

Surface heat exchanges in an estuarine tidal flat (Bahía Blanca estuary, Argentina)

Intercambios de calor superficiales en una planicie de marea estuarial (estuario de Bahía Blanca, Argentina)

D Beigt^{1*}, MC Píccolo^{1,2}, GME Perillo^{1,3}

¹ Instituto Argentino de Oceanografía, CC 804, Florida 4000, Edificio E1, (8000) Bahía Blanca, Argentina.

* E-mail: dbeigt@criba.edu.ar

² Departamento de Geografía, Universidad Nacional del Sur, 12 de Octubre y San Juan, (8000) Bahía Blanca, Argentina.

³ Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, (8000) Bahía Blanca, Argentina.

Abstract

The purpose of this article is to provide an analysis of the heat exchanges occurring at a tidal flat of the Bahía Blanca estuary (Argentina). Heat fluxes across the water-atmosphere and sediment-atmosphere interfaces (inundation and exposure, respectively) were studied. Data were collected at Puerto Cuatros (located near the estuary's head) during one annual cycle (2003). Bulk aerodynamic formulas were used to estimate the radiative and turbulent fluxes from available meteorological data. Air, water and soil temperatures, as well as solar radiation were measured every 10 min. Soil temperature was recorded at three depths (0.05, 0.15 and 0.25 m). Meteorological data were obtained at 30-min intervals from the estuary's weather station located at Puerto Rosales. Atmospheric and tidal conditions regulated the heat exchanges. The most important heat fluxes in every season were net radiation and latent heat flux, reaching maximum values of 816 and 776 W m⁻², respectively, after midday in summer. Tidal inundation affected the direction and magnitude of sensible and soil heat fluxes. During a cloudless summer day, nocturnal inundations heated the tidal flat sediment, causing an upward flow of sensible heat. A tidal inundation in the morning cooled the sediment and a downward flow of sensible heat developed (reaching -183 W m⁻²). Soil heat flux was rapidly reduced during the hours of inundation, becoming nearly zero. The estimated annual evaporation was 2127 mm.

Key words: heat exchanges, temperature, tidal flats, evaporation.

Resumen

El propósito de este artículo es proporcionar un análisis de los intercambios calóricos que ocurren en una planicie mareal del estuario de Bahía Blanca (Argentina). Se estudiaron los flujos de calor a través de las interfases agua-atmósfera y sedimento-atmósfera (inundación y exposición de la planicie, respectivamente). Los datos se recolectaron en Puerto Cuatros (localizado en las cercanías de la cabecera del estuario) durante un ciclo anual (2003). Se utilizaron ecuaciones aerodinámicas que parametrizan los flujos radiativos y turbulentos a partir de datos meteorológicos disponibles. La radiación solar y la temperatura del aire, agua y sedimento se registraron cada 10 min. La temperatura del suelo se midió en tres profundidades (0.05, 0.15 y 0.25 m). Los datos meteorológicos se registraron cada 30 min en la estación meteorológica del estuario, localizada en Puerto Rosales. Las condiciones atmosféricas y la marea regularon los intercambios de calor. En todas las estaciones del año los flujos calóricos más importantes fueron la radiación neta y el flujo de calor latente, alcanzando valores máximos de 816 y 776 W m⁻², respectivamente, en verano, en horas posteriores al mediodía. La inundación mareal afectó la dirección y magnitud del flujo de calor sensible y el flujo de calor en el suelo. Durante un día despejado de verano, las inundaciones nocturnas calentaron el sedimento de la planicie mareal, causando un flujo ascendente de calor sensible. La inundación matutina enfrió el sedimento y se produjo un flujo descendente de calor sensible que alcanzó un valor de -183 W m⁻². El flujo de calor en el suelo se redujo rápidamente durante las horas de inundación, acercándose a cero. La evaporación anual estimada fue 2127 mm.

Palabras clave: intercambios de calor, temperatura, planicies de marea, evaporación.

Introduction

Intertidal habitats play an important role within estuaries. They provide nursery grounds and shelter for many fish and invertebrate species and therefore influence the productivity of adjacent waters (Crooks and Turner 1999). Knowledge of the physical processes that develop in these areas is of vital importance when evaluating the biodiversity of an estuary. Specifically, the analysis of heat exchanges in intertidal

Introducción

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

environments is of great importance in the study of their ecology (Heath 1976), especially because of the rapid temperature changes that often occur in these areas.

The Bahía Blanca estuary (38°42'–39°25' S, 61°50'–62°22' W) (fig. 1), situated in the southwest of Buenos Aires province, is the second largest estuary in Argentina after the Río de la Plata estuary. It is classified as a mesotidal coastal plain estuary and comprises an area of 2300 km², 50% of which are tidal flats. The main mechanical energy input into the system is produced by a semidiurnal tidal wave (Perillo *et al.* 2000). The average tidal range increases from the mouth (2.2 m) to the estuary head (3.5 m) (Perillo and Piccolo 1991). Mean spring and neap tidal ranges are 2.7 and 1.8 m at the mouth and 4 and 3 m at the head, respectively (Perillo *et al.* 2004). Intense tidal currents (reaching 0.6–0.8 m s⁻¹ in the deepest channels near Puerto Rosales; Perillo *et al.* 2004) and winds determine the estuarine circulation and produce vertical mixing, causing high turbidity. The main tributaries that bring fresh water to the system are the Sauce Chico and Napostá Grande rivers. Winds are persistent throughout the year. Their annual mean speed is 6.25 m s⁻¹ and the number of days with velocities higher than 43 km h⁻¹ may reach ~196 days in a year (Capelli de Steffens and Campo de Ferreras 2004). The tidal flats are characterized by a gentle slope and are mainly formed by a silt-clay sediment. Due to the prevailing fine fraction, water is retained in the pore spaces and sediments are generally saturated or near saturation (Beigt *et al.* 2003). Research on the sediment of the estuarine tidal flats during winter months has shown that the water content is ~40% at low tide (Cuadrado, pers. comm.). High salinity values are usually recorded at the estuary head during summer, the highest value being 52 (Freije *et al.* 1981). The high evaporation is probably the main cause of the hypersalinity in the inner estuary (Freije *et al.* 1981).

Heat budget studies have been carried out at different estuaries worldwide (Smith 1977, Hsu 1978, Smith 1981, Smith and Kierspe 1981, Vugts and Zimmerman 1985, Harrison and Phizacklea 1985). Research on evaporation has been carried out, among others, by Hollins and Ridd (1997) on a tropical tidal salt flat at Cocoa Creek (USA), and by Hughes *et al.* (2001), who estimated the evapotranspiration for a temperate salt marsh in the Hunter River estuary (Australia). There are few earlier studies related to this subject for the Bahía Blanca estuary. Serman and Cardini (1983) predicted the mean temperature of the surface water in the inner estuary using a heat budget model for the water-atmosphere interface. Sequeira and Piccolo (1985) developed an analytic model to forecast the water temperature in the intertidal zone during low tides. The model is based on a heat budget equation applied to the water-atmosphere interface. However, studies of the heat exchanges in the intertidal environment are still needed.

Since 2002, an interdisciplinary study has been conducted at the Bahía Blanca estuary in order to analyze the temperature and heat exchanges that occur in the tidal flats. The abundance, diversity and biomass of planktonic and benthic organisms that inhabit these areas are simultaneously studied. The ultimate

análisis de los intercambios de calor en ambientes intermareales es de gran importancia en el estudio de su ecología (Heath 1976), especialmente debido a los rápidos cambios de temperatura que generalmente ocurren en estas áreas.

El estuario de Bahía Blanca (38°42'–39°25' S, 61°50'–62°22' W) (fig. 1), situado en el sudoeste de la provincia de Buenos Aires, es el estuario más grande de Argentina después del estuario del Río de la Plata. Se ha clasificado como un estuario de planicie costera mesomareal y comprende un área de 2300 km², 50% de la cual corresponde a planicies de marea. La principal entrada de energía mecánica al sistema es generada por una onda de marea semidiurna (Perillo *et al.* 2000). El rango de marea medio se incrementa desde la boca (2.2 m) hacia la cabecera (3.5 m; Perillo y Piccolo 1991). Los rangos mareales medios en sicigias y cuadraturas son 2.7 y 1.8 m en la boca y 4 y 3 m en la cabecera, respectivamente (Perillo *et al.* 2004). Intensas corrientes de marea (que alcanzan los 0.6–0.8 m s⁻¹ en los canales más profundos cercanos a Puerto Rosales, Perillo *et al.* 2004) y vientos determinan la circulación estuarial y generan la mezcla vertical, causando gran turbidez. Los principales tributarios que aportan agua dulce al sistema son el Río Sauce Chico y el Arroyo Napostá Grande. Los vientos son persistentes a lo largo del año, con una velocidad media anual de 6.25 m s⁻¹. El número de días en un año en que éstos presentan velocidades mayores a 43 km h⁻¹ puede ser hasta de 196 días (Capelli de Steffens y Campo de Ferreras 2004). Las planicies de marea del estuario de Bahía Blanca son superficies de escasa pendiente, principalmente compuestas por sedimento limo-arcilloso. Debido a la predominancia de la fracción fina, el agua es retenida en los intersticios y los sedimentos se hallan generalmente en un estado de saturación o cercano a la saturación (Beigt *et al.* 2003). Investigaciones previas han demostrado que durante los meses invernales el contenido de agua en el sedimento de las planicies de marea es de aproximadamente 40% en bajamar (Cuadrado, com. pers.). Durante el verano se suelen observar valores altos de salinidad en la cabecera del estuario. El valor más alto que se ha registrado es de 52 (Freije *et al.* 1981). La principal causa de la hypersalinidad en el interior del estuario es probablemente la existencia de valores altos de evaporación (Freije *et al.* 1981).

