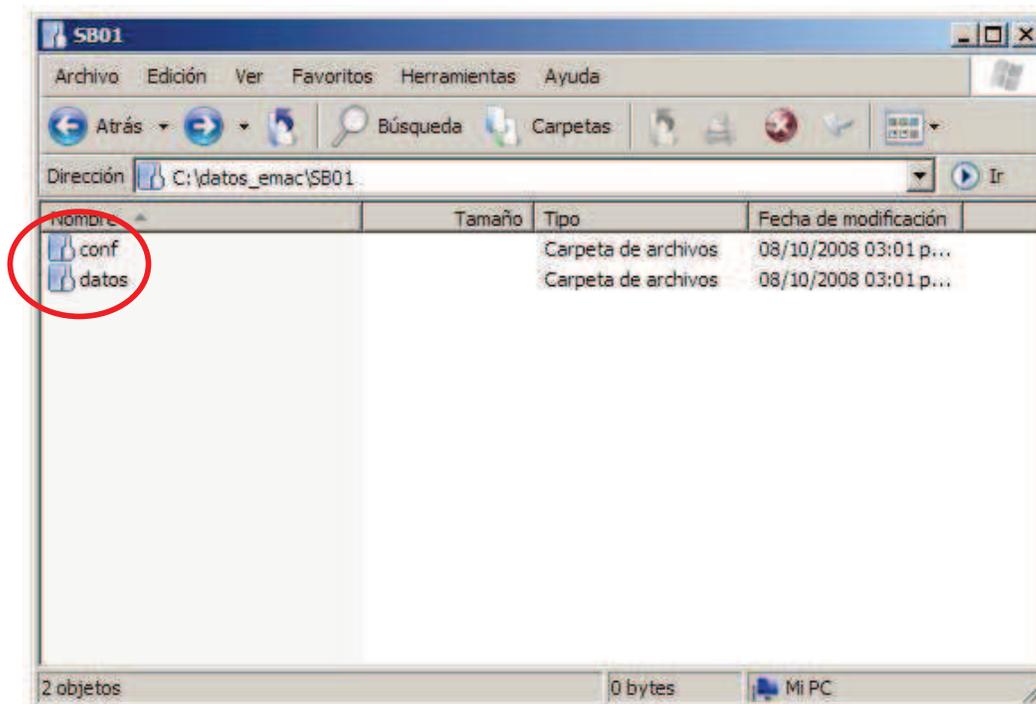


Figura 23

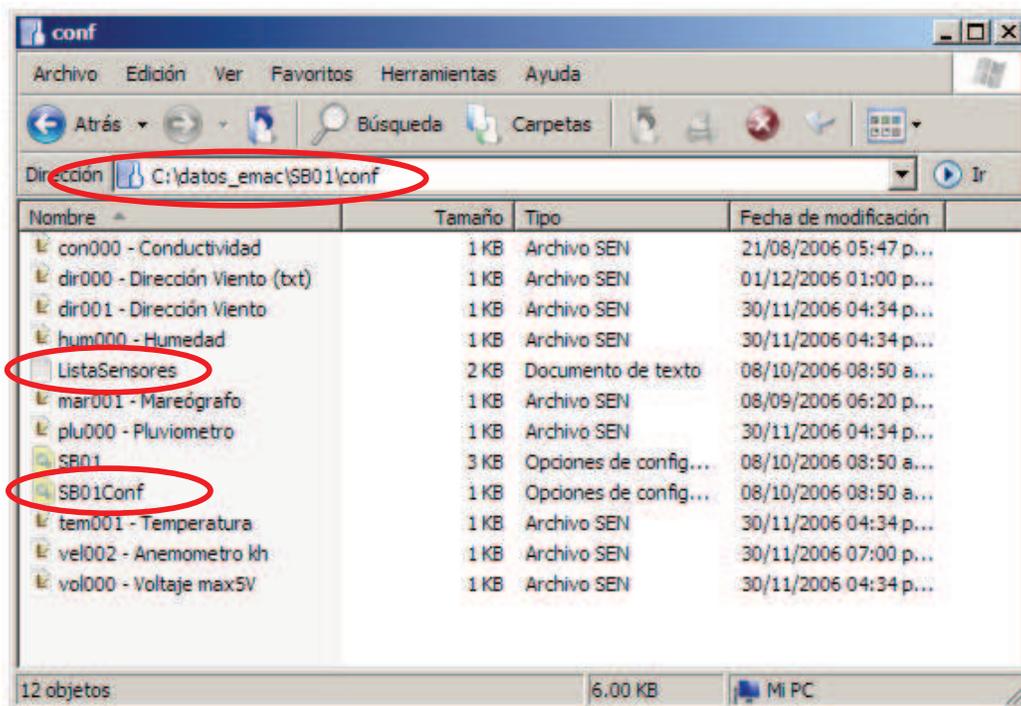


Figura 24

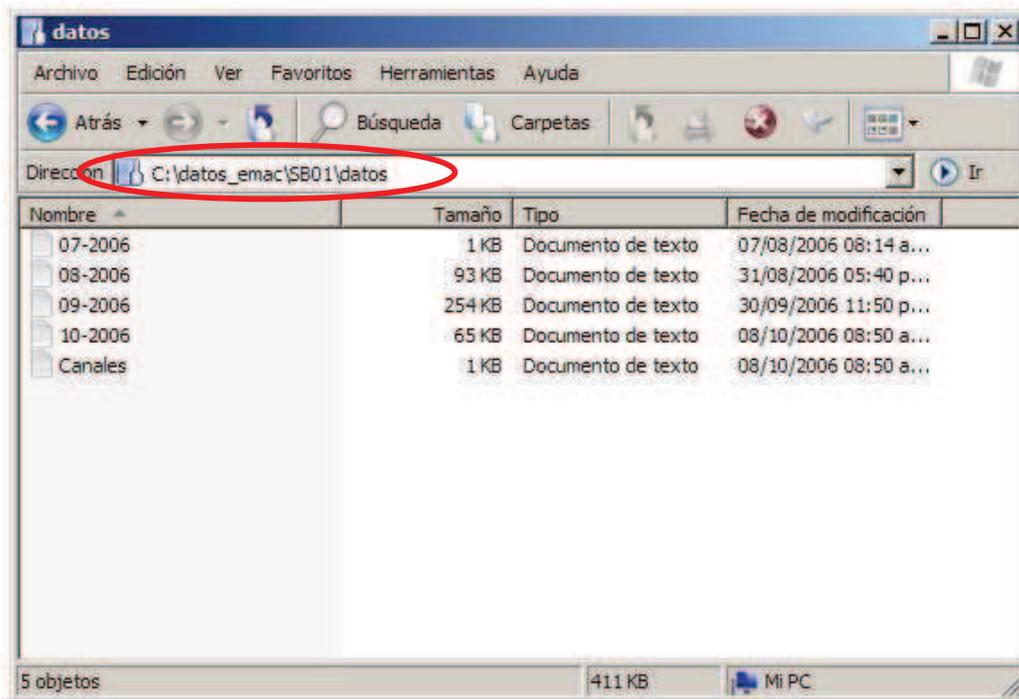


Figura 25

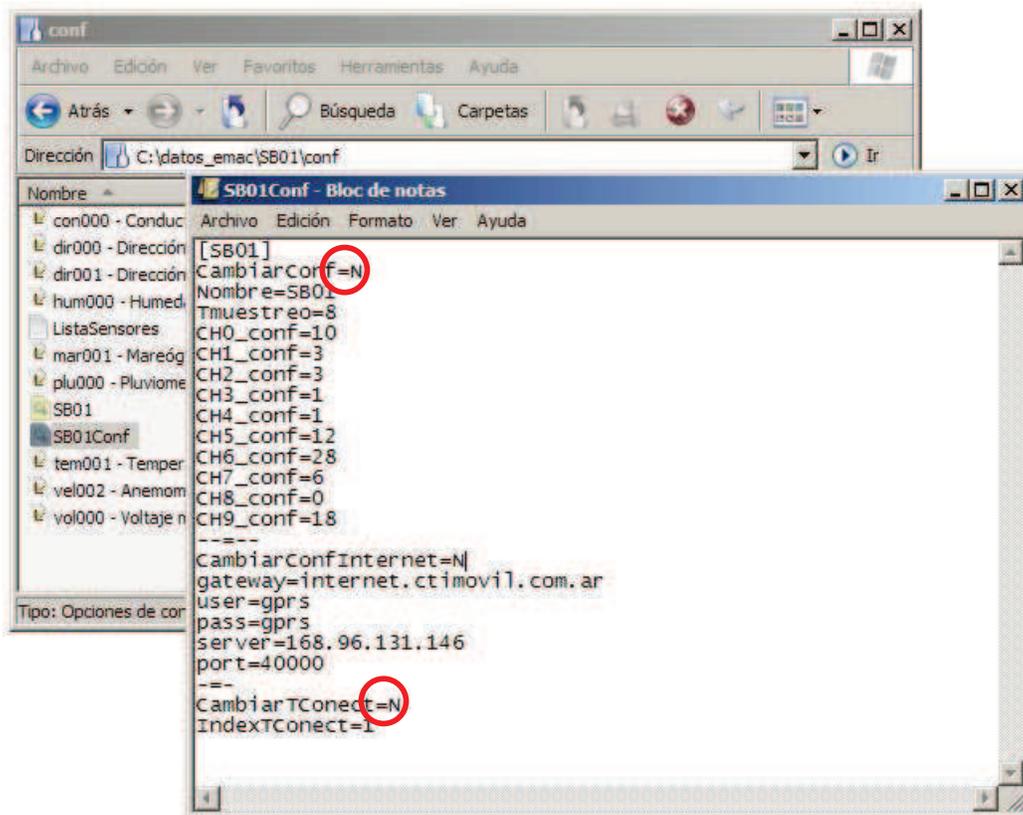


Figura 26

**ANEXO 3**

**HEMERA 1.0**

```

////////////////////////////////////
procedure TEulerHeat3D.ModelarEstadoSigThreads(Sender: TObject):
var
  i,j,k, kw      : word;
  pG2DK          : pGrilla2DK; // Puntero Sup. Discreta
  pG3D_N         : pGrilla3D; // Puntero Grilla 3D del t actual
  pG3D_N1        : pGrilla3D; // Puntero Grilla 3D del t proximo
  ks             : real;      // Difusividad termica del nodo
  i_ini         : word;
  i_fin         : word;
  T             : real;      // Temeperatura del nodo

  ddxxt, ddytt, dddzt : real; // Segundas Derivadas de T
  ddx, ddyt, dddz     : real; // Primeras Derivadas de T
  ddxk, ddyk, dddk    : real; // Primeras Derivadas de Difu. Termica
  vx, vy, vz         : real; // Componente de la velocidad

begin

  // Configuro el rango de procesamiento
  i_ini := (Sender as TRangoGrilla).getValueInicial;
  i_fin := (Sender as TRangoGrilla).getValueFinal;

  // Asigno los punteros a las grillas 2D y 3D
  pG2DK := GrillaN.GetPunteroG2DK;
  pG3D_N := GrillaN.GetPunteroG3D;
  pG3D_N1 := GrillaN1.GetPunteroG3D;
  kw := GrillaN.getTidalLevelK;

  // Corrijo el Rango para contemplar las fronteras
  if ((Sender as TRangoGrilla).getID = 0) then i_ini := 1;
  if ((Sender as TRangoGrilla).getID = nThreads-1) then i_fin := GrillaN.Numy-2;

  //-----
  // Modelo el sistema para el siguiente periodo de tiempo sobre el volumen
  for k:= 1 to GrillaN.Numz-2 do begin
    for i:= 1 to GrillaN.Numx-2 do begin
      for j:= i_ini to i_fin do begin

        T := pG3D_N^[i,j,k].T;
        ks := pG3D_N^[i,j,k].dft;
        vx := pG3D_N^[i,j,k].vx;
        vy := pG3D_N^[i,j,k].vy;
        vz := pG3D_N^[i,j,k].vz;

        // T 2 veces Discretizada [m^2/s °C/m^2 ]
        ddxxt := ( pG3D_N^[i+1,j,k].T - 2*pG3D_N^[i,j,k].T + pG3D_N^[i-1,j,k].T ) / ( dx*dx );
        ddytt := ( pG3D_N^[i,j+1,k].T - 2*pG3D_N^[i,j,k].T + pG3D_N^[i,j-1,k].T ) / ( dy*dy );
        dddzt := ( pG3D_N^[i,j,k+1].T - 2*pG3D_N^[i,j,k].T + pG3D_N^[i,j,k-1].T ) / ( dz*dz );

        // Discretizo el Ks [m^2/s °C/m^2 ]
        ddxk := ( pG3D_N^[i+1,j,k].dft - pG3D_N^[i-1,j,k].dft ) / ( 2*dx );
        ddyk := ( pG3D_N^[i,j+1,k].dft - pG3D_N^[i,j-1,k].dft ) / ( 2*dy );
        dddk := ( pG3D_N^[i,j,k+1].dft - pG3D_N^[i,j,k-1].dft ) / ( 2*dz );

        // Discretizo el T
        ddx := ( pG3D_N^[i+1,j,k].T - pG3D_N^[i-1,j,k].T ) / ( 2*dx );
        ddy := ( pG3D_N^[i,j+1,k].T - pG3D_N^[i,j-1,k].T ) / ( 2*dy );
        ddd := ( pG3D_N^[i,j,k+1].T - pG3D_N^[i,j,k-1].T ) / ( 2*dz );

        // Condición Superficial si el nodo corresponde a la superficie
        // agua o sedimento
        if (k = pG2DK^[i,j]) or ( (k = kw) and (pG2DK^[i,j]<kw) ) then begin

          if (pG3D_N^[i+1,j,k].mEle <> pG3D_N^[i-1,j,k].mEle) and
            ( pG3D_N^[i+1,j,k].mEle = mAire or (pG3D_N^[i-1,j,k].mEle = mAire) ) then begin
            ddxxt := 0;
            ddx := 0;
          end;
        end;
      end;
    end;
  end;

```

```

if (pG3D_N^[i,j+1,k].mEle <> pG3D_N^[i,j-1,k].mEle) and
  ( pG3D_N^[i,j+1,k].mEle = mAire) or (pG3D_N^[i,j-1,k].mEle = mAire) ) then begin
  ddytt := 0;
  ddyt := 0;
end;

ddzt := SoilHeatFlux(i, j, k);
end;

// Condición de Fronteras abiertas
