



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE CARTAGENA
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA DE ALIMENTOS Y DEL
EQUIPAMIENTO AGRÍCOLA

**CARACTERIZACIÓN Y MODELIZACIÓN DE LA
EVAPORACIÓN EN TANQUES EVAPORÍMETROS
Y EMBALSES DE RIEGO. EVALUACIÓN DE LOS
EFEKTOS DE MALLAS DE SOMBREO**

José Miguel Molina Martínez,

Cartagena, marzo de 2004



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE CARTAGENA

**DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA DE ALIMENTOS Y DEL
EQUIPAMIENTO AGRÍCOLA**

CARACTERIZACIÓN Y MODELIZACIÓN DE LA EVAPORACIÓN EN TANQUES EVAPORÍMETROS Y EMBALSES DE RIEGO. EVALUACIÓN DE LOS EFECTOS DE MALLAS DE SOMBREO

Tesis Doctoral

presentada por

José Miguel Molina Martínez,
Ingeniero Agrónomo

dirigida por

Alain Baille y Victoriano Martínez Álvarez
Profs. Drs. del Área de Ingeniería Agroforestal

para la obtención del Grado de Doctor
por la Universidad Politécnica de Cartagena

Cartagena, marzo de 2004

**AUTORIZACIÓN DEL DIRECTOR DE LA TESIS**

D. Alain Baille, Profesor Doctor del Área de Ingeniería Agroforestal en el Departamento de Ingeniería de Alimentos y del Equipamiento Agrícola

A U T O R I Z A:

La presentación de la Tesis Doctoral titulada “Caracterización y modelización de la evaporación en tanques evaporímetros y embalses de riego. Evaluación de los efectos de mallas de sombreo”, realizada por D. José Miguel Molina Martínez, bajo mi dirección y supervisión, en el Departamento de Ingeniería de Alimentos y del Equipamiento Agrícola, y que presenta para la obtención del grado de Doctor por la Universidad Politécnica de Cartagena.

En Cartagena, a 15 de marzo de 2004

EL DIRECTOR DE LA TESIS

Fdo.: Prof. Dr. Alain Baille

**AUTORIZACIÓN DEL DIRECTOR DE LA TESIS**

D. Victoriano Martínez Álvarez, Profesor Doctor del Área de Ingeniería Agroforestal en el Departamento de Ingeniería de Alimentos y del Equipamiento Agrícola

A U T O R I Z A:

La presentación de la Tesis Doctoral titulada “Caracterización y modelización de la evaporación en tanques evaporímetros y embalses de riego. Evaluación de los efectos de mallas de sombreo”, realizada por D. José Miguel Molina Martínez, bajo mi dirección y supervisión, en el Departamento de Ingeniería de Alimentos y del Equipamiento Agrícola, y que presenta para la obtención del grado de Doctor por la Universidad Politécnica de Cartagena.

En Cartagena, a 15 de marzo de 2004

EL DIRECTOR DE LA TESIS

Fdo.: Prof. Dr. Victoriano Martínez Álvarez



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE CARTAGENA

Comisión de Doctorado

AUTORIZACIÓN DEL DEPARTAMENTO RESPONSABLE

D. Antonio López Gómez, Profesor Doctor del Área de Tecnología de Alimentos, Director del Departamento de Ingeniería de Alimentos y del Equipamiento Agrícola.

INFORMA:

Que la Tesis Doctoral titulada “Caracterización y modelización de la evaporación en tanques evaporímetros y embalses de riego. Evaluación de los efectos de mallas de sombreo”, ha sido realizada por D. José Miguel Molina Martínez, bajo la dirección y supervisión de los Profesores Doctores del Área de Ingeniería Agroforestal D. Victoriano Martínez Álvarez y D. Alain Baille, y que el Departamento ha dado su conformidad para que sea presentada ante la Comisión de Doctorado.