En diversos estuarios se han efectuado estudios sobre balance de calor (Smith 1977, Hsu 1978, Smith 1981, Smith y Kierspe 1981, Vugts y Zimmerman 1985, Harrison y Phizacklea 1985). La investigación acerca de la evaporación ha sido desarrollada, entre otros, por Hollins y Ridd (1997), quienes estudiaron una planicie de marea tropical de Cocoa Creek (EUA), y por Hughes *et al.* (2001), quienes estimaron la evapotranspiración de una marisma salada templada en el estuario del Río Hunter (Australia). Existen pocos trabajos previos relacionados con esta temática en el estuario de Bahía Blanca. Serman y Cardini (1983) efectuaron una predicción de la temperatura media del agua superficial en el interior del estuario utilizando un modelo de balance de calor para la interfase agua-atmósfera. Sequeira y Piccolo (1985) desarrollaron un modelo analítico para predecir la temperatura del agua en la

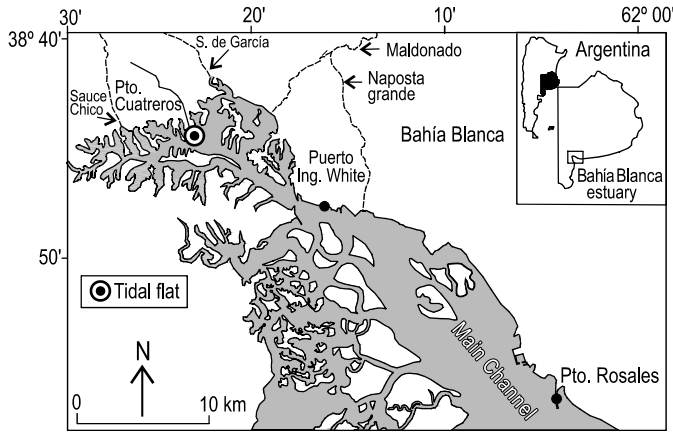


Figure 1. Map of the study area.
Figura 1. Mapa del área de estudio.

goal is to establish relationships between temperature and biodiversity in the intertidal zone. This paper intends to provide estimations of the heat exchanges that occur during “inundación” (water-atmosphere interface) and during “exposición” (sediment-atmosphere interface). Specifically, the paper describes the heat fluxes in a tidal flat (fig. 1) during one annual cycle (2003). The chosen site is a representative area of the inner estuary and the tidal flat environment.

Studies of the energy budget over a soil surface elucidate how solar energy is locally redistributed to create a particular microclimate (Kjerfve 1978). The principle of energy conservation states that all gains and losses of energy at the soil surface must balance. This principle can be expressed by the heat budget equation (1), which establishes that at any time the net radiation flux must be equivalent to a combination of convective (turbulent) exchange to or from the atmosphere (sensible and latent heat), conductive exchange to or from the soil and incoming or outgoing advective flux (Oke 1978):

$$R_N = Q_H + Q_G + LE + Q_A \quad (1)$$

where R_N is net radiation ($W m^{-2}$), Q_H is sensible heat flux ($W m^{-2}$), Q_G is soil heat flux ($W m^{-2}$), LE is latent heat flux ($W m^{-2}$) and Q_A is advective heat flux ($W m^{-2}$).

Methods

Meteorological and oceanographical conditions were monitored in the Bahía Blanca estuary throughout the study period (January to December 2003). A list of the sensors and manufacturers is provided in table 1. Temperature was measured every 10 min with a thermistor chain installed at the study site (fig. 2). The thermistors were located under the sediment surface (at depths of 0.05, 0.15 and 0.25 m), in the water column (1 m deep during low tide) and in the air column (3 m high). Another thermistor, located at a height of 0.05 m, recorded water or air temperature depending on the tidal stage. Solar

zona intermareal durante las bajamareas. El modelo se basa en la ecuación de balance de calor aplicada a la interfase agua-atmósfera. Sin embargo, aún son necesarios estudios más detallados, referidos a los intercambios calóricos en la zona intermareal.

Desde 2002 en el estuario de Bahía Blanca se ha desarrollado investigación interdisciplinaria con el objeto de analizar la temperatura y los intercambios de calor en las planicies de marea. Simultáneamente se estudia la abundancia, diversidad y biomasa de organismos planctónicos y bénticos que allí habitan. El objetivo final es establecer relaciones entre la temperatura y la biodiversidad en la zona intermareal. En este trabajo se presentan estimaciones de los intercambios calóricos que ocurren durante la “inundación” (interfase agua-atmósfera) y durante la “exposición” (interfase sedimento-atmósfera). Específicamente, el trabajo describe los flujos de calor en una planicie mareal (fig. 1) durante un ciclo anual (2003). El sitio escogido constituye un área representativa del interior del estuario y del ambiente intermareal.

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 (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):

$$R_N = Q_H + Q_G + LE + Q_A \quad (1)$$

donde R_N es la radiación neta [$W m^{-2}$], Q_H es el flujo de calor sensible [$W m^{-2}$], Q_G es el flujo de calor en el suelo [$W m^{-2}$], LE es el flujo de calor latente [$W m^{-2}$] y Q_A es el flujo de calor advectivo [$W m^{-2}$].

Métodos

Las condiciones meteorológicas y oceanográficas se monitorearon en el estuario de Bahía Blanca de enero a diciembre de 2003. La tabla 1 muestra una lista de los sensores utilizados. La temperatura se midió cada 10 min mediante una cadena de termistores instalada en el área de estudio (fig. 2). Los termistores se localizaron debajo de la superficie del sedimento (a 0.05, 0.15 y 0.25 m de profundidad), en la columna de agua (1 m de profundidad en bajamar) y en la columna de aire (a 3 m de altura). Otro termistor, ubicado a 0.05 m de altura, registró la temperatura del agua o del aire dependiendo del estado de marea. La radiación solar se registró cada 10 min mediante un piranómetro SKS 1110 y la altura de marea se obtuvo con un mareógrafo WTG904/2. Ambos equipos fueron instalados en la planicie mareal de Puerto Cuatros.

Table 1. Summary of the measurement sensors.

Tabla 1. Listado de los sensores de medición.

	Sensor	Manufacturer
Temperature	Thermistors	Developed at the Instituto Argentino de Oceanografía (IADO)
Incident solar radiation	SKS 1110 pyranometer	Skye Instruments, UK
Tidal height	WTG904/2 tidal gauge	Interocean Systems, Inc., USA
Atmospheric pressure	Barometer	David Instruments, Spain
Relative humidity	Humidity sensor	
Wind speed and direction	Anemometer	Weather Monitor II station

radiation was recorded every 10 min by a SKS 1110 pyranometer and tidal height was obtained by a WTG904/2 tidal gauge. Both instruments were installed at the Puerto Cuatrerros tidal flat.

Owing to the difficulties involved in obtaining a continuous meteorological record at the Puerto Cuatrerros station because of the harbor activities, for this study it was considered appropriate to use the data provided by the Puerto Rosales weather station. Meteorological data such as atmospheric pressure, relative humidity, and wind speed and direction were obtained at 30-min intervals by the automatic weather station of the estuary, situated at Puerto Rosales (fig. 1). Simultaneous measurements of meteorological parameters were previously performed at Puerto Cuatrerros and Puerto Rosales in order to observe the spatial variation of these variables along the estuary. Negligible differences were obtained between both sites. In particular, wind speed was slightly higher in Puerto Rosales (mean annual differences of 1.5 km h⁻¹).

The convention of signs applied to each term of the heat budget equation (1) is shown in figure 3. The heat exchanges were estimated every 30 min. Exchanges occurring during inundation (water-atmosphere interface) as well as during exposure (sediment-atmosphere interface) were included in the estimations (fig. 3). To identify the different periods (i.e., tidal flat inundation and sediment exposure to atmospheric conditions), temperature and tidal height data were analyzed. The limit between both situations is indicated by a tidal height (h) of ~3.5 m, above which the studied area is flooded. Due to the complexity of an intertidal zone, some assumptions were made in order to simplify the calculations; i.e., cloudless conditions and neutral atmospheric stability were assumed over the study period. The coefficient values used for the heat flux calculations are provided in table 2, while the heat exchange formulas are shown in the appendix.

Results

The daily cycles of the different heat fluxes were analyzed. To summarize this information, the mean daily cycles of the heat fluxes belonging to each season are shown in figures 4 and 5. Mean standard deviations varied from ±11.9 W m⁻² (*Q_G*, winter) to ±154 W m⁻² (*LE*, spring). Net radiation (*R_N*) and

Dadas las dificultades para obtener un registro meteorológico continuo en la estación Puerto Cuatrerros debido a las actividades propias del puerto, se consideró apropiado utilizar para este estudio los datos provistos por la estación meteorológica de Puerto Rosales. Así, la presión atmosférica, la humedad relativa y la velocidad y dirección del viento se obtuvieron a intervalos de 30 min en la estación meteorológica automática del estuario, situada en Puerto Rosales (fig. 1). Previamente se efectuaron mediciones simultáneas de parámetros meteorológicos en Puerto Cuatrerros y Puerto Rosales para observar la variación espacial de estas variables a lo largo del estuario. Se obtuvieron diferencias despreciables entre ambos sitios. En particular, la velocidad del viento fue levemente mayor en Puerto Rosales, siendo las diferencias medias anuales de 1.5 km h⁻¹.

La convención de signos para cada término de la ecuación de balance de calor (1) se muestra en la figura 3. Los flujos de calor se estimaron cada 30 min. Se consideraron tanto los

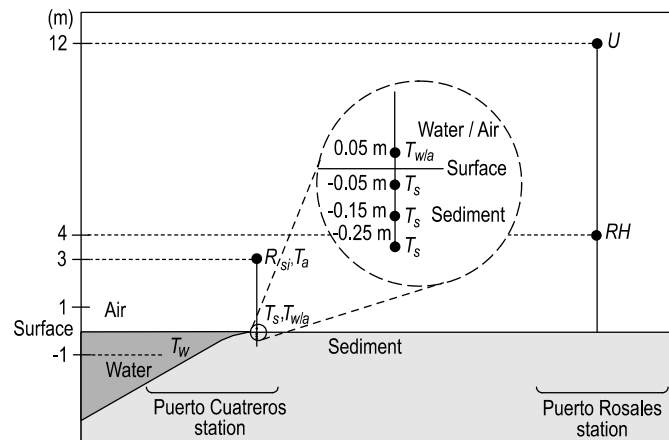


Figure 2. Location of the measurement sensors: T_a = air temperature, R_{si} = incident solar radiation, $T_{w/a}$ = water/air temperature, T_s = sediment temperature, T_w = water temperature, U = wind speed and direction, and RH = relative humidity.