// Segun X => dt/dx = 0
if (i=1) or (i=GrillaN.Numx-2) then begin ddxxt := 0; ddxz := 0; end;

// Segun Y => dt/dy = 0
if (j=1) or (j=GrillaN.Numy-2) then begin ddytt := 0; ddyt := 0; end;

// Calculo la propagación de temperatura
pG3D_N1^[i,j,k].T := T + dt * ( ks * (ddxxt + ddytt + ddzzt)
                               + ddxk*ddxt + ddyk*ddyt + ddzk*ddzt
                               - vx*ddxt - vy*ddyt - vz*ddzt
                               );

end;
end;
end;
//-----
// Corrijo el Rango para contemplar las fronteras
if ((Sender as TRangoGrilla).getID = 0) then i_ini := 0;
if ((Sender as TRangoGrilla).getID = nThreads-1) then i_fin := GrillaN.Numy-1;

// Fronteras verticales (cerradas)
// Condiciones de borde cerradas Tx = T
for i:= 0 to GrillaN.Numx-1 do begin
  for j:= i_ini to i_fin do begin
    pG3D_N1^[i,j,0].T := tinf;
    pG3D_N1^[i,j,GrillaN.Numz-1].T := tsup;
  end;
end;

// Evaluo el cambio de la superficie entre los Steps D = T(N) - T(N+1)
(Sender as TRangoGrilla).setDifMaxRango( GrillaN.CalcularMaxDifSuperficie(GrillaN1, i_ini, i_fin) );

// Evaluo el cambio Relativo medio de la superficie entre los Steps D = T(N) - T(N+1)
(Sender as TRangoGrilla).setDifRelRango( GrillaN.CalcularDifRelSuperficie(GrillaN1, i_ini, i_fin) );

// Calculo el valor medio de la Temperatura de la Superficie en T(N+1)
(Sender as TRangoGrilla).setTMedSupRango( GrillaN.CalcularTMedSuperficie(GrillaN1, i_ini, i_fin) );

// Calculo el valor medio de la Temperatura de la Superficie del Agua T(N+1)
(Sender as TRangoGrilla).setTMedSupAgRango( GrillaN.CalcularTMedSuperficieAgua(GrillaN1, i_ini, i_fin) );

// Reasigno la grilla resultante a la actual
GrillaN.AsignarParteGrilla(GrillaN1, i_ini, i_fin);

// Guardo la grilla resultante en el disco
GrillaN.GuardarGrilla3D(PathGrilla3D);
end;
///////////////////////////////////////////////////////////////////

```

Figura A3.1: Código de la implementación de las diferencias finitas, utilizado por los diferentes threads, según su respectivo rango asignado ( $i\_ini$  a  $i\_fin$ ).

```

////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////
function TEulerHeat3D.SoilHeatFlux(i, j, k :word):real;
var
  pG3D_N   : pGrilla3D;
  Cdt      : real;
  dG       : real;
  QH       : real;
  RN       : real;
  RsN      : real;
  LsN      : real;
  Lda      : real;
  Ti       : real;
  Be       : real;
  fLe      : real;
  LE       : real;

begin
  // Inicializo el puntero
  pG3D_N := GrillaN.GetPunteroG3D;
  Cdt    := getThermalCond(pG3D_N^[i,j,k].mEle);

  // Temperatura del aire en [°C].
  Ta := tsup;

  // Calculo la Neta Solar de Onda Corta
  RsN := SolarRadiationSurface(i, j, k);

  // Calculo la Neta Solar de LongWave
  LsN := NetLongWaveRadiationSurface(i, j, k);

  // Calculo la RN Superficial
  RN := RsN + LsN;

  // Calculo el Flujo de calor Sensible
  QH := -SensibleHeatFlux(i, j, k);

  // Calculo los Coeficientes del Calor Latente
  getLECoef(i, j, k, Lda, Ti, Be, LE, RN);

  // Corrijo el la diferencia de estimación del Calor latente
  // Custodio y Llamas, 1996; Beigt 2007; Remenieras, 1960
  fLe := fLeSS;
  if (pG3D_N^[i,j,k].mEle = meAgua) then fLe := fLeAgua;

  // Calculo el valor de la derivada superficial dT/dz = dG
  dG := ( QH + RN * (1 - (Lda/Ti)*fLe ) - Be*fLe ) / ( Cdt*(1 + (Lda/Ti)*fLe ) );

  // Asigno el resultado
  result := dG * dz;
end;
////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////