En Cartagena, a 15 de marzo de 2004

EL DIRECTOR DEL DEPARTAMENTO

Fdo.: Prof. Dr. Antonio López Gómez

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero expresar mi más sincero agradecimiento al *Dr. Victoriano Martínez Álvarez* por darme la oportunidad de realizar esta tesis bajo su dirección y por su constante apoyo y dedicación.

Al *Dr. Alain Baille* que a pesar de su apretada agenda siempre encontró un hueco para aportar sus reflexiones y guiarme en todos los temas tratados.

A la *Dra. González-Real* cuyo consejo y ayuda resultaron decisivos a la hora de abordar determinados aspectos de la modelización.

A *Susana, José Antonio y Francisco*, que con agrado y simpatía, siempre me han prestado su ayuda en las tareas de mantenimiento de la estación experimental.

Al *Dr. Arturo Esnoz*, que tanto a mis compañeros de doctorado como a mí se ofreció desinteresadamente a ayudarnos en el manejo de diferentes herramientas informáticas empleadas en la modelización.

Al *Dr. Bernardo Martín*, por confiar y creer en mí.

Al *Dr. Manuel Valiente*, quien me aconsejó y me animó inicialmente para llevar a cabo esta tesis.

A *Joaquín y Ana*, porque siempre me han apoyado y animado.

A mis padres y a mi hermano, por estar siempre a mi lado.

A mi mujer, por todos los momentos robados que ha sabido llevar con paciencia y entrega.

A mis compañeros y a todas aquellas personas que directa o indirectamente han contribuido en el desarrollo y buen fin de esta tesis.

ÍNDICE

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------|------------|
| INDICE DE FIGURAS | xv |
| INDICE DE TABLAS | xix |
| LISTA DE SÍMBOLOS | xxi |
| 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS | 3 |
| 1.1. CICLO DEL AGUA Y EVAPORACIÓN..... | 3 |
| 1.2. EMBALSES DE REGULACIÓN DE RIEGO..... | 4 |
| 1.3. PÉRDIDAS DE AGUA EN BALSAS DE RIEGO | 5 |
| 1.4. ESTRUCTURAS DE SOMBREO PARA REDUCIR LA EVAPORACIÓN | 7 |
| 1.5. INTERÉS DEL ESTUDIO..... | 9 |
| 1.5.1. <i>El déficit hídrico estructural del sureste español.</i> | 9 |
| 1.5.2. <i>Importancia socioeconómica del agua en el sureste.</i> | 9 |
| 1.5.3. <i>Política hidráulica y perspectivas del regadío español.</i> | 10 |
| 1.5.4. <i>Magnitud local y regional del problema.</i> | 11 |
| 1.6. OBJETIVOS DEL ESTUDIO..... | 15 |
| 1.7. ORGANIZACIÓN DE LA TESIS | 16 |
| 2. EVAPORACIÓN DESDE SUPERFICIES DE AGUA LIBRE..... | 21 |
| 2.1 DEFINICIÓN Y DESCRIPCIÓN DEL FENÓMENO..... | 21 |
| 2.2. REVISIÓN CRONOLÓGICA DE LAS TEORÍAS DE EVAPORACIÓN | 22 |
| 2.3. LA CAPA LÍMITE ATMOSFÉRICA..... | 26 |
| 2.3.1. <i>Composición de la atmósfera.</i> | 26 |
| 2.3.2. <i>Estructura de la atmósfera.</i> | 27 |
| 2.3.3. <i>Capa límite atmosférica y subcapa laminar</i> | 27 |
| 2.4 FACTORES QUE AFECTAN A LA EVAPORACIÓN | 29 |
| 2.4.1 <i>La presión de vapor</i> | 29 |
| 2.4.2. <i>La temperatura</i> | 29 |
| 2.4.3. <i>El viento</i> | 30 |
| 2.4.4. <i>La presión atmosférica</i> | 30 |
| 2.4.5. <i>Sales solubles</i> | 30 |
| 2.4.6. <i>Superficie de evaporación.</i> | 30 |
| 2.5. MÉTODOS PARA ESTIMAR LA EVAPORACIÓN SOBRE CUERPOS DE AGUA..... | 31 |
| 2.5.1 <i>Método del balance hídrico</i> | 31 |
| 2.5.2 <i>Método del balance de energía</i> | 32 |
| 2.5.2.1. <i>Relación de Bowen</i> | 33 |
| 2.5.2.2. <i>Correlación por turbulencia (Eddy Correlation)</i> | 34 |
| 2.5.3. <i>Método aerodinámico o de transferencia de masa</i> | 35 |
| 2.5.3.1. <i>Efecto del tamaño del lago.</i> | 38 |
| 2.5.3.2. <i>Analogía con la ley de Ohm</i> | 39 |
| 2.5.4. <i>Métodos combinados</i> | 39 |

| | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 2.5.4.1. <i>Fórmula de Priestley-Taylor</i> | 41 |
| 2.5.5. <i>Estimación de la evaporación en embalses a partir de evaporación en tanques y datos meteorológicos</i> | 42 |
| 2.5.5.1. <i>Observaciones en tanques evaporímetros</i> | 42 |
| 2.5.5.2. <i>Evaporación en tanques y factores meteorológicos</i> | 44 |
| 2.5.5.3. <i>Cálculo de la evaporación a partir del tanque evaporímetro</i> | 45 |
| 2.5.5.4. <i>Efectos de la energía por advección en la evaporación de tanques</i> | 45 |
| 2.6. REDUCCIÓN DE LAS PÉRDIDAS POR EVAPORACIÓN..... | 46 |
| 3. MATERIAL Y MÉTODOS. ESTACIONES EXPERIMENTALES EMPLEADAS EN EL ESTUDIO DE LA REDUCCIÓN DE LA EVAPORACIÓN | 53 |
| 3.1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS | 53 |
| 3.2. ESTACIÓN EXPERIMENTAL TOMAS FERRO (UPCT)..... | 53 |
| 3.2.1. <i>Localización de la estación experimental</i> | 53 |
| 3.2.2. <i>Elementos que Constituyen la Estación Experimental Agroclimática TF</i> | 54 |
| 3.2.2.1. <i>El tanque evaporímetro</i> | 57 |
| 3.2.2.2. <i>Medida de la evaporación de los tanques evaporímetros</i> | 57 |
| 3.2.2.3. <i>Medida de la temperatura del agua del tanque evaporímetro</i> | 57 |
| 3.2.2.4. <i>Medida de las variables climáticas</i> | 58 |
| 3.2.2.5. <i>Sistema de adquisición de datos</i> | 63 |
| 3.2.3. <i>Mantenimiento</i> | 65 |
| 3.2.4. <i>Diseño de un dispositivo electrónico para controlar el llenado de los tanques de evaporación</i> | 65 |
| 3.2.4.1. <i>Diseño del dispositivo de control</i> | 67 |
| 3.3. ESTACIONES AGROCLIMÁTICAS EMPLEADA DEL SIAM | 68 |
| 3.3.1. <i>Localización de las estaciones agroclimáticas</i> | 68 |
| 3.3.2. <i>Elementos que Constituyen las Estaciones Agroclimáticas del SIAM</i> | 68 |
| 3.3.2.1. <i>Medida de la evaporación en cubeta clase A:</i> | 68 |
| 3.3.2.2. <i>Medida de las variables climáticas:</i> | 69 |
| 4. ESTUDIO COMPARATIVO DE FÓRMULAS PARA ESTIMAR LA EVAPORACIÓN A ESCALA MENSUAL..... | 73 |
| 4.1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS | 73 |
| 4.2. DESCRIPCIÓN DE LAS FÓRMULAS COMPARADAS | 74 |
| 4.2.1. <i>Cálculos previos</i> | 74 |
| 4.2.2. <i>Fórmula de Penman</i> | 75 |
| 4.2.3. <i>Fórmula Penman-FAO 77</i> | 76 |
| 4.2.4. <i>Fórmula de Kohler</i> | 76 |
| 4.2.5. <i>Fórmula de Priestley-Taylor</i> | 77 |
| 4.2.6. <i>Fórmula de Makkink</i> | 77 |
| 4.3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN | 77 |
| 4.3.1 <i>Comparación de las fórmulas de Penman, Penman-FAO 77, kohler y Epan</i> | 77 |