Figura 2. Ubicación de los sensores de medición: T_a = temperatura del aire, R_{si} = radiación solar incidente, $T_{w/a}$ = temperatura del agua/aire, T_s = temperatura del sedimento, T_w = temperatura del agua, U = velocidad y dirección del viento, y RH = humedad relativa.

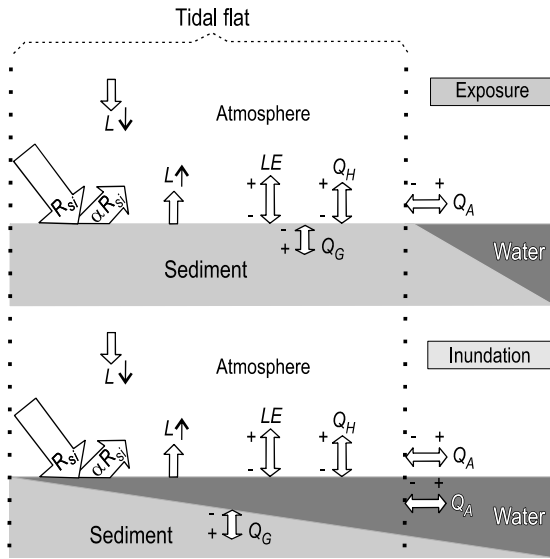


Figure 3. Scheme of the heat fluxes studied at the Puerto Cuatros tidal flat: R_{si} = incident solar radiation, αR_{si} = reflected solar radiation, L_{\downarrow} = atmospheric longwave radiation, L_{\uparrow} = terrestrial longwave radiation, LE = latent heat flux, Q_H = sensible heat flux, Q_G = soil heat flux, and Q_A = advective heat flux.

Figura 3. Esquema de los flujos de calor estudiados en la planicie mareal de Puerto Cuatros: R_{si} = radiación solar incidente, αR_{si} = radiación solar reflejada, L_{\downarrow} = radiación de onda larga atmosférica, L_{\uparrow} = radiación de onda larga terrestre, LE = flujo de calor latente, Q_H = flujo de calor sensible, Q_G = flujo de calor en el suelo, y Q_A = flujo de calor advectivo.

latent heat flux (LE) were the most important terms in every season. Maximum values of net radiation were observed in summer and spring (reaching 816 and 669 $W\ m^{-2}$ after midday, respectively), while minimum values occurred during winter and autumn (reaching 271 and 339 $W\ m^{-2}$, respectively). This is the typical behavior of solar radiation in a temperate area. As expected, latent heat flux was also maximum after midday (776 $W\ m^{-2}$ at 14:00 in summer). Maximum values of sensible (Q_H) and advective (Q_A) heat fluxes were ~ 5 times smaller than those of latent heat flux, and soil heat flux (Q_G) showed the smallest magnitudes (< 51 $W\ m^{-2}$). Soil heat flux followed the daily cycle of net radiation, indicating that the sediment gains

intercambios que ocurren durante la inundación (interfase agua-atmósfera) como los que se producen durante la exposición (interfase sedimento-atmósfera) (fig. 3). Para identificar los diferentes periodos (inundación de la planicie mareal y exposición del sedimento a las condiciones atmosféricas) se analizaron los datos de temperatura y altura de marea. El límite entre ambas situaciones está indicado por una altura de marea (h) de ~ 3.5 m, por encima de la cual el área estudiada se halla inundada. Debido a la complejidad de una zona intermareal, se efectuaron algunas suposiciones con el objeto de simplificar los cálculos. Así, se supusieron condiciones de cielo despejado y estabilidad atmosférica neutral durante el periodo de estudio. La tabla 2 muestra los coeficientes utilizados en los cálculos de flujos calóricos. Las ecuaciones de intercambios de calor se presentan en el apéndice.

Resultados

Se analizaron los ciclos diarios de los diferentes flujos de calor. Para sintetizar esta información, los ciclos medios diarios de los flujos calóricos correspondientes a cada estación del año se muestran en las figuras 4 y 5. Las desviaciones estándar oscilaron entre ± 11.9 $W\ m^{-2}$ (Q_G invierno) y ± 154 $W\ m^{-2}$ (LE , primavera). En todas las estaciones del año los términos más importantes fueron la radiación neta (R_N) y el flujo de calor latente (LE). Los valores máximos de radiación neta se observaron en verano y primavera (816 y 669 $W\ m^{-2}$ después del mediodía, respectivamente), mientras que los valores mínimos ocurrieron en invierno y otoño (271 y 339 $W\ m^{-2}$, respectivamente). Este es el comportamiento típico de la radiación solar en un área templada. Lógicamente, el flujo de calor latente también mostró sus máximos en horas posteriores al mediodía (776 $W\ m^{-2}$ a las 14 h en verano). Los valores máximos de flujo de calor sensible (Q_H) y advectivo (Q_A) fueron ~ 5 veces menores que los correspondientes a LE . El flujo de calor en el suelo (Q_G) mostró las menores magnitudes (< 51 $W\ m^{-2}$). Q_G sigue la trayectoria diaria de la radiación neta, indicando que el sedimento recibe energía calórica a una tasa máxima luego del mediodía y pierde calor a una tasa máxima cerca del amanecer (figs. 4, 5). El flujo de calor sensible muestra dos máximos

Table 2. Coefficients used in the estimation of heat fluxes.

Tabla 2. Coeficientes utilizados en la estimación de los flujos calóricos.

Coefficient	Value
Water surface albedo (α)	0.06 (de Laat 1996)
Soil albedo (dark wet clay) (α)	0.05 (van Wijk and Scholte Ubing 1963)
Surface water emissivity	0.97 (Kantha and Clayson 2000)
Soil emissivity	0.97 (van Wijk and Scholte Ubing 1963)
Heat capacity (saturated clay) (C)	$3.1 \cdot 10^{-6}$ $J\ m^{-3}\ K^{-1}$ (Oke 1978)
Heat exchange coefficient (C_H)	$0.91 \cdot 10^{-3}$ (Friehe and Schmitt 1976)
Roughness length governing sensible heat flux (z_{oH})	0.003 m (Kreith and Sellers 1975)
Roughness length governing momentum transfer (z_{oM})	0.01 m (Mailhot <i>et al.</i> 1998)

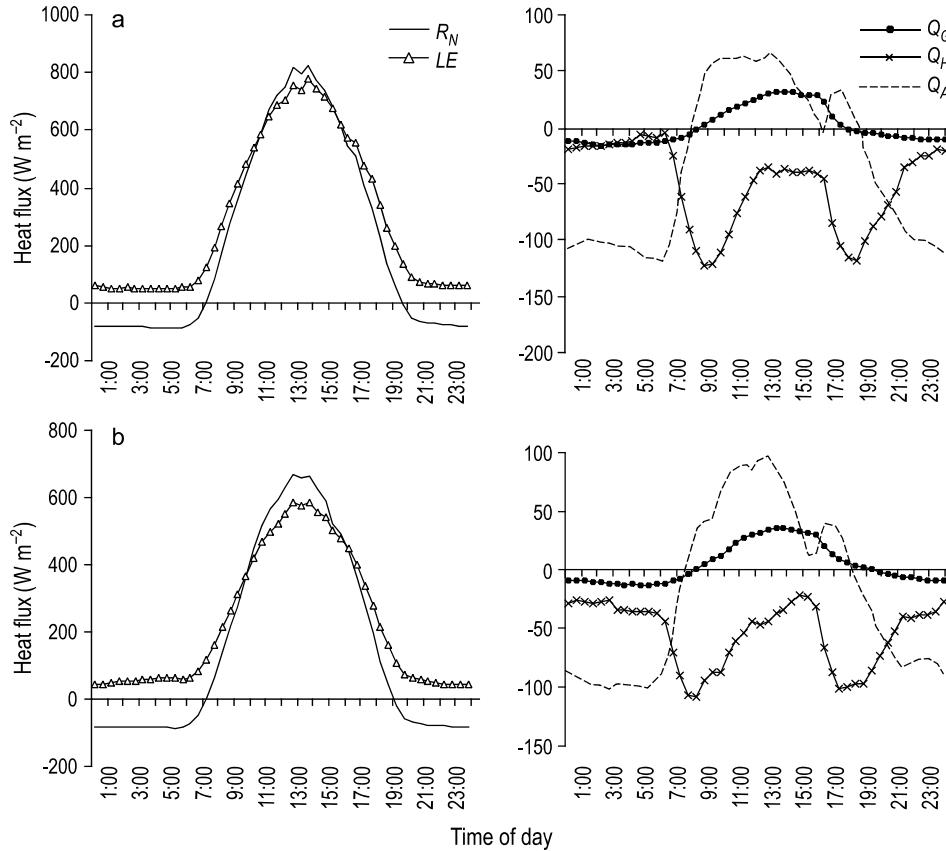


Figure 4. Mean daily cycle of the heat fluxes in (a) summer and (b) spring 2003: R_N = net radiation flux, LE = latent heat flux, Q_H = sensible heat flux, Q_G = soil heat flux, and Q_A = advective heat flux.

Figura 4. Ciclo medio diario de los flujos de calor en (a) verano y (b) primavera de 2003: R_N = flujo de radiación neta, LE = flujo de calor latente, Q_H = flujo de calor sensible, Q_G = flujo de calor en el suelo, y Q_A = flujo de calor advectivo.

heat at a maximum rate after midday and loses it at a maximum rate near dawn (figs. 4, 5). Sensible heat flux showed two negative maxima in summer and spring, the first in the morning and the second in the afternoon; however, only the second peak was present during the rest of the year. Sensible heat flux was negative (downward direction) in each season, so air is transferring heat to the tidal flat (sediment/water) throughout the entire year. This process seems to be more intense during the warm seasons. The typical daily cycles of latent heat flux show that maximum evaporation takes place during the hours of maximum insolation (figs. 4, 5). The higher summer and spring temperatures allow evaporation to develop even at night when latent heat flux is reduced but still positive. During the cold seasons, however, latent heat flux is almost zero at night. Solar radiation heating of the tidal flat during the light hours determines a positive value of advective flux (heat loss) during this period. The advective flux is reversed at night, when the cold surface of the tidal flat receives heat from winds and tides.