```

Figura A3.2: Código de la implementación de la resolución de la derivada superficial ( $dT/dz$ ) empleando las ecuaciones del balance de calor.

```

////////////////////////////////////
function TEulerHeat3D.SensibleHeatFlux(i, j, k :word):real;
var
  pG3D_N      : pGrilla3D;
  Qh          : real;

  cp, vk, a, b : real;
  T, G, Td    : real;
  Pv, rho, rqh : real;

begin
  pG3D_N := GrillaN.GetPunteroG3D;

  // INFORMACION sobre los paramatneos de la funci=n
  // Ta = Temperatura del aire en [°].
  // Ts = Temperatura de la Superficie en [°].
  // Ua = Velocidad del viento a una altura Z [m/s-1].
  // Us = Velocidad del viento [m s-1].
  // RH = Humedad relativa [%].
  // PA = Presi=n Atmosferica [mb].
  // z  = Altura de referencia (donde se toma la vel del viento).
  // zoh = Roughness length for sensible heat flux [m]. (0.01---0.2)
  // ch  = The heat exchange coefficient (CH) for the water-atmosphere interface
  //      was taken from Friehe and Schmitt (1976).

  // RESULTADOS emitidos por la funci=n
  // QH = Sensible Heat Flux [W m-2].

  //Definición de Constantes
  cp := 1003.5; // is specific heat of the air [J Kg-1 {k-1}. 1.012 [J g-1 K-1]
  vk := 0.41; // von Kármán's constant.
  a := 17.27;
  b := 237.7;

  /////// Calculo Sensible Heat Flux //////////////////////////////////////////////////
  Ts := pG3D_N[i,j,k].T; // Temp de la Superficie

  // Calculo la temperatura de "dew point"
  T := Ta; // Temp Aire.
  G := ((a*T)/(b+T)) + Ln( RH/100 );
  Td := (b*G)/(a-G);

  // Calculo la presion de vapor para los datos meteorol=gicos
  Pv := 6.11 * power(10, (7.5*Td)/(237.7 + Td)); // [hPa]

  // Air Density [Kg m-3].
  rho := ((PA - Pv)*100) / (287.05*(273.15 + Ta)) + (Pv*100) / (461.495*(273.15 + Ta)); //[Kg m-3]

  // Heat Exchange Coefficient for bare soil (rqh)
  if ( Ua < 1 ) then begin
    Ua := 0.5;
    Us := 0.001*Ua;
  end;

  // Calculo la resistencia superficial
  rqh := (1 / ( (power(vk,2) ) * Ua ) ) * ( power( Ln((z-d)/zoh), 2) ); // [m-1 s]

  // Calculo el calor Sensible para el estado
  if (pG3D_N[i,j,k].mEle = meAgua) then
    // During tidal flat inundation
    Qh := ch*rho*cp*( ( Ua - Us )*(Ts - Ta) ) // [W m-2]
  else
    // During sediment exposure to atmospheric conditions
    Qh := (1/rqh)*rho*cp*( Ts - Ta ); // [W m-2]

  result := Qh;
end;
////////////////////////////////////

```

Figura A3.3: Código de la implementación del computo del flujo de calor sensible empleando en la resolución de la condición de borde superficial.

```

////////////////////////////////////
procedure TEulerHeat3D.getLECoef(i, j, k :word; var Lda, Ti, Be, LE : real; RN :real);
var
  pG3D_N      : pGrilla3D;

  cp, vk, a, b  : real;
  T, G, Td     : real;
  Fv, rho      : real;
  LHwv, MWr    : real;
  psc          : real;
  es, ea       : real;
  ssvpt, arSS  : real;
  arAq, ar     : real;

begin
  pG3D_N := GrillaN.GetPunteroG3D;

  // FCalcLatentHeatFluxv1(RN , QG, Ta, RH, Ua, PA , z, zH, d,      zoH,      zoM,      sr);
  // FCalcLatentHeatFlux_v2(RNm, QG, TA, H, Ua, PA , 10, 2, 0.768, 0.000312, 0.0156, 10.8);

  // INFORMACIÓN sobre los paramatros de la función
  // RN = Radiación Neta [W m-2].
  // QG = Soil heat flux [W m-2].
  // RH = Humedad Relativa del Aire [//].
  // Ua = Velocidad del viento a una altura Z [m/s-1].
  // PA = Presión atmosférica en [HPa].
  // z = Altura de referencia (donde se toma la vel del viento).
  // zH = is the height of air temperature and relative humidity measurements [m]
  // d = is zero plane displacement height
  // zoH = is the roughness length governing sensible heat transfer [m]
  // zoM = is the roughness length governing momentum transfer [m]
  // sr = is surface resistance [s m-1].

  // IMPORTANTE : The values of zoH and zoM for a bare soil were taken from
  // tables (Kreith and Sellers, 1975, Mailhot et al., 1998). While d is equal
  // to zero for a bare soil (Kreith and Sellers, 1975).

  // http://www.fao.org/docrep/X0490E/x0490e07.htm#latent//20heat//20of//20vaporiz//ation//20\(1\)

  // RESULTADOS emitidos por la función
  // LE = Latent Heat Flux [W m-2].
  //

  // Definición de Constantes
  cp := 1003.5;      // is specific heat of the air [J Kg-1 °C-1].  1.0035 [J g-1 K-1]
  vk := 0.41;      // von Kármán's constant.
  LHwv := 2.45*1000000; // Latent heat of water vaporization, [J kg-1] (2.45 [MJ kg-1]).
  MWr := 0.622;    // Ratio molecular weight of water vapor/dry air.
  a := 17.27;
  b := 237.7;

  /////////////// Calculo Latent heat flux //////////////////////////////////////

  // Calculo la temperatura de "dew point"
  T := Ta;      // Temp Aire.
  G := ((a*T)/(b+T)) + Ln(RH/100);
  Td := (b*G)/(a-G);

```

```

// Calculo la presion de vapor para los datos meteorológicos
Pv := 6.11 * power(10 , (7.5*Td)/(237.7+Td) ) : //[hPa]

// Air Density [Kg m-3].
rho := ( ( PA - Pv)*100 )/( 287.05*(273.15 + Ta) ) + (Pv*100)/( 461.495*(273.15 + Ta) ) : //[Kg m-3]

// psc = 0; // is the psychrometric constant [kPa °C-1].
psc := (cp*(PA/10))/(LHwv*MWv): //0.06739775

// The vapour pressure deficit was obtained from (Allen et al.,
// 1998,Evett, 2002). (es - ea) represents the vapour pressure deficit of
// the air [kPa]
es := 0.6108 * exp( (17.27*Ta)/(Ta+237.3) ) : //[kPa]
ea := (RH*es)/100; //presion de vapor // [kPa]

// ssvpt is the slope of the "saturation vapour pressure - temperature"
// relationship [kPa °C-1],
ssvpt := (4095*es)/( power((Ta + 237.3), 2) ) : // [kPa °C-1]

// Aerodynamic resistance was estimated for neutral atmospheric conditions
// from (Allen et al., 1998, Evett, 2002):
// Heat Exchange Coefficient for bare soil (rqh)

if ( Ua < 1 ) then begin
  Ua := 0.5;
  Ua := 0.001*Ua;
end;

// Calculo la Resistencia Aerodinamica Superficial
arSS := ( Ln((z-d)/zoM) * Ln((zH-d)/zoH) ) / ( power(vk,2)*Ua ) : //[s m-1]
arAg := ( Ln((z-dAg)/zoMg) * Ln((zH-dAg)/zoHg) ) / ( power(vk,2)*Ua ) : //[s m-1]

if (pGSD_N^[i,j,k].mEle = meAqua) then begin
  Lda := ssvpt;
  Ti := ssvpt + psc*(1 + 0/arAg);
  Be := 0.001 * ( ( rho*cp*(es - ea) )/arAg ) / Ti ;
  ar := arAg;
end
else begin
  Lda := ssvpt;
  Ti := ssvpt + psc*(1 + sr/arSS);
  Be := 0.001 * ( ( rho*cp*(es - ea) )/arSS ) / Ti ;
  ar := arSS;
end;

// Calculo el Lantent Heat Flux
LE := ( ssvpt*RN*(1 - 0.1) + (0.001*rho*cp*(es - ea) )/ar ) / (ssvpt + psc*(1 + sr/ar)): //[W m-2]
end;
////////////////////////////////////