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| 4.3.2. Ajuste de la función de viento de la fórmula de Penman | 78 |
| 4.3.2.1. Fórmula Penman-Campillo | 78 |
| 4.3.2.2. Fórmula Penman-Calasparra..... | 81 |
| 4.3.2.3. Comparación de las funciones de viento..... | 83 |
| 4.3.3. Determinación del coeficiente de Priestley-Taylor para el Campo de Cartagena y para Calasparra..... | 85 |
| 4.3.4. Determinación del coeficiente de Makkink para el Campo de Cartagena y para Calasparra | 86 |
| 4.4. CONCLUSIONES | 88 |
| 5. PROPUESTA DE FÓRMULAS EMPÍRICAS DE EVAPORACIÓN DEL TANQUE A ESCALA HORARIA Y DIARIA | 93 |
| 5.1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS | 93 |
| 5.2. ANÁLISIS DE LOS FACTORES CLIMÁTICOS QUE GOBIERNAN EL PROCESO DE EVAPORACIÓN..... | 94 |
| 5.3. DETERMINACIÓN DE LAS FÓRMULAS DE EVAPORACIÓN | 97 |
| 5.3.1. Metodología..... | 97 |
| 5.3.2. Fórmulas obtenidas a escala horaria..... | 99 |
| 5.3.3. Validación de las fórmulas obtenidas a escala horaria..... | 101 |
| 5.3.4. Fórmulas obtenidas a escala diaria..... | 103 |
| 5.3.5. Validación de las fórmulas obtenidas a escala diaria | 105 |
| 5.3.6. Comparación con las fórmulas obtenidas para lagos y grandes embalses | 107 |
| 5.4. CONCLUSIONES | 109 |
| 6. MODELIZACIÓN DEL COMPORTAMIENTO DEL TANQUE EVAPORÍMETRO CLASE A FRENTE A LAS CONDICIONES AMBIENTALES | 113 |
| 6.1. INTRODUCCIÓN | 113 |
| 6.2. DESCRIPCIÓN DEL MODELO MULTICAPA | 114 |
| 6.2.1. Determinación de la radiación absorbida de onda corta S_{ab} | 115 |
| 6.2.2. Determinación del calor intercambiado en el seno del agua G_w | 116 |
| 6.2.3. Determinación del calor sensible intercambiado con la atmósfera H_s | 117 |
| 6.2.4. Determinación del calor latente intercambiado con la atmósfera λE | 118 |
| 6.2.5. Determinación de la radiación neta de onda larga L_n | 118 |
| 6.2.6. Variación del calor almacenado en el cuerpo de agua ΔQ_w | 119 |
| 6.3. DESCRIPCIÓN DEL MODELO SIMPLIFICADO | 119 |
| 6.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN | 120 |
| 6.4.1. Evolución de los factores climáticos..... | 120 |
| 6.4.2. Modelo multicapa | 121 |
| 6.4.3. Modelo simplificado..... | 125 |
| 6.4.3.1. Modelización de la temperatura del agua del tanque evaporímetro..... | 125 |
| 6.4.3.2. Influencia de la temperatura modelizada sobre el cálculo de la evaporación..... | 126 |
| 6.4.3.3. Comportamiento del tanque evaporímetro frente a las condiciones climáticas | 127 |
| 6.5. CONCLUSIONES | 128 |