To study the heat-flux fluctuations due to the tide, several daily cycles were analyzed. The heat exchanges during a cloudless summer day (6 January 2003) are shown as an example (fig. 6). The air, soil and water temperatures recorded on

negativos en verano y primavera; el primero durante la mañana y el segundo por la tarde. Sin embargo, sólo el segundo pico está presente durante el resto del año. Puede observarse que el flujo de calor sensible es negativo (dirección descendente) en todas las estaciones del año, lo cual indica que el aire transfiere calor a la planicie de marea (sedimento/agua) a lo largo de todo el ciclo anual. Este proceso parece ser más intenso durante las estaciones cálidas. Los ciclos diarios típicos de flujo de calor latente muestran que la evaporación máxima tiene lugar durante las horas de máxima insolución (figs. 4, 5). Las mayores temperaturas del verano y primavera permiten que la evaporación se desarrolle incluso durante la noche, cuando LE se reduce pero aún es positivo. En tanto, durante las estaciones frías el flujo de calor latente se acerca a cero en horas nocturnas. El calentamiento de la planicie mareal por efecto de la radiación solar da un valor positivo al flujo advectivo (pérdida de calor) durante las horas de luz. La dirección de Q_A se revierte durante la noche, cuando la superficie fría de la planicie recibe calor de los vientos y las mareas.

Para estudiar las fluctuaciones de los flujos de calor debidas a la marea, se analizaron diferentes ciclos diarios. Los intercambios calóricos ocurridos durante un día despejado de

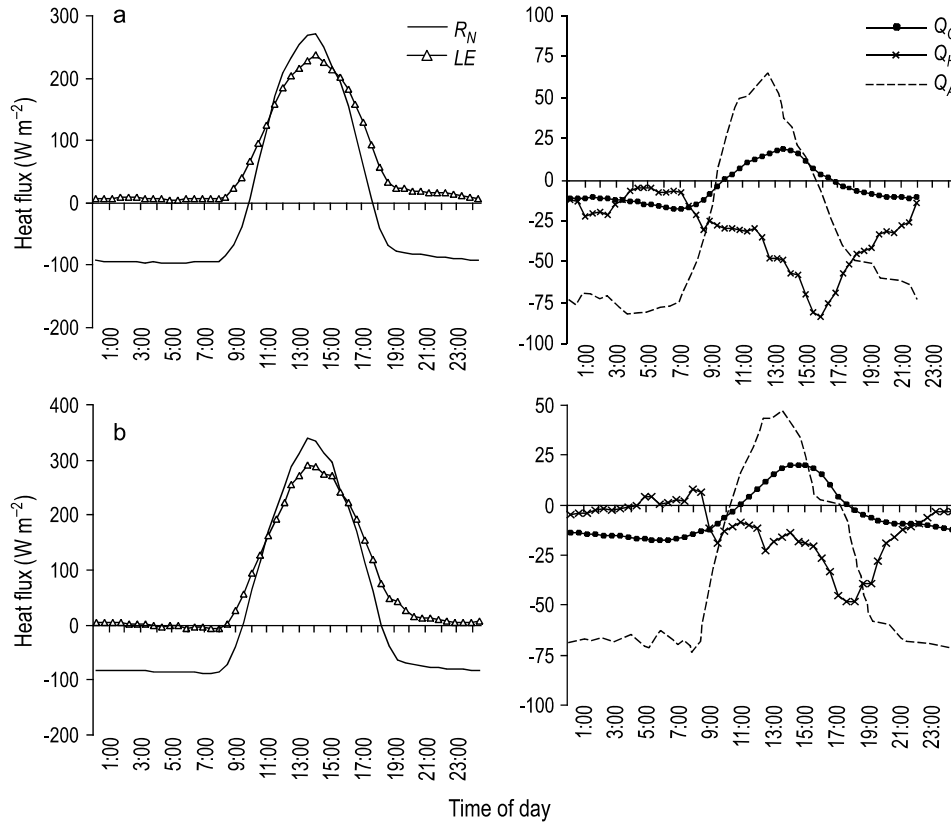


Figure 5. Mean daily cycle of the heat fluxes in (a) winter and (b) autumn 2003: R_N = net radiation flux, LE = latent heat flux, Q_H = sensible heat flux, Q_G = soil heat flux, and Q_A = advective heat flux.

Figura 5. Ciclo medio diario de los flujos de calor en (a) invierno y (b) otoño de 2003: R_N = flujo de radiación neta, LE = flujo de calor latente, Q_H = flujo de calor sensible, Q_G = flujo de calor en el suelo, y Q_A = flujo de calor advectivo.

that same day are shown in figure 7. During the first hours of the day (00:00–06:30), the soil (heated by a previous inundation) was warmer than the air above it, allowing an upward flow of sensible and soil heat flux (figs. 6, 7). The tidal flood of the morning (06:40–11:10) stopped the rapid heating of the sediment by solar radiation, holding the temperature at $\sim 20.5^\circ\text{C}$. Soil heat flux was soon reduced during the hours of inundation. Air transferred heat to water (negative Q_H) during this period. Sensible heat flux from air to soil was maximum (-183 W m^{-2}) when the tide was leaving the tidal flat and the sediment was 4.1°C colder than the air (fig. 7). During low tide, the soil was heated by solar radiation, so an upward flow of sensible heat flux developed. Meanwhile, soil heat flux was positive (downward direction), reaching 42 W m^{-2} at 13:40, when solar radiation and air temperature were highest. Before the next tide flooded the area (17:00–18:00, fig. 6), the air was 1.7°C warmer than the sediment below, so sensible heat flux was again negative (\downarrow). At the same time, winds were subtracting heat from the tidal flat (positive Q_A). The second tidal flood prevented the soil heat loss that would have occurred by turbulent exchange if the sediment had been in contact with the air. Soil heat flux was again reduced by the tide, and a heat transfer from water towards air (positive Q_H) occurred. Latent heat flux

verano (6 de enero de 2003) se muestran como ejemplo (fig. 6). Las temperaturas registradas en el aire, suelo y agua durante ese día se muestran en la figura 7. Durante las primeras horas del día (00:00–06:30), el suelo (calentado por una inundación previa) se hallaba más cálido que el aire por encima de él, permitiendo una circulación ascendente de Q_H y Q_G (figs. 6, 7). La inundación mareal de la mañana (06:40–11:10) detuvo el rápido calentamiento del sedimento por radiación solar, manteniendo su temperatura a $\sim 20.5^\circ\text{C}$. El flujo de calor en el suelo (Q_G) se redujo bruscamente durante las horas de inundación. El aire transfirió calor al agua (Q_H negativo) durante este periodo. El flujo de calor sensible del aire hacia el suelo alcanzó su máximo (-183 W m^{-2}) cuando la marea se retiró de la planicie y el sedimento estaba 4.1°C más frío que el aire (fig. 7). Durante la bajamar el suelo fue calentado por efecto de la radiación solar, desarrollándose un flujo ascendente de Q_H . En tanto, Q_G fue positivo (dirección descendente) alcanzando un valor de 42 W m^{-2} a las 13:40, cuando la radiación solar y la temperatura del aire fueron máximas. Previamente a la siguiente inundación (17–18 h, fig. 6), el aire estaba 1.7°C más cálido que el sedimento, de manera que Q_H fue nuevamente negativo (\downarrow). Al mismo tiempo los vientos sustrajeron calor de la planicie mareal (Q_A positivo). La segunda inundación mareal

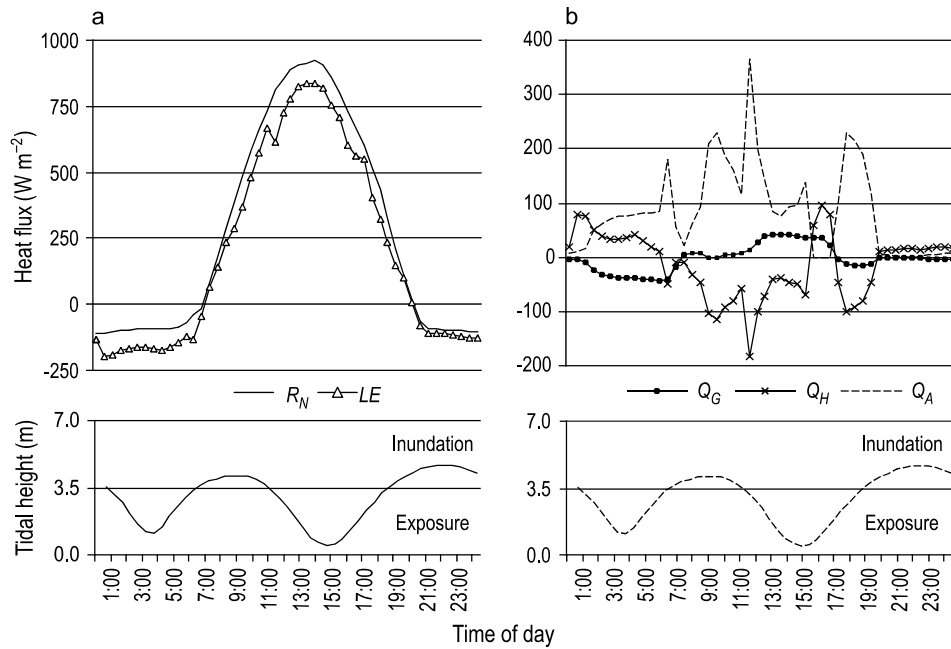


Figure 6. (a) Net radiation (R_N) and latent heat (LE) fluxes. (b) Sensible (Q_H), soil (Q_G) and advective (Q_A) heat fluxes during a cloudless summer day (6 January 2003).
Figura 6. (a) Flujos de radiación neta (R_N) y calor latente (LE). (b) Flujos de calor sensible (Q_H), calor en el suelo (Q_G) y calor advectivo (Q_A) durante un día estival despejado (6 de enero de 2003).