```

Figura A3.4: Código de la implementación del computo del flujo de calor latente empleando en la resolución de la condición de borde superficial.

```
// Inicializo el volumen con sus parámetros térmicos
SetupElementos();

// Mensaje del LOG
msje0 := 'Modelo inicializado.';

// Inicializo el modelo
if InicializarModelo then begin

    // Mensaje del LOG
    msje0 := 'Criterios de estabilidad cumplidos.';

    // Corro para el tiempo predefinido
    CorriendoModelo := true;

    // Cambio la escala de colores según la visualización deseada
    // Terreno
    Terreno.VarColorScal := vcsTemp;
    Terreno.ColorScale.SetXmin_Xmax(CScaleXmin,CScaleXmax);
    Terreno.ColorScale.SetColorScale(CScaleType);

    // Agua
    Agua.VarColorScal := vcsTemp;
    Agua.ColorScale.SetXmin_Xmax(CScaleXmin,CScaleXmax);
    Agua.ColorScale.SetColorScale(CScaleType);

    // Actualizo la sup para que cambie el color según la temp
    Terreno.UpdateSurface;
    Agua.UpdateSurface;

    // Guardo una captura de la simulación en el disco
    SaveEscenaNow := true;

    // Inicializo el tiempo transcurrido
    Tpo := Tpoi;
    nSteps := 0;
    conSteps := 0;
    conStepsDTS := 0;
    DifSupMed := 9999;

    msje0 := 'Asignando grilla.';

    // Inicializo la grilla resultante desde la actual
    GrillaN1.Assignar(GrillaN);

    //Salvo todos los DTS
    SaveAllDTS;
```

```

while ( (Tpo < Tprof) and (DifSupMed > 0.005) ) do begin

  // Modelo el Step en paralelo
  ExecuteThreads;

  // Espero 100 ms a que todos los threads terminen
  while not allThreadsFinish do begin Retardo(100) end;

  // Obtengo la variación de T superficial entre Steps de los Threads
  DifSupMax := getDifMaxGrilla();
  DifSupMed := getDifRelGrilla();
  TMedSup   := getTMedSupGrilla();
  TMedSupAg := getTMedSupAgGrilla();

  // Actualizo la sup para que cambie el color segun la temp
  Terreno.UpdateSurface;
  Agua.UpdateSurface;

  // Guardo una captura de la simulación en el disco
  SaveEsceneNow := true;

  // Guardo la info de los DTS
  SaveAllDTS;

  // Mensaje del LOG estado simulación
  msje0 := 'Step '          + IntToStr(nSteps) + '.' + #9
          + 'DMax = '      + FormatFloat('#0.00000', DifSupMax) + '.'
          + #9 + 'DMed = '  + FormatFloat('#0.00000', DifSupMed) + '.'
          + #9 + 'TMedSupSS = ' + FormatFloat('#0.00', TMedSup) + '.'
          + #9 + 'TMedSupAg = ' + FormatFloat('#0.00', TMedSupAg) + '.'
          + #9 + getTimeSimulation(nSteps + 1) + '.';

  msje1 := 'Fch = '        + FormatFloat('#0.000000', DTimeDelta) + '.'
          + #9 + 'Rs = '    + FormatFloat('#0'      , Rs) + '.'
          + #9 + 'Ta = '    + FormatFloat('#0.00'   , tsup) + '.'
          + #9 + 'Tss = '   + FormatFloat('#0.00'   , tinf) + '.'
          + #9 + 'RH = '    + FormatFloat('#0'      , RH) + '.'
          + #9 + 'PA = '    + FormatFloat('#0.0'    , PA) + '.'
          + #9 + 'Ua = '    + FormatFloat('#0.0'    , Ua) + '.'
          + #9 + 'Udir = '  + FormatFloat('#0'      , Udir) + '.'
          + #9 + 'TLev = '  + FormatFloat('#0.00'   , TLev) + '.';

  // Incremento el Step
  Tpo := Tpo + dt/86400;
  inc(nSteps, 1);

```

```
// Obtengo los datos para el next Step de simulación
getMeteoDataOfStep(Tpo);

// Inicializo el nivel de la marea
GrillaN.setTidalLevel(TLev);
Agua.setTidalLevel(TLev, GrillaN.getTidalLevelK() );

// Re-inicializo la Temp del Agua ya que cambio y el Aire
SetupTempWaterNewTidal();

    end;
end;
end;

// Actualizo la sup para que cambie el color segun la temp
Terreno.UpdateSurface;
Agua.UpdateSurface;

// Guardo una captura de la simulación en el disco
SaveEscenaNow := true;

// Mensaje del LOG
msje0 := 'Simulación terminada. Liberando memoria.' ;

// Espero para que el Threads principal redibuje la escena final
Retardo(5000);

// Libero de memoria del objeto que modela el calor
EulerHeat3D.destruir;
end;
```

////////////////////////////////////

Figura A3.5: Código de la implementación del thread principal destinado al control de la iteración principal, para resolver el modelado de calor.

```

// Configuro los DTS
// Guardo toda la superficie del Sedimento
DTS[4].setName('DTS_Sup');
DTS[4].setPath(Hemera.Proyecto.DirOuts);
DTS[4].setTypeDTS(tdSuperficial);
DTS[4].setpG3D(GrillaN.GetPunteroG3D);
DTS[4].setpG2DK(GrillaN.GetPunteroG2DK);
DTS[4].setHeadDts(0, 0, 0);
DTS[4].setTailDts(GrillaN.Numx-1, GrillaN.Nумы-1, GrillaN.Numz-1);

// DTS 0
DTS[5].setName('DTS0');
DTS[5].setPath(Hemera.Proyecto.DirOuts);
DTS[5].setTypeDTS(tdVertical);
DTS[5].setpG3D(GrillaN.GetPunteroG3D);
DTS[5].setpG2DK(GrillaN.GetPunteroG2DK);
DTS[5].setHeadDts(200, 60, 0);
DTS[5].setTailDts(200, 60, GrillaN.Numz-1);

// DTS 1
DTS[6].setName('DTS1');
DTS[6].setPath(Hemera.Proyecto.DirOuts);
DTS[6].setTypeDTS(tdVertical);
DTS[6].setpG3D(GrillaN.GetPunteroG3D);
DTS[6].setpG2DK(GrillaN.GetPunteroG2DK);
DTS[6].setHeadDts(200, 140, 0);
DTS[6].setTailDts(200, 140, GrillaN.Numz-1);

// DTS 2
DTS[7].setName('DTS2');
DTS[7].setPath(Hemera.Proyecto.DirOuts);
DTS[7].setTypeDTS(tdVertical);
DTS[7].setpG3D(GrillaN.GetPunteroG3D);
DTS[7].setpG2DK(GrillaN.GetPunteroG2DK);
DTS[7].setHeadDts(200, 350, 0);
DTS[7].setTailDts(200, 350, GrillaN.Numz-1);

// DTS 3
DTS[8].setName('DTS3');
DTS[8].setPath(Hemera.Proyecto.DirOuts);
DTS[8].setTypeDTS(tdSupLogitudinal);
DTS[8].setpG3D(GrillaN.GetPunteroG3D);
DTS[8].setpG2DK(GrillaN.GetPunteroG2DK);
DTS[8].setHeadDts(106, 0, 0);
DTS[8].setTailDts(106, GrillaN.Nумы-1, GrillaN.Numz-1);

```

Figura A3.6: Ejemplo de la configuración en código de los DTS usados. NOTA: A modo de ejemplo se reemplazan las variables por valores absolutos, para facilitar el entendimiento, ya que se generan de forma automática por medio de la información en el archivo de configuración de DTS.

```

////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////
procedure TTerreno.DrawManually;
var
  X, Y    : integer;
  Hw, Hh  : GLfloat;
  FXs     : TglPixel32;

begin
  Hw := (Wid / 2)*GridSize;
  Hh := (Hgt / 2)*GridSize;

  // Habilito / Desabilito el uso de textura para el terreno
  if UseTexture then begin
    glEnable(GL_TEXTURE_GEN_S);
    glEnable(GL_TEXTURE_GEN_T);
  end
  else begin
    glDisable(GL_TEXTURE_GEN_S);
    glDisable(GL_TEXTURE_GEN_T);
  end;

  glBindTexture(GL_TEXTURE_2D, TerrenoTexture);

  for Y := 0 to Hgt-2 do begin
    if solid then glBegin(GL_TRIANGLE_STRIP) else glBegin(GL_LINE_STRIP);
    for X := 0 to Wid-1 do begin
      //
      // Vertex 0
      case VarColorScal of
        vcsAltura : ColorScale.CalculateColor(Heights[X,Y], atn);
        vcsTemp   : ColorScale.CalculateColor(pGSD^[X,Hgt-2-Y,pG2DK^[X,Hgt-2-Y]].T, atn);
        ...
        // Mas opciones
        ...
      end;
      FXs := ColorScale.ColorX;

      glColor4d(FXs.red,FXs.green,FXs.blue,FXs.alfa);
      glNormal3fv(@Normals[X,Y]);
      glVertex3f(X*GridSize-Hw, Heights[X,Y]*VScale, Y*GridSize-Hh);

      //
      // Vertex 1
      case VarColorScal of
        vcsAltura : ColorScale.CalculateColor(Heights[X,Y+1], atn);
        vcsTemp   : ColorScale.CalculateColor(pGSD^[X,Hgt-2-Y+1,pG2DK^[X,Hgt-2-Y+1]].T, atn);
        ...
        // Mas opciones
        ...
      end;
      FXs := ColorScale.ColorX;

      glColor4d(FXs.red,FXs.green,FXs.blue,FXs.alfa);
      glNormal3fv(@Normals[X,Y+1]);
      glVertex3f(X*GridSize-Hw, Heights[X,Y+1]*VScale, (Y+1)*GridSize-Hh);

    end;
  glEnd;
  end;
end;
////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////

```

Figura A3.7: Código de la implementación del renderizado del terreno digital, y su mapeo de colores según la opción de visualización elegida.

```

TGRID      = class(TObject)
            public
                Numy      : Word;
                Numx      : Word;
                Numz      : Word;
                Xmin      : real;
                Xmax      : real;
                XSpa      : real;
                Ymin      : real;
                Ymax      : real;
                YSpa      : real;
                Zmin      : real;
                Zmax      : real;
                ZSpa      : real;
                GrillaSizeX : real;
                GrillaSizeY : real;
                NoDataValue : string;
                Encabezado  : string;
                Zmin3D     : real;
                Zmax3D     : real;
                ZSpa3D     : real;

            constructor crear();
            destructor destruir();

            function CargarGrillaSurfer6(path: string): boolean;
            function CargarGrillaBMP(path: string): boolean;
            function GetValor(X,Y: word):real;
            function GetValorNorm(X,Y: word):real;
            function GetPunteroS2DK():pGrilla2DK;
            function GetPunteroS2D():pGrilla2D;
            function GetPunteroS3D():pGrilla3D;
            function SetNodo3D(i,j,K :word; nodo :Tnodo):boolean;
            function getNodo3D(i,j,K :word):Tnodo;
            procedure Asignar(NuevaGrilla : TGRID);
            procedure AsignarEncabezadoTamano(NuevaGrilla : TGRID);
            procedure AsignarParteGrilla(var NuevaGrilla : TGRID; Vinicial, Vfinal : word);
            function CalcularMaxDifSuperficie(var NuevaGrilla : TGRID; Vinicial, Vfinal : word):real;
            function CalcularDifRelSuperficie(var NuevaGrilla : TGRID; Vinicial, Vfinal : word):real;
            function CalcularTMedSuperficie(var NuevaGrilla : TGRID; Vinicial, Vfinal : word):real;
            function CalcularTMedSuperficieAguas(var NuevaGrilla : TGRID; Vinicial, Vfinal : word):real;
            procedure DimensionarGrilla(NuevaGrilla : TGRID);
            function GuardarGrilla3D(path :string):boolean;
            function CargarGrilla3D(path :string):boolean;
            procedure GenerarS3DdeS2D(Zmini, Zmaxi :real; nZ :word);
            function GetKSup(X,Y :word):word;
            function GetKofZ(Z:real):word;
            procedure setTidalLevel(TLL : real);
            function getTidalLevelK():word;
            function getOldTidalLevelK():word;

            private
                Grilla2DK : TGrilla2DK;
                Grilla2D  : TDatosGrilla2D;
                Grilla3D  : TDatosGrilla3D;
                TLevel    : real;
                OldTLevel : real;
                TLevelK   : word;
                OldTLevelK : word;

            function interpolar(x:real; tabla: pTabla):real;
            end;