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| 7. MODELIZACIÓN DEL COMPORTAMIENTO DE EMBALSES DE RIEGO FRENTE A LAS CONDICIONES AMBIENTALES..... | 133 |
| 7.1. INTRODUCCIÓN | 133 |
| 7.2. DESCRIPCIÓN DEL MODELO MULTICAPA | 138 |
| 7.3. DESCRIPCIÓN DEL MODELO SIMPLIFICADO PARA EMBALSES | 141 |
| 7.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN..... | 143 |
| 7.4.1. Comportamiento de los embalses de riego a lo largo del día..... | 143 |
| 7.4.1.1. Evolución de la temperatura del agua a escala horaria..... | 144 |
| 7.4.1.2. Evolución de la evaporación a escala horaria | 145 |
| 7.4.1.3. Comportamiento de los embalses a escala horaria frente a las condiciones climáticas ... | 146 |
| 7.4.2. Comportamiento de los embalses de riego a lo largo del año..... | 150 |
| 7.4.2.1. Análisis de la variación de la temperatura del agua del embalse | 151 |
| 7.4.2.2. Análisis de la variación de la evaporación del agua del embalse | 153 |
| 7.4.2.3. Determinación de los coeficientes del tanque mensuales y anuales en embalses de riego | 156 |
| 7.4. CONCLUSIONES | 161 |
| 8. EVALUACIÓN DEL EFECTO DE LAS MALLAS DE SOMBREO SOBRE EMBALSES DE RIEGO..... | 165 |
| 8.1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS | 165 |
| 8.2. MATERIAL Y MÉTODOS | 166 |
| 8.2.1 Estación experimental agroclimática. Mallas empleadas | 166 |
| 8.3. RESULTADOS | 167 |
| 8.3.1 Materiales ensayados..... | 167 |
| 8.3.2 Caracterización de los materiales ensayados..... | 167 |
| 8.3.2.1 Características ópticas | 167 |
| 8.3.2.2. Reducción de la velocidad del viento..... | 168 |
| 8.3.3. Modificaciones microclimáticas | 169 |
| 8.3.3.1 Evolución de la temperatura del aire..... | 169 |
| 8.3.3.2 Evolución de la temperatura del agua..... | 170 |
| 8.3.3.3. Evolución de los gradientes de presiones de vapor | 172 |
| 8.3.3.4 Modificaciones inducidas en la evaporación..... | 173 |
| 8.3.3.5 Coeficientes diarios de reducción de la evaporación | 176 |
| 8.4. CONCLUSIONES | 176 |
| CONCLUSIONES GENERALES..... | 181 |
| REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 187 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <i>Figura 1.1.</i> Ciclo hidrológico | 3 |
| <i>Figura 1.2.</i> Balsa, embalse o pantano de riego | 5 |
| <i>Figura 1.3.</i> Cobertura de sombreo (Cieza) | 8 |
| <i>Figura 1.4.</i> Ejecución de una estructura de sombreo con columnas de apoyo (Cartagena)..... | 8 |
| <i>Figura 1.5.</i> Zona regable de la CRCC y estaciones meteorológicas consideradas | 12 |
| <i>Figura 1.6.</i> Distribución de las balsas de riego de la CRCC según tamaño..... | 12 |
| <i>Figura 1.7.</i> Distribución de las balsas de riego de la CRCC según tamaño..... | 13 |