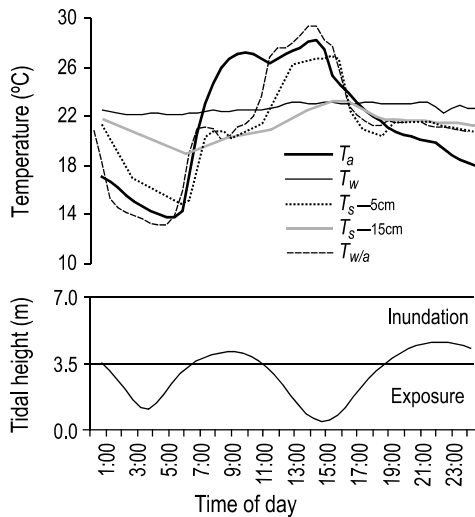


Figure 7. Temperature of the air (T_a), soil (T_s), water (T_w) and water/air ($T_{w/a}$) during a cloudless summer day (6 January 2003).
Figura 7. Temperatura del aire (T_a), suelo (T_s), agua (T_w) y agua/aire ($T_{w/a}$) durante un día estival despejado (6 de enero de 2003).

showed a typical pattern following the net radiation behavior. Condensation was small and occurred with high relative humidity and low air temperatures during the night hours (20:00–06:30). The condensation process was also helped by a decrease in wind velocity during the night. Latent heat flux was not directly determined by tidal stages because the continuous saturation of the tidal flat sediment allowed a permanent

evitó la pérdida de calor del suelo que hubiese ocurrido por flujos turbulentos si el sedimento hubiese estado en contacto directo con el aire. Q_G fue nuevamente reducido por la marea, produciéndose a su vez una transferencia calórica desde el agua hacia el aire (Q_H positivo). El flujo de calor latente mostró un patrón típico, siguiendo el comportamiento de la radiación neta. La condensación fue escasa y ocurrió durante las horas nocturnas (20:00–06:30), en condiciones de alta humedad relativa y bajas temperaturas del aire. La disminución en la velocidad del viento durante la noche también contribuyó al proceso de condensación. El flujo de calor latente no fue determinado de forma directa por los estados de marea debido a que la saturación continua del sedimento de la planicie permitió una disponibilidad permanente de agua para evaporar. El flujo de calor advectivo (residual) (Q_A) mostró valores positivos o nulos a lo largo del día estival, indicando una sustracción casi continua de energía calórica de la planicie mareal. Los picos se observaron cuando la marea se retiraba de la planicie (11 h, $Q_A = 367 \text{ W m}^{-2}$) o comenzaba a cubrirla (17 h, $Q_A = 228 \text{ W m}^{-2}$; 6 h, $Q_A = 180 \text{ W m}^{-2}$), indicando la importancia de las corrientes mareales y de los vientos en la distribución del calor.

El flujo de calor latente fue positivo (dirección ascendente) durante todo el año. La tasa máxima de evaporación se produjo en diciembre (12 mm d⁻¹) y la evaporación anual alcanzó 2127 mm (tabla 3). Los flujos advectivos debidos a los vientos (exposición) fueron siempre de menor magnitud que los causados por mareas (inundación) (fig. 8). Ambos mostraron valores medios negativos (adición de calor a la planicie mareal) durante el periodo de estudio, excepto en enero y diciembre

Table 3. Daily, monthly and annual evaporation during 2003.
 Tabla 3. Evaporación diaria, mensual y anual durante 2003

Month	E (mm day ⁻¹)	E (mm month ⁻¹)
January	11.5	355.3
February	9.9	276.1
March	6.2	190.8
April	2.9	88.2
May	1.9	60.1
June	1.0	29.0
July	2.1	64.4
August	2.4	75.3
September	4.1	124.4
October	6.8	211.2
November	9.3	280.0
December	12.0	372.5
Annual		2127.4 mm

availability of water to evaporate. Advective (residual) heat flux showed positive or zero values throughout the summer day, indicating an almost continuous subtraction of heat energy from the tidal flat. Peaks were observed at the time when the tide was just leaving (11:00, $Q_A = 367 \text{ W m}^{-2}$) or about to enter (17:00, $Q_A = 228 \text{ W m}^{-2}$; 06:00, $Q_A = 180 \text{ W m}^{-2}$) the tidal flat, indicating the significance of the tidal currents and winds in distributing the heat.

Latent heat flux was positive (upward direction) during the entire year. The maximum rate of evaporation occurred in December (12 mm d⁻¹) and the annual evaporation reached 2127 mm (table 3). The advective fluxes due to winds (exposure) were always smaller than those caused by tides (inundation) (fig. 8). Both of them showed negative mean values (heat addition to the tidal flat) during the study period, except in January and December (the warmest months) when winds helped to subtract heat from the tidal flat.

Discussion

Traditional studies performed at terrestrial sites only describe the heat exchanges at the air-soil interface and indicate the importance of winds. The heat exchanges occurring across the air-sediment and air-water interfaces of a tidal flat show particular patterns that are sometimes different from those typically observed at a site which depends entirely on solar radiation. In these environments, tides can also add and subtract heat from the tidal flat. The results of our year-long research in 2003 show that a nocturnal inundation generally heats the tidal flat sediment (previously cooled by longwave emission), causing an upward flow of sensible heat. On the contrary, a tidal inundation at midday or early afternoon usually cools the sediment, with the resultant flow of sensible heat from the air to the tidal flat. Soil heat flux is always reduced by tidal inundation, when sediment temperatures at different

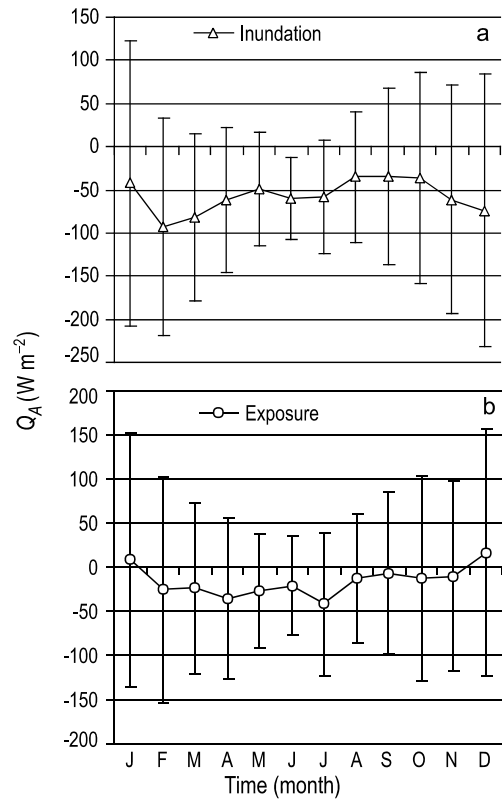


Figure 8. Monthly mean and standard deviation of advective heat flux during (a) tidal flat inundation and (b) the hours of tidal flat exposure to atmospheric conditions. Negative values indicate heat input.

Figura 8. Promedios mensuales y desviación estándar del flujo de calor advectivo (a) durante la inundación de la planicie mareal (b) durante las horas de exposición de la planicie de marea a las condiciones atmosféricas. Los valores negativos indican ganancia de calor.

(los meses más cálidos) cuando los vientos actuaron sustrayendo calor de la planicie de marea.

Discusión

Las investigaciones tradicionales desarrolladas en sitios terrestres sólo describen los intercambios de calor en la interfase aire-suelo y señalan la importancia de los vientos. Los flujos calóricos que tienen lugar en las interfaces aire-sedimento y aire-agua de una planicie de marea muestran patrones particulares que pueden ser diferentes a los patrones típicos de un sitio que responde enteramente a la radiación solar. En estos ambientes, las mareas pueden a su vez aportar calor a la planicie mareal o sustraerlo de ésta. Los resultados de la investigación realizada durante 2003 muestran que una inundación nocturna generalmente calienta el sedimento de la planicie mareal (previamente enfriado por emisión de onda larga), causando una circulación ascendente de calor sensible. Contrariamente, una inundación mareal a mediodía o durante las primeras horas de la tarde usualmente enfría el sedimento, provocando un flujo de calor sensible desde el aire hacia la planicie mareal. El flujo de calor en el suelo siempre se reduce

depths (0.05 and 0.15 m) are equalized by the infiltration of water into the pore spaces and the crab caves. Thus, tides clearly affect the direction and magnitude of sensible and soil heat fluxes in the tidal flat.

The results of annual evaporation (5227 MJ m^{-2} , equivalent to 2127 mm) are similar to those obtained by Varela (2002) for Embalse Casa de Piedra ($38^{\circ}12' \text{ S}$, $67^{\circ}02' \text{ W}$), a dam located in the same region as the Bahía Blanca estuary. That author estimated an annual evaporation of 2123.9 mm for the period 1994–1999. A previous study performed at the Bahía Blanca estuary during the period 1983–1984 (Sequeira and Piccolo 1985) indicated that soil heat flux was one of the most important heat fluxes. The results described here, however, suggest that the dominant fluxes are net radiation and latent heat fluxes. These different findings are probably due to variations in meteorological conditions or to the application of different methods in the estimation of the heat fluxes. Hoffmann *et al* (1997) studied the climate of the Southwest Atlantic Ocean and presented a climatic table for the area located at $35\text{--}40^{\circ} \text{ S}$ and $60\text{--}50^{\circ} \text{ W}$. As expected, net radiation values recorded in the oceanic area were similar to the ones obtained inside the Bahía Blanca estuary during 2003. For example, mean annual net radiation was 107 W m^{-2} in the ocean and 94 W m^{-2} in the estuary. During the cold seasons, the evaporation occurring at the estuary head and in the adjacent oceanic zone showed similar magnitudes. However, evaporation inside the estuary was ~ 3.5 times greater than in the ocean in summer. Finally, sensible heat flux showed annual means of 4 and -30 W m^{-2} in the ocean and estuary, respectively.

Although this is a preliminary estimation of the surface heat fluxes, as indicated previously some important conclusions have arisen. The next step will be to improve the calculations of heat fluxes in order to get more accurate results, especially those related to atmospheric longwave radiation and advection during inundation. Measurements of tidal currents and water temperature at different depths will be necessary for a proper assessment of the heat fluxes in the water column. Further analyses of the heat exchanges in the estuarine tidal flats will include a formulation of a numerical model based on the present results. This will enable us to predict water temperature in the estuary and to relate the results to wider-scale and longer-term processes.