```

Figura A3.8: Código de la declaración del objeto que manipula las grillas en 2D y 3D.

```

/////////////////////////////////////////////////////////////////
function TGRID.CargarGrillaSurfer6(path: string): boolean;
var
  F : File of Byte;
  i : integer;
  j : integer;
  B : Byte;
  // v : real;

begin
  result := false;
  if not FileExists(path) then exit;

  try
    AssignFile(F, path);
    FileMode := fmOpenRead;
    Reset(F);

    // Leo el encabezado
    BlockRead(F,B,1);
    Encabezado := char(B);
    BlockRead(F,B,1);
    Encabezado := Encabezado + char(B);
    BlockRead(F,B,1);
    Encabezado := Encabezado + char(B);
    BlockRead(F,B,1);
    Encabezado := Encabezado + char(B);

    // Me aseguro que sea le formato correcto de la grilla
    if not (Encabezado = 'DSRB') then exit;

    // Salto a donde empiezan los datos
    Seek(F,20);

    // Leo los datos generales de la grilla
    BlockRead(F, Numy, 4);
    BlockRead(F, Numx, 4);
    BlockRead(F, Xmin, 8);
    BlockRead(F, Ymin, 8);
    BlockRead(F, XSpa, 8);
    BlockRead(F, YSpa, 8);
    BlockRead(F, Zmin, 8);
    BlockRead(F, Zmax, 8);

    // Inicializo la grilla
    Grilla2D := nil;
    SetLength(Grilla2D,Numx,Numy);

    // Calculo en Xmax
    Xmax := Xmin + (Numx-1)*XSpa;

    // Calculo en Ymax
    Ymax := Ymin + (Numy-1)*YSpa;

    // Avanzo 24 lugares en el archivo, al comienzo de los datos
    BlockRead(F, Grilla2D[0,0], 8);
    BlockRead(F, Grilla2D[0,0], 8);
    BlockRead(F, Grilla2D[0,0], 8);

    // Leo todos los datos de la grilla
    for i:=0 to Numy-1 do begin
      for j:=0 to Numx-1 do begin
        BlockRead(F, Grilla2D[j,i], 8);
      end;
    end;

    result := true;

    CloseFile(F);
  except
    result := false;
  end;
end;
/////////////////////////////////////////////////////////////////

```

Figura A3.9: Código de la implementación de la lectura de un archivo de grilla, cuyo formato es propietario del *Goleen Sufer 6*.

```

////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////
function TGRID.CargarGrillaBMP(path: string): boolean;
var
  X,Y   : integer;
  PB    : PByteArray;
  Bitmap : TBitmap;
  dato  : real;

begin
  result := false;
  if not FileExists(path) then exit;

  try
    Bitmap := TBitmap.Create;
    Bitmap.LoadFromFile(path);
    Bitmap.PixelFormat := pf24bit; //Me aseguro 3 bytes por pixel. (R,G,B);

    Numy := bitmap.Height;
    Numx := bitmap.Width;
    Xmin := 0;
    XSpa := 1;
    Xmax := Numx-1;
    Ymin := 0;
    YSpa := 1;
    Ymax := Numy-1;
    Zmin := 1;
    Zmax := 0;
    ZSpa := 1/255;

    // Inicializo la grilla
    Grilla2D := nil;
    SetLength(Grilla2D, Numx, Numy);

    for Y := Numy-1 downto 0 do begin
      PB := Bitmap.ScanLine[Y];
      for X := 0 to Numx-1 do begin
        // Realizo el promedio de los tres colores y normalizo
        dato := (PB[X*3+2]+Pb[X*3+1]+Pb[X*3])/765;
        Grilla2D[X, Numy-1-Y] := dato;

        // Busco el maximo
        if (dato > Zmax) then Zmax := dato;

        // Busco el minimo
        if (dato < Zmin) then Zmin := dato;
      end;
    end;

    Bitmap.Free;
    result := true;

  except
    result := false;
  end;
end;
////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////////

```

Figura A3.10: Código de la implementación de la generación de una grilla, por medio de un archivo BMP.

```

////////////////////////////////////
function TGRID.CalcularDifRelSuperficie(var NuevaGrilla : TGRID; Vinicial, Vfinal : word):real;
var
  i, j      : word;
  nn       : LongInt;
  k, kw    : word;
  pG3D     : pGrilla3D;
  pG3DN    : pGrilla3D;
  pG2Dk    : pGrilla2DK;
  DifRel   : double;

begin
  // Obtengo los punteros para hacer más rapido
  pG3D := GetPunteroG3D;
  pG2Dk := GetPunteroG2DK;
  pG3DN := NuevaGrilla.GetPunteroG3D;

  // Obtengo el nivel de la marea Discreto
  kw := getTidalLevelK();
  nn := 0;
  DifRel := 0;

  // Me aseguro que este generada la grilla 3D
  if (Numz > 0) then begin

    // Calculo la diferencia de cada elemento de la sup de las grillas
    for i:= 0 to Numx-1 do begin
      for j:= Vinicial to Vfinal do begin

        k := pG2Dk^[i,j];

        // Corrijo para que me compute la temperatura sup del Agua
        if k < kw then k := kw;

        // Calculo el valor relativo
        DifRel := DifRel + abs( pG3D^[ i,j,k ].T - pG3DN^[ i,j,k ].T ) ;

        // incremento el contador de cantidad de sumas para el promedio
        inc(nn,1);
      end;
    end;

  end;

  result := DifRel/nn;
end;
////////////////////////////////////

```

Figura A3.11: Código de la implementación del cómputo de la variación media entre *steps*, de la temperatura superficial (agua y sedimento).

```

////////////////////////////////////
procedure TGRID.GenerarG3DdeG2D(Zmini, Zmaxi :real; nZ :word);
var
  i,j      : word;
  TablaZ   : Ttabla;

begin
  // Calculo el espaciado entre cada elemento
  Numz     := nZ;           // Para este caso fue 170
  Zmax3D   := Zmaxi;       // Para este caso fue 5.5 m
  Zmin3D   := Zmini;      // Para este caso fue -3 m
  ZSpa3D   := (Zmax3D-Zmin3D)/Numz;

  // Genero la tabla para interpolar
  SetLength(TablaZ,2);
  TablaZ[0].x := Zmin3D;
  TablaZ[0].y := 0;
  TablaZ[1].x := Zmax3D;
  TablaZ[1].y := Numz-1;

  // Recorro la grilla para discretizar la superficie en función de la ZSpa
  SetLength(Grilla2Dk, 0, 0);
  SetLength(Grilla2Dk, Numx, Numy);
  for i:= 0 to Numx-1 do begin
    for j:= 0 to Numy-1 do begin
      Grilla2Dk[i,j] := GetKofZ( Grilla2D[i,j] );
    end;
  end;

  // Dimensiono la Grilla 3D
  SetLength(Grilla3D,Numx,Numy,Numz);
end;

////////////////////////////////////
function TGRID.GetKofZ(Z:real):word;
begin
  result := 0;

  if ( Z > Zmin3D ) then result := trunc(( Z - Zmin3D ) / ZSpa3D);
end;

////////////////////////////////////

```

Figura A3.12: Código de la implementación de la discretización de la superficie. NOTA: Se genera una superficie discreta (2Dk).

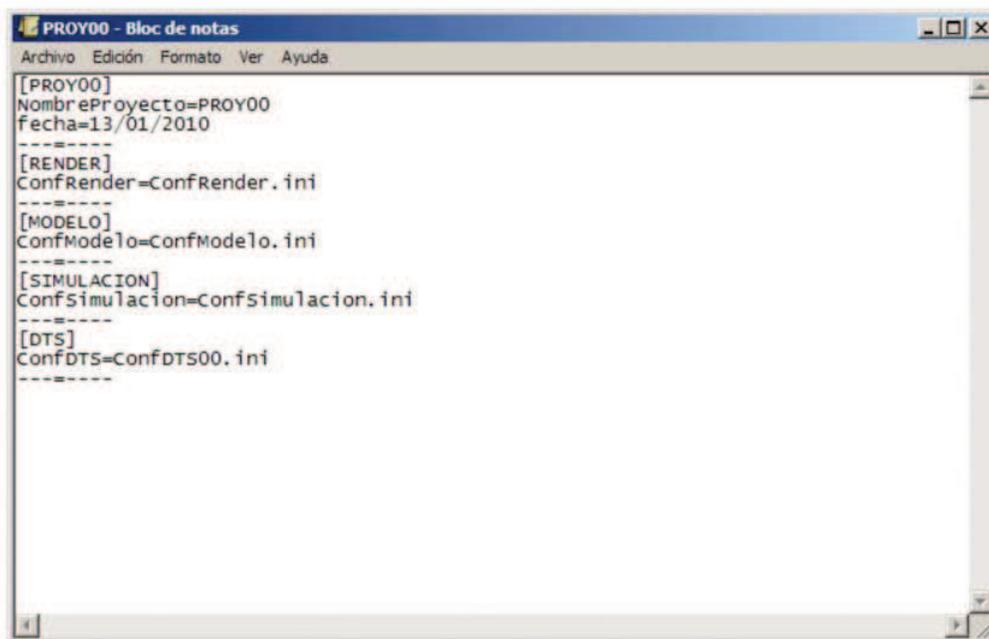
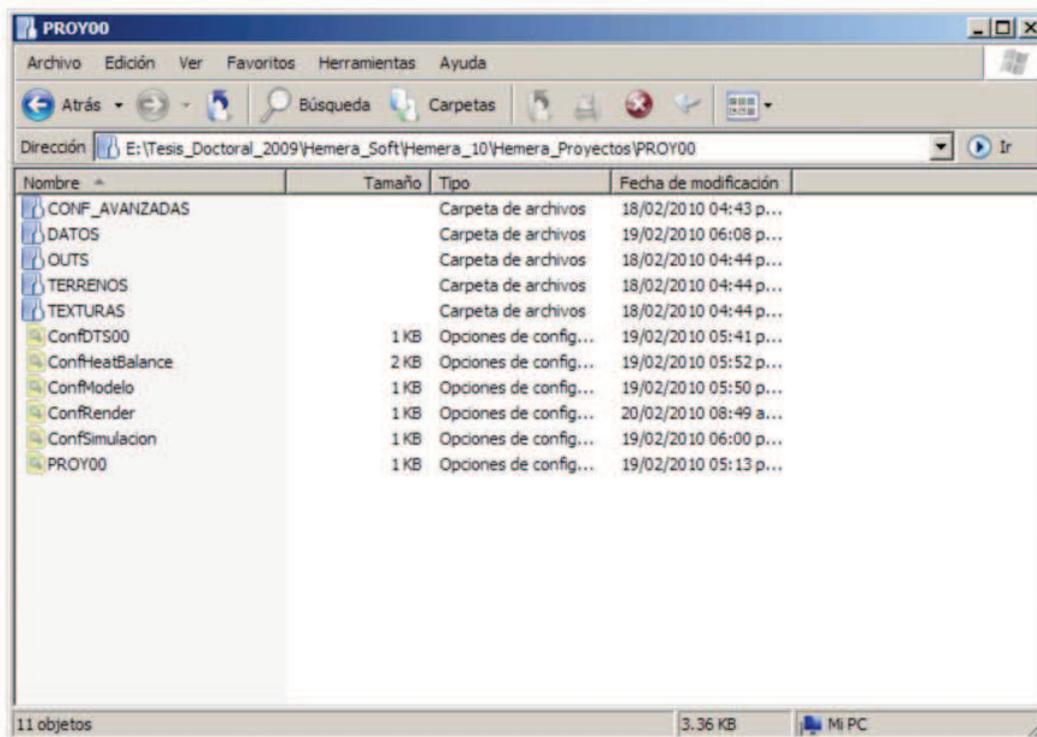
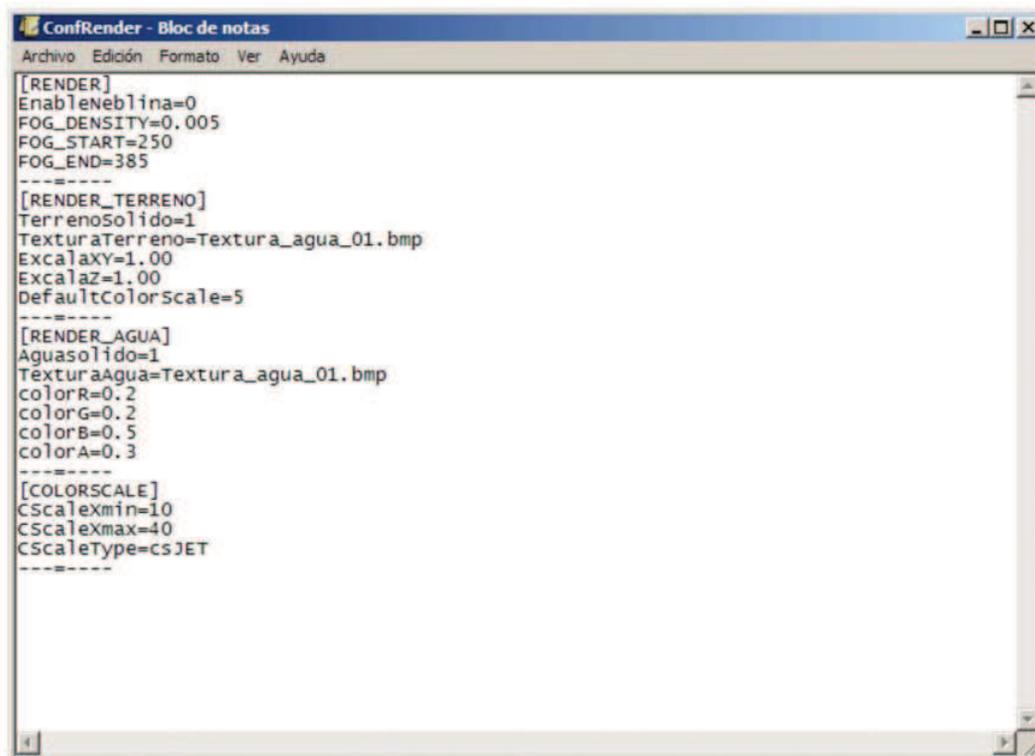
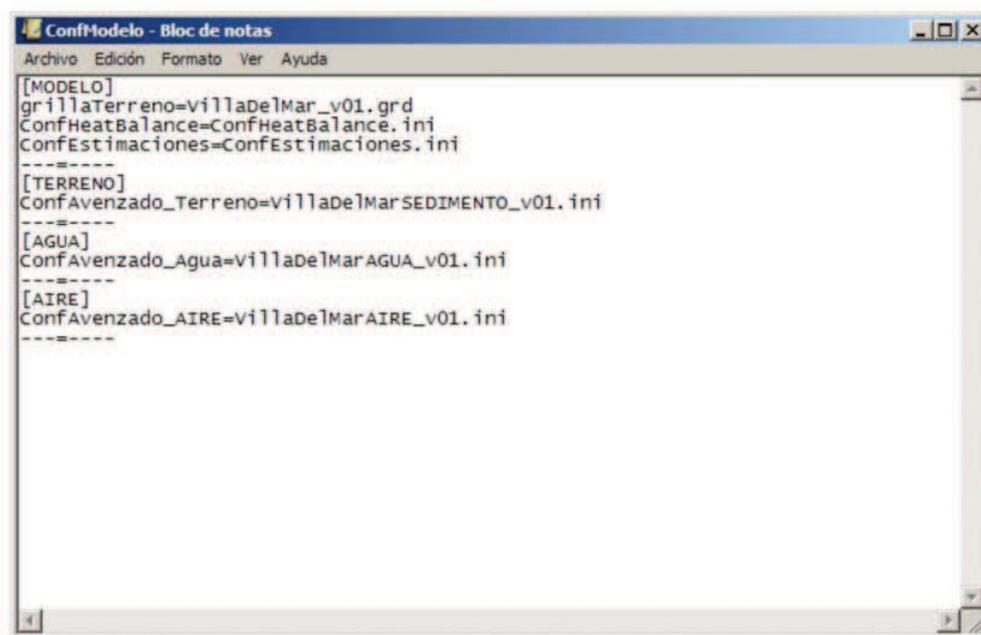


Figura A3.13: Vista de la estructura de carpetas y archivos de un proyecto en *Hemera* (arriba) y la estructura del archivo principal del proyecto (abajo).