Acknowledgements

The authors are grateful to the Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) for the grant received to undertake this research. Funds for the studies dealing with this article were provided by CONICET (PIP 2158) and Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (PICT 07–12421).

References

Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M. 1998. Crop evapotranspiration (guidelines for computing crop water

durante una inundación mareal, cuando el agua penetra en los intersticios del sedimento y en las cuevas de cangrejos homogeneizando la temperatura registrada a distintas profundidades (0.05 y 0.15 m). Así, las mareas afectan claramente la dirección y magnitud de los flujos del calor sensible y el calor del suelo en la planicie mareal.

Los resultados de evaporación anual (5227 MJ m^{-2} , equivalentes a 2127 mm) son similares a los obtenidos en la región por Varela (2002), quien estimó una evaporación anual de 2123.9 mm para el periodo 1994–1999 en Embalse Casa de Piedra ($38^{\circ}12' \text{ S}$, $67^{\circ}02' \text{ W}$). Un estudio previo efectuado en el estuario de Bahía Blanca durante el periodo 1983–1984 (Sequeira y Piccolo 1985) señaló al flujo de calor en el suelo como uno de los flujos calóricos más importantes. Los resultados presentes, sin embargo, sugieren que los flujos dominantes son la radiación neta y el flujo de calor latente. Las diferencias entre los resultados obtenidos por ambas investigaciones se debieron probablemente a variaciones en las condiciones meteorológicas o a la aplicación de diferentes métodos en la estimación de los flujos de calor. Hoffmann *et al* (1997) estudiaron el clima del Océano Atlántico suroccidental y presentaron una tabla climática para el área localizada entre $35\text{--}40^{\circ} \text{ S}$ y $60\text{--}50^{\circ} \text{ W}$. Los valores de radiación neta registrados en el área oceánica fueron similares a los obtenidos en el interior del estuario de Bahía Blanca durante 2003; la radiación neta media anual fue de 107 W m^{-2} en el océano y de 94 W m^{-2} en el estuario. En las estaciones frías, la evaporación en la cabecera del estuario y en la zona oceánica mencionada mostró magnitudes similares. Sin embargo, durante el verano la evaporación en el interior del estuario fue ~ 3.5 veces mayor que en el océano. Finalmente, el flujo de calor sensible presentó valores medios anuales de 4 y -30 W m^{-2} en el océano y el estuario, respectivamente.

Aunque en este trabajo se han realizado estimaciones preliminares de los flujos calóricos superficiales, han surgido algunas conclusiones importantes como las señaladas en los párrafos anteriores. El próximo paso consistirá en perfeccionar los cálculos de los flujos de calor para obtener resultados aún más precisos, especialmente los relacionados con la radiación de onda larga atmosférica y la advección durante la inundación. Para un cálculo apropiado de los flujos de calor en la columna de agua será necesario efectuar mediciones de corrientes mareales y temperatura del agua a diferentes profundidades. Los próximos estudios sobre intercambios de calor en las planicies de marea del estuario deberán incluir la formulación de un modelo numérico basado en los resultados de este trabajo, lo que permitirá predecir la temperatura del agua en el estuario y también relacionar los resultados presentes con procesos de escalas más amplias y períodos más largos.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) la beca recibida para realizar esta investigación. Los fondos utilizados para los

- requirements). FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56, Rome. <http://www.fao.org/docrep/X0490E/X0490E00.htm>.
- Beigt D, Piccolo MC, Perillo GME. 2003. Soil heat exchange in Puerto Cuatrerros tidal flats, Argentina. *Cienc. Mar.* 29: 595–602.
- Capelli de Steffens AM, Campo de Ferreras AM. 2004. Climatología. In: Piccolo MC, Hoffmeyer MS (eds.), *Ecosistema del Estuario de Bahía Blanca*. Ed. Sapienza, Bahía Blanca, pp. 79–86.
- Crooks S, Turner RK. 1999. Integrated coastal management: Sustaining estuarine natural resources. *Adv. Ecol. Res.* 29: 241–289.
- Custodio E, Llamas MR. 1996. *Hidrología Subterránea*. Tomo I. Ed. Omega, Barcelona, 1157 pp.
- de Laat PJM. 1996. Soil-water-plant relations. International Institute for Infrastructural, Hydraulic and Environmental Engineering (IHE), Delft, Netherlands, 161 pp.
- Evelt SR. 2002. Water and energy balances at soil-plant-atmosphere interfaces. In: Warrick A (ed.), *The Soil Physics Companion*. CRC Press LLC, Florida, pp. 127–190.
- Evelt SR, Matthias AD, Warrick AW. 1994. Energy balance model of spatially variable evaporation from bare soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58: 1604–1611.
- Freije RH, Asteasuain RO, Schmidt A, Zavatti JR. 1981. Relación de la salinidad y temperatura del agua con las condiciones hidrometeorológicas en la porción interna del estuario de Bahía Blanca. *Contribución Científica No. 57*, IADO, Bahía Blanca, 20 pp.
- Friehe CA, Schmitt KF. 1976. Parameterization of air-sea interface fluxes of sensible heat and moisture by the bulk aerodynamic formulas. *J. Phys. Oceanogr.* 6: 801–809.
- Harrison SJ, Phizacklea AP. 1985. Seasonal changes in heat flux and heat storage in the intertidal mudflats of the Forth Estuary, Scotland. *J. Climatol.* 5: 473–485.
- Heath RA. 1976. Heat balance in a small coastal inlet. Pauatahanui Inlet, North Island, New Zealand. *Estuar. Coast. Mar. Sci.* 5: 783–792.
- Hoffmann JAJ, Núñez MN, Piccolo MC. 1997. Características climáticas del Océano Atlántico Sudoccidental. *Mar Argentino y sus Recursos Pesqueros* 1: 163–193.
- Hollins S, Ridd PV. 1997. Evaporation over a tropical tidal salt flat. *Mangroves Salt Marshes* 1: 95–102.
- Hsu SA. 1978. Micrometeorological fluxes in estuaries. In: Hsu SA (ed.), *Estuarine Transport Processes*. The Belle Baruch Library in Marine Sciences No. 7. Univ. South Carolina Press, Columbia, pp. 125–134.
- Hughes CE, Kalma JD, Binning P, Willgoose GR, Vertzonis M. 2001. Estimating evapotranspiration for a temperate salt marsh, Newcastle, Australia. *Hydrol. Proc.* 15: 957–975.
- Kantha LH, Clayson CA. 2000. Small-scale Processes in Geophysical Fluid Flows. *International Geophysics Ser.* Vol. 67. Academic Press, USA, 888 pp.
- Kjerfve B. 1978. Diurnal energy balance of a Caribbean barrier reef environment. *Bull. Mar. Sci.* 28: 137–145.
- Kreith F, Sellers WD. 1975. General principles of natural evaporation. In: de Vries DA, Afgan NH (eds.), *Heat and Mass Transfer in the Biosphere*. Part 1. John Wiley and Sons, New York, pp. 207–227.
- Ma Y, Su Z, Koike T, Yao T, Ishikawa H, Ueno K, Menenti M. 2003. On measuring and remote sensing surface energy partitioning over the Tibetan Plateau, from GAME/Tibet to CAMP/Tibet. *Phys. Chem. Earth* 28: 63–74.
- estudios concernientes a este artículo han sido provistos por el CONICET (PIP 2158) y por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCYT) (PICT 07–12421).
-
- Mailhot J, Bélair S, Benoit R, Bilodeau B, Delage Y, Fillion L, Garand L, Girard C, Tremblay A. 1998. *Scientific Description of RPN Physics Library*. Ed. Recherche en Prévision Numérique, Meteorological Service of Canada, Dorval, Québec, 188 pp.
- Monteith JL. 1973. *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold Publisher, London.
- Odum EP. 1975. *Ecology*. 2nd ed. Holt, Rinehart and Winston, New York, 639 pp.
- Oke TR. 1978. *Boundary Layer Climates*. Methuen, London, 372 pp.
- Perillo GME, Piccolo MC. 1991. Tidal response in the Bahía Blanca estuary, Argentina. *J. Coast. Res.* 7: 447–449.
- Perillo GME, Piccolo MC, Parodi E, Freije RH. 2000. The Bahía Blanca estuary, Argentina. In: Seeliger U, Kjerfve B (eds.), *Coastal Marine Ecosystems of Latin America: Ecological Studies*. Vol. 144. Springer-Verlag, Berlin, pp. 205–217.
- Perillo GME, Piccolo MC, Palma E, Pérez DE, Pierini J. 2004. *Oceanografía Física*. In: Piccolo MC, Hoffmeyer MS (eds.), *Ecosistema del Estuario de Bahía Blanca*. Instituto Argentino de Oceanografía, Bahía Blanca, pp. 61–67.
- Remenieras G. 1960. *L'Hydrologie de l'Ingénieur*. Eyrolles Editeur, Paris, 316 pp.
- Sequeira ME, Piccolo MC. 1985. Predicción de la temperatura del agua durante la bajante de la marea en Ingeniero White. *Meteorologica* 15: 59–76.
- Serman D, Cardini J. 1983. Predicción de la temperatura del agua en la ría interior de Bahía Blanca. *Acta Oceanogr. Argentina* 3(2).
- Smith NP. 1977. A note on winter temperature variations in a shallow seagrass flat. *Limnol. Oceanogr.* 22: 1079–1082.
- Smith NP. 1981. Energy balance in a shallow seagrass flat for winter conditions. *Limnol. Oceanogr.* 26: 482–491.
- Smith NP, Kierspe GH. 1981. Local energy exchanges in a shallow coastal lagoon: Winter conditions. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 13: 159–167.
- Swinbank WC. 1963. Long-wave radiation from clear skies. *R. Meteorol. Soc.* 89: 339–348.
- van Wijk WR, Scholte Ubing DW. 1963. Radiation. In: van Wijk WR (ed.), *Physics of Plant Environment*. North Holland Publications Co., Amsterdam, pp. 62–101.
- Varela PA. 2002. Estudio de evaporación del Embalse Casa de Piedra. Río Colorado, La Pampa–Río Negro. *Tech. Rep. METEOSUR Asesoramiento Meteorológico, Bahía Blanca*, 11 pp.
- Vugts HF, Zimmerman JTF. 1985. The heat balance of a tidal flat area. *Neth. J. Sea Res.* 19: 1–14.
- Wallace JS, Holwill CJ. 1997. Soil evaporation from tiger-bush in south-west Niger. *J. Hydrol.* 188–189: 426–442.
- Zaker NH. 2003. Computation and modeling of the air-sea heat and momentum fluxes. Ed. International Centre for Theoretical Physics, Italy, 9 pp.