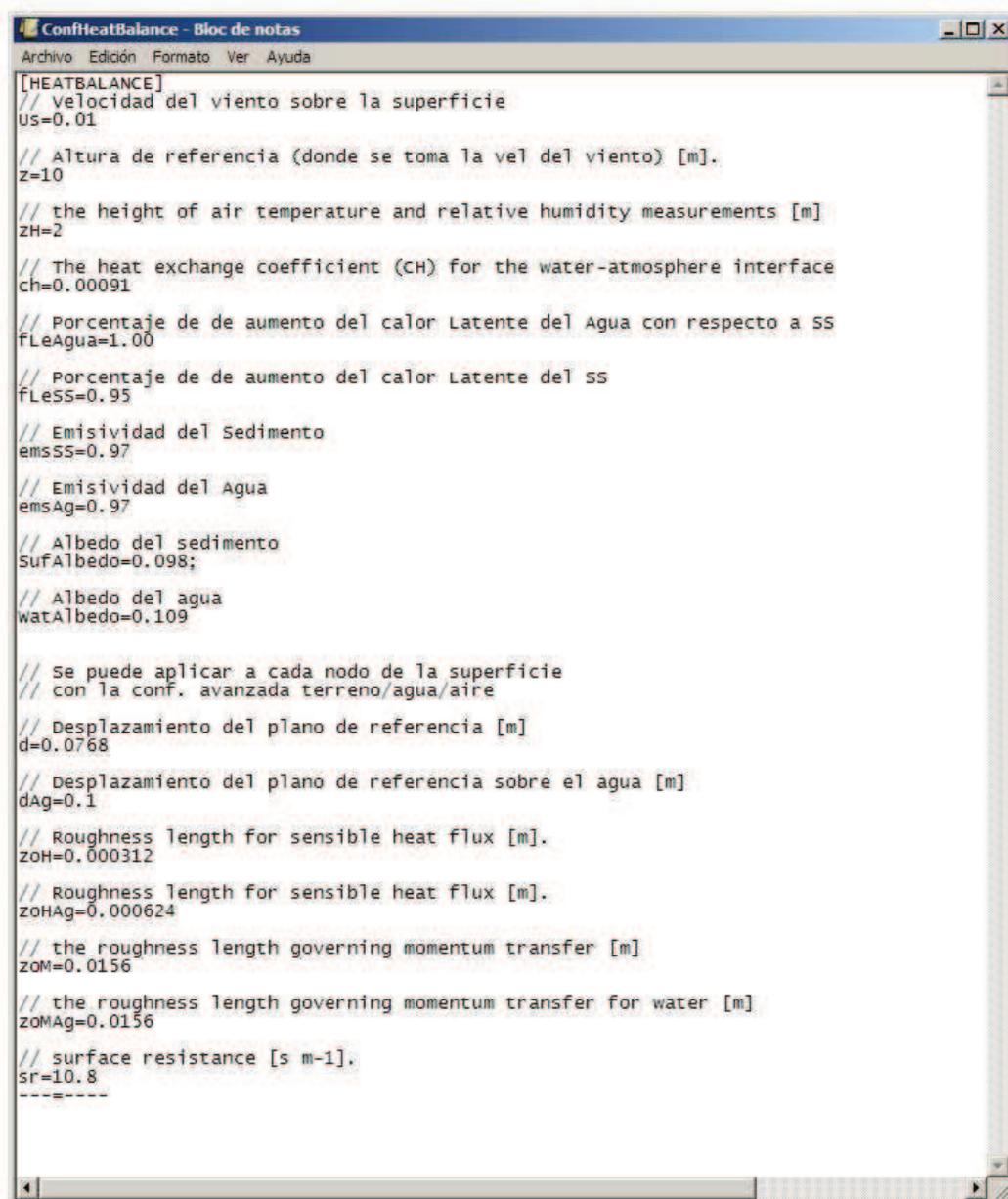


```
[RENDER]
EnableNebolina=0
FOG_DENSITY=0.005
FOG_START=250
FOG_END=385
-----
[RENDER_TERRENO]
TerrenoSolido=1
TexturaTerreno=Textura_agua_01.bmp
ExcalaXY=1.00
ExcalaZ=1.00
DefaultColorScale=5
-----
[RENDER_AGUA]
Aguasolido=1
TexturaAgua=Textura_agua_01.bmp
colorR=0.2
colorG=0.2
colorB=0.5
colorA=0.3
-----
[COLORSCALE]
CscaleXmin=10
CscaleXmax=40
CscaleType=csJET
-----
```



```
[MODELO]
grillaTerreno=villadelMar_v01.grd
ConfHeatBalance=ConfHeatBalance.ini
ConfEstimaciones=ConfEstimaciones.ini
-----
[TERRENO]
ConfAvanzado_Terreno=villadelMarSEDIMENTO_v01.ini
-----
[AGUA]
ConfAvanzado_Agua=villadelMarAGUA_v01.ini
-----
[AIRE]
ConfAvanzado_AIRE=villadelMarAIRE_v01.ini
-----
```

Figura A3.14: Estructura de la configuración del renderizado (*arriba*) y de la configuración general del modelo (*abajo*).



```
[HEATBALANCE]
// velocidad del viento sobre la superficie
US=0.01

// Altura de referencia (donde se toma la vel del viento) [m].
z=10

// the height of air temperature and relative humidity measurements [m]
zH=2

// The heat exchange coefficient (CH) for the water-atmosphere interface
ch=0.00091

// Porcentaje de de aumento del calor Latente del Agua con respecto a SS
fLeAgua=1.00

// Porcentaje de de aumento del calor Latente del ss
fLeSS=0.95

// Emisividad del Sedimento
emsSS=0.97

// Emisividad del Agua
emsAg=0.97

// Albedo del sedimento
SufAlbedo=0.098;

// Albedo del agua
watAlbedo=0.109

// Se puede aplicar a cada nodo de la superficie
// con la conf. avanzada terreno/agua/aire

// Desplazamiento del plano de referencia [m]
d=0.0768

// Desplazamiento del plano de referencia sobre el agua [m]
dAg=0.1

// Roughness length for sensible heat flux [m].
zoH=0.000312

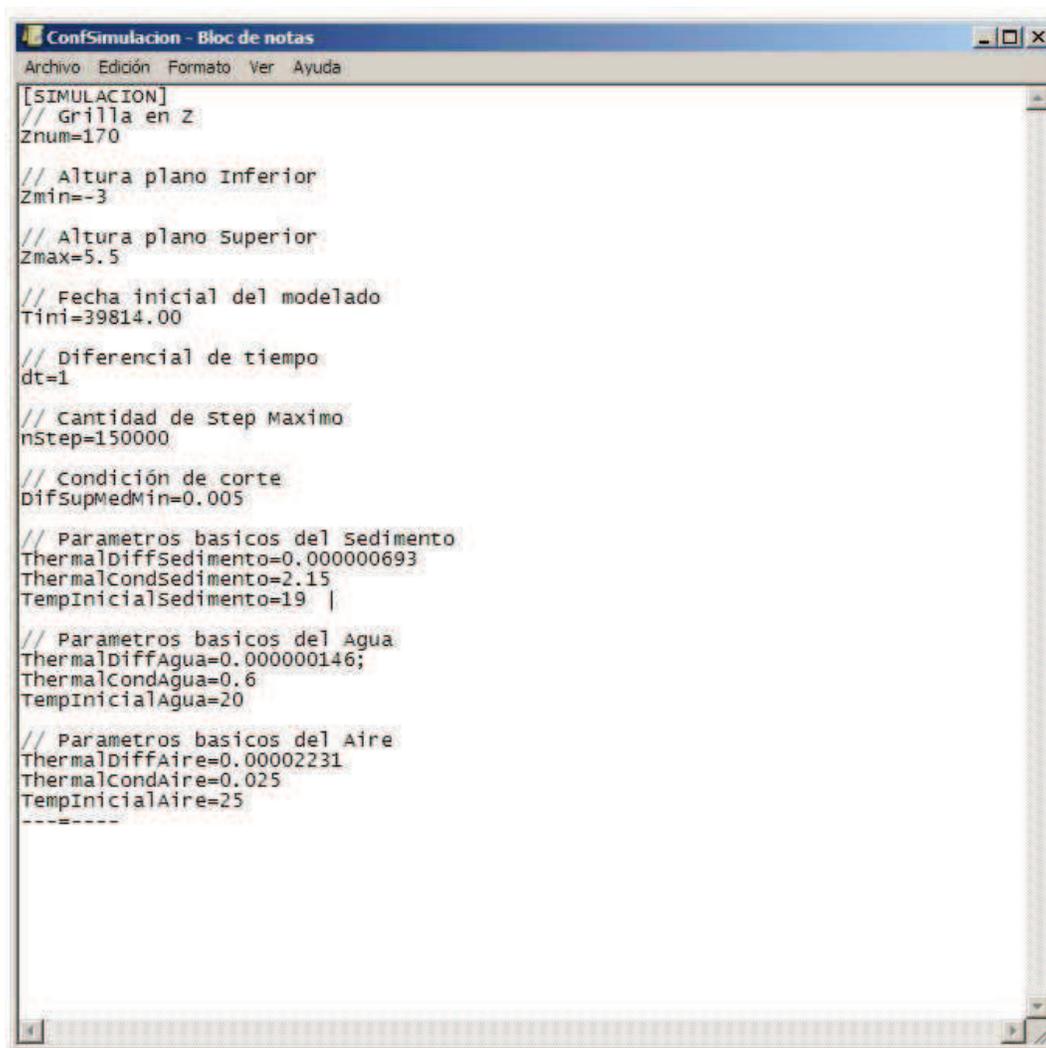
// Roughness length for sensible heat flux [m].
zoHAg=0.000624

// the roughness length governing momentum transfer [m]
zoM=0.0156

// the roughness length governing momentum transfer for water [m]
zoMAg=0.0156

// surface resistance [s m-1].
sr=10.8
-----
```