*Recibido en diciembre de 2006;
aceptado en octubre de 2007.*

Appendix

Net radiation

Different bulk aerodynamic formulas were used to estimate the radiative and turbulent fluxes from available meteorological data. Net radiation (R_N) was determined from incident solar radiation and temperature data using (Evet 2002):

$$R_N = R_{si} (1 - \alpha) - L\uparrow + L\downarrow \quad (2)$$

where R_{si} is incident solar radiation [W m^{-2}], α is albedo, $L\uparrow$ is terrestrial longwave radiation from water and soil [W m^{-2}] and $L\downarrow$ is atmospheric longwave radiation [W m^{-2}].

Terrestrial longwave radiation ($L\uparrow$) was estimated by the following equation (Evet 2002):

$$L\uparrow = \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (3)$$

where ϵ_s is surface emissivity, σ is Stefan-Boltzmann's constant [$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$] and T_s is surface temperature [K] (water or sediment temperature, depending on tidal stage).

Atmospheric longwave radiation ($L\downarrow$) was estimated using two different equations depending on the temperature data. Equation 4 (Swinbank 1963) was used when air temperature was higher than 0°C , whereas equation 5 (Monteith 1973) was used for temperatures lower than 0°C and higher than -5°C .

$$L\downarrow = 1.20 \sigma T_a^4 - 171 \quad (4)$$

where σ is Stefan-Boltzmann's constant and T_a is air temperature [K],

$$L\downarrow = 208 + 6 T_a \quad (5)$$

where T_a is air temperature [$^\circ\text{C}$].

As previously mentioned, due to the complexity of a tidal flat environment, some assumptions (i.e., cloudless conditions over the study period) were made in order to simplify the calculations. Surface emissivity and albedo of the tidal flat were obtained from tables (van Wijk and Scholte Ubing 1963, de Laat 1996, Kantha and Clayson 2000).

Soil heat flux

Soil heat flux (Q_G) across the surface layer (0.05–0.15 m depth) was determined from temperature data using the Fourier equation (Oke 1978):

$$Q_G = -\lambda (\Delta T / \Delta z) \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (6)$$

$$\lambda = K_s C \quad (7)$$

where T is sediment temperature [K], z is depth (m), λ is

Apéndice

Radiación neta

Se utilizaron diferentes fórmulas aerodinámicas de masa para estimar los flujos radiativos y turbulentos a partir de los datos meteorológicos disponibles. La radiación neta (R_N) se determinó a partir de la radiación solar incidente y la temperatura usando (Evet 2002):

$$R_N = R_{si} (1 - \alpha) - L\uparrow + L\downarrow \quad (2)$$

donde R_{si} es la radiación solar incidente [W m^{-2}], α es el albedo, $L\uparrow$ es la radiación de onda larga terrestre (agua/sedimento) [W m^{-2}] y $L\downarrow$ es la radiación de onda larga atmosférica [W m^{-2}].

La radiación de onda larga terrestre ($L\uparrow$) se estimó a partir de la siguiente ecuación (Evet 2002):

$$L\uparrow = \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (3)$$

donde ϵ_s es la emisividad de la superficie, σ es la constante Stefan-Boltzmann [$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$] y T_s es la temperatura de la superficie [K] (temperatura del agua o el sedimento, dependiendo del estado de marea).

La radiación de onda larga atmosférica ($L\downarrow$) se estimó usando dos ecuaciones distintas según los datos de temperatura. La ecuación 4 (Swinbank 1963) se utilizó cuando la temperatura del aire fue superior a 0°C y la ecuación 5 (Monteith, 1973) se aplicó a temperaturas inferiores a 0°C y superiores a -5°C .

$$L\downarrow = 1.20 \sigma T_a^4 - 171 \quad (4)$$

donde σ es la constante Stefan-Boltzmann y T_a es la temperatura del aire [K].

$$L\downarrow = 208 + 6 T_a \quad (5)$$

donde T_a es la temperatura del aire [$^\circ\text{C}$].

Como se mencionó previamente, debido a la complejidad del ambiente intermareal, se realizaron algunas suposiciones (por ejemplo, condiciones de cielo despejado durante el período de estudio) con el objeto de simplificar los cálculos. La emisividad de la superficie y el albedo de la planicie mareal se obtuvieron de tablas (van Wijk y Scholte Ubing 1963, de Laat 1996, Kantha y Clayson 2000).

Flujo de calor en el suelo

El flujo de calor en el suelo (Q_G) a través de la capa superficial (0.05–0.15 m de profundidad) se determinó en base a datos de temperatura utilizando la ecuación de Fourier (Oke 1978):

$$Q_G = -\lambda (\Delta T / \Delta z) \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (6)$$

thermal conductivity [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$], K_s is thermal difusivity [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$] and C is heat capacity [$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$].

Thermal difusivity (K_s) was calculated using (Kjerfve 1978):

$$K_s = (\Delta z / \Delta t)^2 / 2w \quad [\text{m}^2 \text{s}^{-1}] \quad (8)$$

where Δt is the phase lag [s], w is the oscillation frequency ($2\pi/P$) and P is the period [s] of the soil temperature wave.

An annual mean phase lag of 4 h 7' 38" (14858 ± 1042 s), obtained in the study area for 2003 (Beigt and Piccolo, unpublished results), was used in the calculations of soil heat flux. The sediment heat capacity was obtained from Oke's (1978) values for "saturated clay".

Sensible heat flux

Sensible heat flux (Q_H) was estimated using two different equations depending on the tidal stage. During tidal flat inundation (tidal height (h) ≥ 3.5 m), sensible heat flux was estimated by the following formula (Kantha and Clayson 2000, Zaker 2003):

$$Q_H = \rho c_p (U_a - U_s) C_H (T_s - T_a) \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (9)$$

where ρ is air density [kg m^{-3}], c_p is specific heat of air [$\text{J kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$], U_a is wind speed at height z (12 m), U_s is wind speed at the water surface [m s^{-1}] (zero for a stationary surface), C_H is the heat exchange coefficient [dimensionless], T_s is temperature at the water surface [°C] and T_a is air temperature [°C] ($z = 3$ m). The heat exchange coefficient (C_H) for the water-atmosphere interface was taken from Friehe and Schmitt (1976).

During sediment exposure to atmospheric conditions ($h < 3.5$ m), sensible heat flux was estimated by (Evet *et al.* 1994, Evet 2002):

$$Q_H = \rho c_p (T_s - T_a) D_H \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (10)$$

where ρ is air density [kg m^{-3}], c_p is specific heat of air [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$], D_H is the heat exchange coefficient [m s^{-1}], T_s is temperature at the sediment surface [K] and T_a is air temperature [K] ($z = 3$ m).

Since the tidal flat under study has no vegetation, the heat exchange coefficient (D_H) was determined by the following equation applicable to bare soil (Kreith and Sellers 1975, Ma *et al.* 2003):

$$D_H = k^2 U [\ln(z/z_{oH})]^{-2} \quad [\text{m s}^{-1}] \quad (11)$$

where k is von Kármán's constant, U is wind speed [m s^{-1}] ($z = 12$ m), z is the reference height [m] and z_{oH} is the roughness

$$\lambda = K_s C \quad (7)$$

donde T es la temperatura del sedimento [K], z es la profundidad [m], λ es la conductividad térmica [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$], K_s es la difusividad térmica [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$] y C es la capacidad calórica [$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$].

La difusividad térmica (K_s) se calculó usando (Kjerfve 1978):

$$K_s = (\Delta z / \Delta t)^2 / 2w \quad [\text{m}^2 \text{s}^{-1}] \quad (8)$$

donde Δt es el retardo de fase [s], w es la frecuencia de la oscilación [$2\pi/P$] y P es el período [s] de la onda de temperatura del suelo.

Para la estimación del flujo de calor en el suelo se utilizó un retardo de fase medio anual de 4 h 7'38" (14858 ± 1042 s) obtenido en el área de estudio para 2003 (Beigt y Piccolo, resultados no publicados). La capacidad calórica del sedimento se obtuvo de los valores presentados por Oke (1978) para "arcilla saturada".

Flujo de calor sensible

El flujo de calor sensible (Q_H) se estimó por medio de dos ecuaciones diferentes dependiendo del estado de marea. Durante la inundación de la planicie mareal (altura de marea, $h \geq 3.5$ m), Q_H se estimó utilizando la siguiente fórmula (Kantha y Clayson 2000, Zaker 2003):

$$Q_H = \rho c_p (U_a - U_s) C_H (T_s - T_a) \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (9)$$

donde ρ es la densidad del aire [Kg m^{-3}], c_p es el calor específico del aire [$\text{J Kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$], U_a es la velocidad del viento a la altura z (12 m), U_s es la velocidad del viento en la superficie del agua [m s^{-1}] (cero para una superficie estacionaria), C_H es el coeficiente de intercambio de calor [adimensional], T_s es la temperatura en la superficie del agua [°C] y T_a es la temperatura del aire [°C] ($z = 3$ m). El coeficiente de intercambio calórico (C_H) para la interfase agua-atmósfera se tomó de Friehe y Schmitt (1976).

Durante la exposición del sedimento a las condiciones atmosféricas ($h < 3.5$ m), el flujo de calor sensible se estimó con la siguiente ecuación (Evet *et al.* 1994, Evet 2002):

$$Q_H = \rho c_p (T_s - T_a) D_H \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (10)$$

donde ρ es la densidad del aire [Kg m^{-3}], c_p es el calor específico del aire [$\text{J Kg}^{-1} \text{K}^{-1}$], D_H es el coeficiente de intercambio de calor [m s^{-1}], T_s es la temperatura de la superficie del sedimento [K] y T_a es la temperatura del aire [K] ($z = 3$ m).