Figura A3.15: Vista del archivo general del la configuración del balance de calor.



```
[SIMULACION]
// Grilla en z
Znum=170

// Altura plano inferior
Zmin=-3

// Altura plano superior
Zmax=5.5

// Fecha inicial del modelado
Tini=39814.00

// Diferencial de tiempo
dt=1

// Cantidad de Step Maximo
nStep=150000

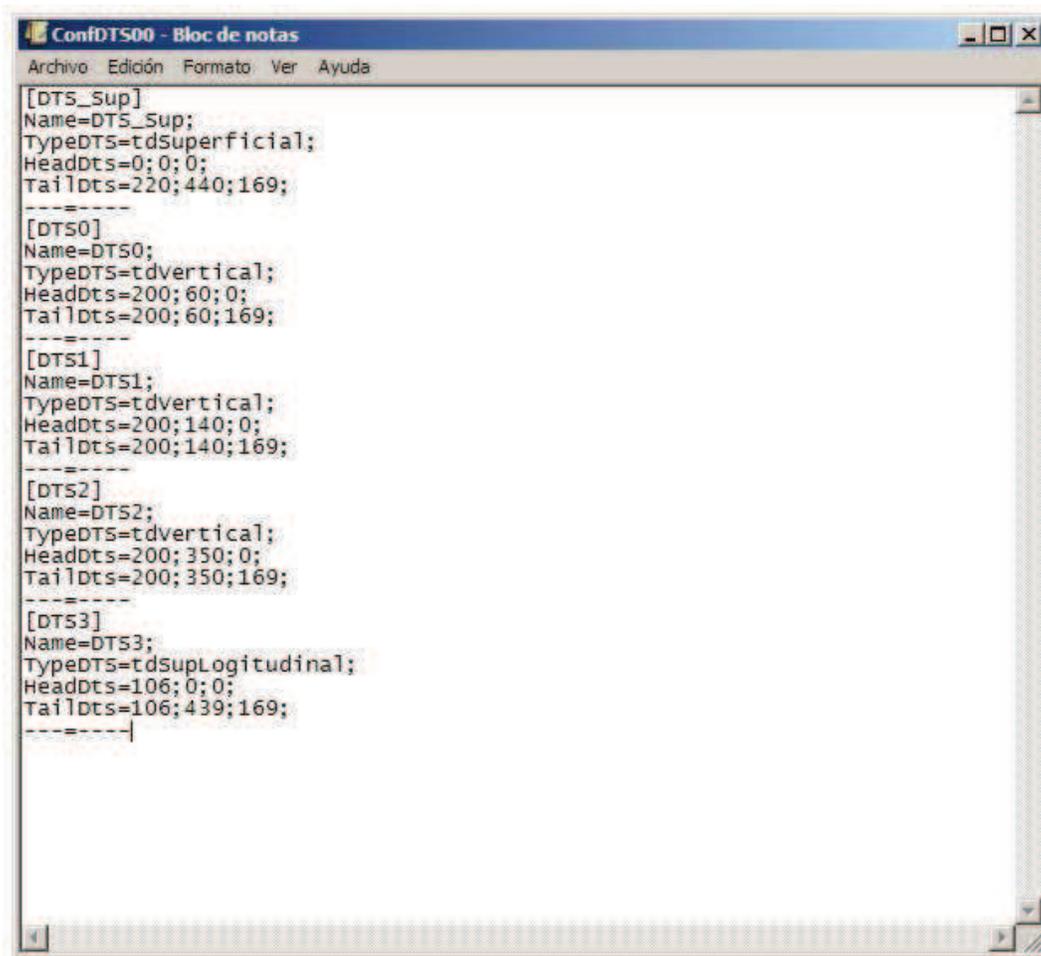
// Condición de corte
DifSupMedMin=0.005

// Parametros basicos del Sedimento
ThermalDiffSedimento=0.000000693
ThermalCondSedimento=2.15
TempInicialSedimento=19

// Parametros basicos del Agua
ThermalDiffAgua=0.000000146;
ThermalCondAgua=0.6
TempInicialAgua=20

// Parametros basicos del Aire
ThermalDiffAire=0.00002231
ThermalCondAire=0.025
TempInicialAire=25
-----
```

Figura A3.16: Vista interna del archivo de la configuración de la simulación.



```
[DTS_Sup]
Name=DTS_Sup;
TypeDTS=tdsuperficial;
HeadDts=0;0;0;
TailDts=220;440;169;
-----
[DTS0]
Name=DTS0;
TypeDTS=tdvertical;
HeadDts=200;60;0;
TailDts=200;60;169;
-----
[DTS1]
Name=DTS1;
TypeDTS=tdvertical;
HeadDts=200;140;0;
TailDts=200;140;169;
-----
[DTS2]
Name=DTS2;
TypeDTS=tdvertical;
HeadDts=200;350;0;
TailDts=200;350;169;
-----
[DTS3]
Name=DTS3;
TypeDTS=tdSupLogitudinal;
HeadDts=106;0;0;
TailDts=106;439;169;
-----|
```

Figura A3.17: Archivo de la configuración de los DTS usados en el modelado.

Datos\_Hemera\_Tesis\_00 - Bloc de notas

Archivo	Edición	Formato	Ver	Ayuda						
39814.2291666667	0	11.1	16.5	63	1020.5	9.3	337.5	-1.00		
39814.2326388889	0	11.1	16.5	62	1020.5	9.3	337.5	-1.00		
39814.2361111111	0	11.1	16.5	62	1020.5	9.3	337.5	-1.00		
39814.2395833333	0	11.1	16.5	62	1020.5	9.3	337.5	-1.00		
39814.2430555556	0	11.2	16.5	62	1020.5	9.2	315.0	-1.00		
39814.2465277778	0	11.2	16.5	61	1020.4	9.2	315.0	-1.00		
39814.2500000000	0	12.1	16.5	61	1020.4	9.2	315.0	-1.00		
39814.2534722222	0	11.1	16.5	61	1020.4	9.2	315.0	-1.00		
39814.2569444444	0	11.1	16.5	60	1020.4	9.1	315.0	-0.88		
39814.2604166667	0	11.2	16.5	60	1020.4	9.1	337.5	-0.74		
39814.2638888889	0	11.2	16.5	60	1020.4	9.1	315.0	-0.59		
39814.2673611111	0	11.3	16.5	59	1020.4	9.1	315.0	-0.44		
39814.2708333333	0	11.2	16.5	59	1020.4	9.0	292.5	-0.28		
39814.2743055556	0	11.3	16.5	58	1020.4	9.0	157.5	-0.11		
39814.2777777778	0	11.7	16.5	58	1020.4	9.0	157.5	0.07		
39814.2812500000	0	11.9	16.5	58	1020.4	8.9	157.5	0.26		
39814.2847222222	2	11.9	16.5	57	1020.4	8.9	157.5	0.45		
39814.2881944444	4	12.1	16.5	57	1020.4	8.9	157.5	0.53		
39814.2916666667	12	12.2	16.5	57	1020.3	8.8	157.5	0.60		
39814.2951388889	22	12.3	16.5	56	1020.3	8.8	135.0	0.67		
39814.2986111111	31	12.3	16.5	56	1020.3	8.8	135.0	0.74		
39814.3020833333	41	12.5	16.5	55	1020.3	8.8	135.0	0.81		
39814.3055555556	49	12.8	16.5	55	1020.3	8.7	135.0	0.87		
39814.3090277778	37	12.9	16.5	55	1020.3	8.7	135.0	0.94		
39814.3125000000	37	12.9	16.5	54	1020.3	8.7	135.0	0.99		
39814.3159722222	35	13.0	16.5	54	1020.3	8.6	135.0	1.05		
39814.3194444444	41	13.2	16.5	53	1020.3	8.6	112.5	1.10		
39814.3229166667	47	13.2	16.5	53	1020.3	8.6	112.5	1.15		
39814.3263888889	53	13.3	16.5	52	1020.3	8.5	135.0	1.19		
39814.3298611111	63	13.5	16.5	52	1020.3	8.5	135.0	1.23		
39814.3333333333	63	13.7	16.5	52	1020.3	8.5	135.0	1.27		
39814.3368055556	67	13.9	16.5	51	1020.3	8.4	135.0	1.30		
39814.3402777778	69	13.9	16.5	51	1020.3	8.4	135.0	1.34		
39814.3437500000	84	14.2	16.5	50	1020.3	8.3	135.0	1.37		
39814.3472222222	86	14.3	16.5	50	1020.2	8.3	135.0	1.40		
39814.3506944444	90	14.5	16.5	49	1020.2	8.3	135.0	1.43		
39814.3541666667	110	14.8	16.5	49	1020.2	8.2	112.5	1.45		
39814.3576388889	104	15.0	16.5	48	1020.2	8.2	112.5	1.48		
39814.3611111111	126	15.2	16.5	48	1020.2	8.2	112.5	1.50		
39814.3645833333	138	15.6	16.5	47	1020.2	8.1	112.5	1.52		
39814.3680555556	141	15.7	16.5	47	1020.2	8.1	90.0	1.54		
39814.3715277778	141	15.8	16.5	46	1020.2	8.0	90.0	1.56		
39814.3750000000	126	16.0	16.5	46	1020.2	8.0	90.0	1.57		
39814.3784722222	136	16.2	16.5	45	1020.2	8.0	90.0	1.59		
39814.3819444444	163	16.6	16.5	45	1020.2	7.9	67.5	1.60		
39814.3854166667	138	16.8	16.5	44	1020.2	7.9	67.5	1.60		
39814.3888888889	153	17.2	16.5	44	1020.2	7.8	67.5	1.61		
39814.3923611111	263	17.9	16.5	43	1020.2	7.8	67.5	1.62		
39814.3958333333	365	18.1	16.5	43	1020.2	7.8	45.0	1.63		
39814.3993055556	409	18.6	16.5	42	1020.2	7.7	45.0	1.64		
39814.4027777778	405	19.0	16.5	42	1020.2	7.7	45.0	1.64		
39814.4062500000	287	17.5	16.5	41	1020.2	7.6	45.0	1.65		
39814.4097222222	252	17.3	16.5	41	1020.2	7.6	22.5	1.65		
39814.4131944444	267	17.0	16.5	40	1020.2	7.5	45.0	1.65		
39814.4166666667	330	17.0	16.5	40	1020.2	7.5	22.5	1.66		
39814.4201388889	334	17.0	16.5	39	1020.2	7.4	22.5	1.66		
39814.4236111111	293	17.1	16.5	37	1020.2	7.3	22.5	1.66		
39814.4270833333	393	17.3	16.5	36	1020.2	7.2	22.5	1.65		
39814.4305555556	330	17.5	16.5	34	1020.3	7.1	22.5	1.64		

Figura A3.18: Vista del archivo de datos usado en el modelado. En donde las columnas son: Fecha Juliana, Radiación Solar ( $W m^{-2}$ ), Temperatura del Aire (asignado a  $Z= 5.5m$ ; °C), Temperatura del Sedimento (asignado a  $Z= -3m$ ; °C), Humedad Relativa, Presión Atmosférica (mb), Velocidad del Viento ( $m s^{-1}$ ), Dirección del Viento (°) y Altura de la Marea (m).