Dado que la planicie mareal en estudio no está vegetada, el coeficiente de intercambio de calor (D_H) se determinó

length for sensible heat flux [m]. The roughness length (z_{oH}) for a bare soil was taken from Kreith and Sellers (1975).

Latent heat flux

Latent heat flux (LE) across the sediment-atmosphere and water-atmosphere interfaces was estimated by the Penman-Monteith equation (12). Although it is usually applied in agronomy studies of vegetated and bare soils, it has also been applied to salt marshes (Hughes *et al.* 2001) and tidal flats (Harrison and Phizacklea 1985). The result of the Penman-Monteith equation is the “potential evaporation rate”, i.e., the evaporation rate that occurs when water availability is not limiting. Taking into account that the sediments of the studied tidal flat are permanently saturated, assessing the potential evaporation was considered correct.

As mentioned, the Penman-Monteith equation was applied not only to the sediment-atmosphere interface but also to the water-atmosphere interface. This decision was based on the fact that evaporation from a saturated soil is nearly the same as evaporation from a free water surface having the same environmental conditions (Custodio and Llamas 1996). For example, the evaporation occurring on saturated fine sand is equivalent to that occurring on a free water surface, while the evaporation on saturated clay represents 75–85% of the evaporation on a free water surface (Remenieras 1960). The Penman-Monteith equation is expressed as:

$$LE = \frac{\Delta(R_N - Q_G) + \rho c_p (e_s - e_a)/r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s/r_a)} \quad [\text{MW m}^{-2}] \quad (12)$$

where Δ is the slope of the saturation vapour pressure vs temperature relationship [$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$], ρ is air density [kg m^{-3}], c_p is specific heat of air [$\text{MJ kg}^{-1} ^\circ\text{C}^{-1}$], $(e_s - e_a)$ represents the vapour pressure deficit of the air [kPa] ($z = 3$ m), r_a is aerodynamic resistance [s m^{-1}], r_s is surface resistance [s m^{-1}] and γ is the psychrometric constant [$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$].

When the soil is bare, $r_s = 0$; thus, the previous equation is summarized as follows (Wallace and Holwill 1997):

$$LE = \frac{\Delta(R_N - Q_G) + \rho c_p (e_s - e_a)/r_a}{\Delta + \gamma} \quad [\text{MW m}^{-2}] \quad (13)$$

The value of Δ was calculated by the following equation (Allen *et al.* 1998):

$$\Delta = \frac{4098 \{0.6108 \exp[(17.27T_a)/(T_a + 237.3)]\}}{(T_a + 237.3)^2} \quad [\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}] \quad (14)$$

where T_a is air temperature [$^\circ\text{C}$].

mediante una fórmula aplicable a suelo desnudo (Kreith y Sellers 1975, Ma *et al.* 2003):

$$D_H = k^2 U [\ln(z/z_{oH})]^{-2} \quad [\text{m s}^{-1}] \quad (11)$$

donde k es la constante de von Kármán, U es la velocidad del viento [m s^{-1}] ($z = 12$ m), z es la altura de referencia [m] y z_{oH} es la longitud de rugosidad para flujo de calor sensible [m]. La longitud de rugosidad (z_{oH}) para un suelo desnudo se tomó de Kreith y Sellers (1975).

Flujo de calor latente

El flujo de calor latente (LE) a través de las interfases sedimento-atmósfera y agua-atmósfera se estimó mediante la ecuación de Penman-Monteith (12). Si bien ésta es una ecuación ampliamente utilizada en estudios agronómicos de suelos vegetados y desnudos, también ha sido aplicada en marismas saladas (Hughes *et al.* 2001) y planicies de marea (Harrison y Phizacklea 1985). La ecuación Penman-Monteith da como resultado la “tasa de evaporación potencial”, es decir, aquella que se produce en un suelo donde la disponibilidad de agua no es limitante. Teniendo en cuenta que los sedimentos de la planicie mareal estudiada se hallan permanentemente saturados, se consideró correcto estimar la evaporación potencial.

Como se mencionó previamente, la ecuación de Penman-Monteith se aplicó no sólo a la interfase sedimento-atmósfera sino también a la interfase agua-atmósfera. Se tomó esta decisión dado que la evaporación desde un suelo saturado tiene un valor cercano al de una superficie de agua libre en las mismas condiciones ambientales (Custodio y Llamas 1996). Por ejemplo, la evaporación que se produce en arenas finas saturadas es equivalente a la que tiene lugar en una superficie de agua libre, mientras que la evaporación en arcillas saturadas representa el 75–85% de la evaporación en una superficie de agua libre (Remenieras 1960). La ecuación de Penman-Monteith se expresa de la siguiente manera:

$$LE = \frac{\Delta(R_N - Q_G) + \rho c_p (e_s - e_a)/r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s/r_a)} \quad [\text{MW m}^{-2}] \quad (12)$$

donde Δ es la pendiente de la curva temperatura vs. presión de vapor de saturación [$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$], ρ es densidad del aire [Kg m^{-3}], c_p es el calor específico del aire [$\text{MJ Kg}^{-1} ^\circ\text{C}^{-1}$], $(e_s - e_a)$ representa el déficit de presión de vapor del aire [kPa] ($z = 3$ m), r_a es la resistencia aerodinámica [s m^{-1}], r_s es la resistencia superficial [s m^{-1}] y γ es la constante psicrométrica [$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$].

Para el caso de un suelo desnudo, $r_s = 0$, por lo tanto la ecuación previa puede resumirse como sigue (Wallace y Holwill 1997):

$$LE = \frac{\Delta(R_N - Q_G) + \rho c_p (e_s - e_a)/r_a}{\Delta + \gamma} \quad [\text{MW m}^{-2}] \quad (13)$$

The vapour pressure deficit was obtained from (Allen *et al.* 1998, Evett 2002):

$$e_a = (RH * e_s)/100 \quad [\text{kPa}] \quad (15)$$

$$e_s = 0.6108[\exp(17.27T_a)/(T_a + 237.3)] \quad [\text{kPa}] \quad (16)$$

where RH is the relative humidity [%]

Aerodynamic resistance was estimated for neutral atmospheric conditions from (Allen *et al.* 1998, Evett 2002):

$$r_a = \frac{\ln[(z-d)/z_{oM}]\ln[(z_H-d)/z_{oH}]}{k^2 U} \quad [\text{s m}^{-1}] \quad (17)$$

where z is the height of wind speed measurements [m] (12 m), d is the zero plane displacement height [m], z_{oM} is the roughness length governing momentum transfer [m], z_H is the height of air temperature and relative humidity measurements [m], z_{oH} is the roughness length governing sensible heat transfer [m], k is von Kármán's constant and U is wind speed [m]. The values of z_{oH} and z_{oM} 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).

Advective heat flux

The horizontal transport of heat or “advection” causes the addition (or subtraction) of energy to (from) a tidal flat. The most common agent of this process is wind; however, tide must also be considered when studying a tidal flat. Tidal energy generally acts as an “energy subsidy” to the coastal ecosystem (Odum 1975). In this paper advective heat flux (Q_A) was estimated as the residual energy from the heat budget equation (18). The total advective flux was then divided according to the tidal height into two different fluxes: advective flux at exposure and advective flux at inundation. The first is carried by winds, while tide is considered to be the main agent during inundation.

$$Q_A = R_N - Q_G - Q_H - LE \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (18)$$

El valor de Δ se calculó mediante la siguiente ecuación (Allen *et al.* 1998):

$$\Delta = \frac{4098 \{0.6108 \exp[(17.27T_a)/(T_a + 237.3)]\}}{(T_a + 237.3)^2} \quad [\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}] \quad (14)$$

donde T_a es la temperatura del aire [$^\circ\text{C}$]

El déficit de presión de vapor se obtuvo de las siguientes fórmulas (Allen *et al.* 1998, Evett 2002):

$$e_a = (RH * e_s)/100 \quad [\text{kPa}] \quad (15)$$

$$e_s = 0.6108[\exp(17.27T_a)/(T_a + 237.3)] \quad [\text{kPa}] \quad (16)$$

donde RH es humedad relativa [%]

La resistencia aerodinámica se estimó para condiciones de estabilidad neutra (Allen *et al.* 1998, Evett 2002):

$$r_a = \frac{\ln[(z-d)/z_{oM}]\ln[(z_H-d)/z_{oH}]}{k^2 U} \quad [\text{s m}^{-1}] \quad (17)$$

donde z es la altura de medición de la velocidad del viento [m] (12 m), d es la altura de desplazamiento del plano cero [m], z_{oM} es la longitud de rugosidad para la cantidad de movimiento [m], z_H es la altura de medición de la temperatura del aire y humedad relativa [m], z_{oH} es la longitud de rugosidad para transporte de calor sensible [m], k es la constante de von Kármán y U es la velocidad del viento [m]. Los valores de z_{oH} y z_{oM} para un suelo desnudo se tomaron de tablas (Kreith y Sellers 1975, Mailhot *et al.* 1998). Cabe hacer notar que d equivale a cero para el caso de un suelo desnudo (Kreith y Sellers 1975).

Flujo de calor advectivo

El transporte horizontal de calor o “advección” causa la adición o sustracción de energía a o de la planicie mareal. El agente más común de este proceso es el viento; sin embargo, cuando se estudia una planicie mareal también debe ser considerada la marea. La energía de las mareas generalmente actúa como un “subsidio” de energía al ecosistema costero (Odum 1975). En este trabajo el flujo de calor advectivo (Q_A) se estimó como la energía residual de la ecuación de balance de calor (18). El flujo advectivo total luego se discriminó de acuerdo a la altura de marea en dos flujos diferentes (“flujo advectivo de exposición” y “flujo advectivo de inundación”). El primero es transportado por los vientos, mientras que la marea es considerada el principal agente durante la inundación.

$$Q_A = R_N - Q_G - Q_H - LE \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (18)$$