| <i>Figura 1.8.</i> Balsas de la CRCC y cobertura de evaporación tanque clase A | 13 |
| <i>Figura 1.9.</i> Superficie regable en España | 15 |
| <i>Figura 2.1.</i> Estructura térmica vertical media de la atmósfera | 27 |
| <i>Figura 2.2.</i> Estructura de la capa límite planetaria | 29 |
| <i>Figura 2.3.</i> Relación entre la evaporación y la altura | 30 |
| <i>Figura 3.1.</i> Localización de la Estación Experimental Agroclimática TF | 54 |
| <i>Figura 3.2.</i> Disposición de los sensores sobre el tanque evaporímetro | 54 |
| <i>Figura 3.3.</i> Estación Experimental Agroclimática ubicada en la ESEA de la UPCT | 55 |
| <i>Figura 3.4.</i> Elementos ubicados en el interior del armario | 55 |
| <i>Figura 3.5.</i> Detalle del ventilador | 56 |
| <i>Figura 3.6.</i> Detalle de la placa antivibraciones..... | 56 |
| <i>Figura 3.7.</i> Detalle del aislamiento del tanque | 57 |
| <i>Figura 3.8.</i> Detalle de los vasos auxiliares comunicados con los tanques y las balanzas | 57 |
| <i>Figura 3.9.</i> Sondas RTD Pt100 de 15 y 30 cm., en el tanque evaporímetro | 58 |
| <i>Figura 3.10.</i> Placa de características del transmisor | 58 |
| <i>Figura 3.11.</i> HMP45A colocado a 2m de altura y a 15 cm sobre el agua del tanque | 59 |
| <i>Figura 3.12.</i> Disposición de los SP1110 a dos metros de altura..... | 60 |
| <i>Figura 3.13.</i> Disposición del SP1110 debajo de la malla | 60 |
| <i>Figura 3.14.</i> Típica respuesta espectral del SP1110 | 61 |
| <i>Figura 3.15.</i> Montaje de sensor NR-LITE sobre el tanque | 61 |
| <i>Figura 3.16.</i> Detalle del anemómetro de cazoletas..... | 62 |
| <i>Figura 3.17.</i> Evolución de la tasa de evaporación a escala horaria de un tanque evaporímetro ubicado en la Finca Tomas Ferro de la UPCT (14-5-03)..... | 66 |
| <i>Figura 3.18.</i> Esquema de montaje para la automatización del llenado de tanques evaporímetros al tener conectado en serie un interruptor horario | 67 |
| <i>Figura 3.19.</i> Detalles de elementos y montajes | 68 |
| <i>Figura 4.1.</i> Evolución de la evaporación calculada por las fórmulas de Penman, Penman FAO 77, Kohler y la registrada en el tanque evaporímetro clase A en el Campo de Cartagena. (Estación del Campillo, media años 1999 a 2002) | 78 |
| <i>Figura 4.2.</i> Determinación de la función de viento de la ecuación de Penman para los años 1999 y 2000 en el Campo de Cartagena (Estación del Campillo)..... | 79 |
| <i>Figura 4.3.</i> Validación de la fórmula Penman-Campillo para determinar la evaporación del tanque evaporímetro clase A en el Campillo y comparación con el modelo original de Penman..... | 79 |

| | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figura 4.4. Evolución de E_{pan} y de los componentes de radiación y aerodinámico de las fórmulas de Penman y Penman-Campillo | 80 |
| Figura 4.5. Determinación de la función de viento de la ecuación de Penman para los años 1999 y 2000 en Calasparra | 81 |
| Figura 4.6. Validación de la fórmula Penman modificada para determinar la evaporación del tanque evaporímetro clase A en Calasparra y comparación con el modelo original de Penman | 82 |
| Figura 4.7. Evolución E_{pan} y de los componentes de radiación y aerodinámico de las fórmulas de Penman y Penman-Calasparra | 83 |
| Figura 4.8. Comparación de las funciones de viento de las fórmulas de Penman, Penman-Campillo, Penman-Calasparra, Kohler y Penman-FAO 77..... | 84 |
| Figura 4.9. Determinación de α_{pt} para el Campo de Cartagena (estación El Campillo) y para Calasparra..... | 85 |
| Figura 4.10. Validación de los coeficientes de Priestley-Taylor obtenidos para determinar la evaporación del tanque evaporímetro clase A en El Campillo y en Calasparra..... | 86 |
| Figura 4.11. Determinación de α_{Mak} para el Campo de Cartagena (estación El Campillo) y para Calasparra | 87 |
| Figura 4.12. Validación de los coeficientes de Priestley-Taylor obtenidos para determinar la evaporación del tanque evaporímetro Clase A en El Campillo y en Calasparra | 87 |
| Figura 5.1. Comparación de la evolución de distintos factores climáticos y E_{pan} a lo largo del día | 96 |
| Figura 5.2. Validación de las fórmulas presentados en la Tabla 5.1 | 102 |
| Figura 5.3. Validación de las fórmulas presentados en la Tabla 5.2 | 103 |
| Figura 5.4. Comparación de las funciones de viento a escala horaria y diaria | 105 |
| Figura 5.5. Validación de las fórmulas presentados en la Tabla 5.3 | 106 |
| Figura 5.6. Validación de la fórmula (5.18) | 107 |
| Figura 6.1. Esquema con todos los términos de energía que intervienen en el balance del tanque evaporímetro. a) durante el día y b) durante la noche | 114 |
| Figura 6.2. Balance de energía en un tanque evaporímetro clase A isotermo | 119 |
| Figura 6.3. Valores horarios de temperatura del agua superficial del tanque T_s , del fondo T_f y el aire T_a , registrados los días: a) 1-5-03, b) 4-8-02, c) 17-10-02, d) 7-1-03 | 121 |
| Figura 6.4. Evolución de las temperaturas modelizadas en el tanque evaporímetro (1-5-2003) | 123 |
| Figura 6.5. Correlación entre la T^a superficial registrada y la modelizada en el tanque (1-5-2003)..... | 123 |
| Figura 6.6. Temperatura registrada en cada capa y correlación entre la T^a superficial registrada y la modelizada en el tanque en los cuatro días estudiados..... | 124 |
| Figura 6.7. Evolución horaria de la temperatura del agua del tanque modelizada y registrada los días: a) 1-5-03, b) 4-8-02, c) 17-10-02, d) 7-1-03 | 125 |
| Figura 6.8. Evolución horaria de la evaporación del agua del tanque modelizada y registrada los días: a) 1-5-03, b) 4-8-02, c) 17-10-02, d) 7-1-03 | 126 |
| Figura 6.9. Valores horarios de los términos que intervienen en el balance de energía, registrados los días: a) 1-5-03, b) 4-8-02, c) 17-10-02, d) 7-1-03 | 127 |
| Figura 7.1. Estratificación en lagos profundos durante el verano (summer stratification) | 134 |
| Figura 7.2. Desaparición de la estratificación del lago durante el otoño (Fall overturn)..... | 135 |
| Figura 7.3. Estratificación inversa en lagos profundos con cubierta de hielo durante el invierno (Winter stagnation) | 135 |
| Figura 7.4. Perfil térmico en lagos profundos con cubierta de hielo durante el invierno (Winter stagnation) | 136 |
| Figura 7.5. Perfil térmico en lagos profundos al comienzo de la primavera (Spring overturn)..... | 136 |

| | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figura 7.6. Perfil térmico en lagos profundos avanzada la primavera (Spring heating)..... | 137 |
| Figura 7.7. Esquema con todos los términos de energía que intervienen en el balance de un embalse de riego. a) durante el día y b) durante la noche | 139 |
| Figura 7.8. Esquema con todos los términos de energía que intervienen en el balance de un embalse de riego con comportamiento isotermo | 143 |
| Figura 7.9. Evolución horaria de la temperatura del agua modelizada con diferentes profundidades (0,25; 1; 5; 10 y 25 m) los días: a) 1-5-03, b) 4-8-02, c) 17-10-02, d) 7-1-03. Se ha empleado el modelo horario simplificado desarrollado para el tanque evaporímetro clase A | 144 |
| Figura 7.10. Evolución horaria de la temperatura del agua modelizada con diferentes profundidades (5; 10 y 25 m) los días: a) 1-5-03, b) 4-8-02, c) 17-10-02, d) 7-1-03. Se ha empleado el modelo horario simplificado desarrollado para el tanque evaporímetro clase A | 145 |
| Figura 7.11. Evolución horaria de la evaporación modelizada con diferentes profundidades (0,25; 1; 5; 10 y 25 m) los días: a) 1-5-03, b) 4-8-02, c) 17-10-02, d) 7-1-03. Se ha empleado el modelo horario simplificado desarrollado para el tanque evaporímetro clase A | 146 |
| Figura 7.12. Valores horarios de los términos que intervienen en el balance de energía, considerando las condiciones climáticas del día 1-5-03 y las siguientes profundidades: a) 1 m b) 5 m, c) 10 m, d) 25 m. | 147 |
| Figura 7.13. Valores horarios de los términos que intervienen en el balance de energía, considerando las condiciones climáticas del día 2-8-02 y las siguientes profundidades: a) 1 m b) 5 m, c) 10 m, d) 25 m. | 147 |
| Figura 7.14. Valores horarios de los términos que intervienen en el balance de energía, considerando las condiciones climáticas del día 17-10-02 y las siguientes profundidades: a) 1 m b) 5 m, c) 10 m, d) 25 m | 148 |
| Figura 7.15. Valores horarios de los términos que intervienen en el balance de energía, considerando las condiciones climáticas del día 7-1-03 y las siguientes profundidades: a) 1 m b) 5 m, c) 10 m, d) 25 m. | 148 |
| Figura 7.16. Comparación de la temperatura del agua T_w obtenida con el modelo simplificado considerando 4 profundidades diferentes (1 m, 5 m, 10 m, 25 m) y la misma superficie. Las superficies consideradas para cada figura son las siguientes: a) 2500 m ² b) 5000 m ² , c) 10000 m ² , d) 25000 m ² ... | 151 |
| Figura 7.17. Evolución de la radiación solar S_t , y de la temperatura del agua T_{w*} , para un embalse de 10000 m ² y 25 m de profundidad | 152 |
| Figura 7.18. Comparación de la temperatura del agua T_w obtenida con el modelo simplificado considerando 4 superficies diferentes (2500 m ² , 5000 m ² , 10000 m ² , 25000 m ²) y la misma profundidad. Las profundidades consideradas para cada figura son las siguientes: a) 1 m b) 5 m, c) 10 m, d) 25 m . | 152 |
| Figura 7.19. Comparación de la evaporación obtenida con el modelo simplificado E_{res} considerando 4 profundidades diferentes (1 m, 5 m, 10 m, 25 m) y E_{pan} para la misma superficie. Las superficies consideradas para cada figura son las siguientes: a) 2500 m ² b) 5000 m ² , c) 10000 m ² , d) 25000 m ² ... | 153 |
| Figura 7.20. Evolución de la radiación solar S_t , E_{pan} y la evaporación de un embalse de 10000 m ² y 10 m de profundidad | 154 |
| Figura 7.21. Validación del modelo simplificado diario. Se compara los valores registrados en el tanque con los resultados obtenidos del modelo considerando las condiciones climáticas del año 2002 en El Campillo y las características geométricas del tanque (superficie y profundidad) | 155 |
| Figura 7.22. Comparación de la evaporación obtenida con el modelo diario simplificado E_{res} considerando 4 profundidades diferentes (1 m, 5 m, 10 m, 25 m) y los valores obtenidos mediante la fórmula de Penman E_o para la misma superficie. Las superficies consideradas para cada figura son las siguientes: a) 2500 m ² b) 5000 m ² , c) 10000 m ² , d) 25000 m ² | 156 |
| Figura 7.23. Evolución de los coeficientes del tanque K_{pan} , obtenidos por comparación de los valores registrados en el tanque y los valores de evaporación obtenidos del modelo simplificado diario E_{res} considerando 4 profundidades diferentes (1 m, 5 m, 10 m, 25 m) para la misma superficie. Las superficies consideradas para cada figura son las siguientes: a) 2500 m ² b) 5000 m ² , c) 10000 m ² , d) 25000 m ² ... | 157 |
| Figura 8.1. Estación experimental para la evaluación de la reducción de la evaporación | 166 |
| Figura 8.2. Relación entre la velocidad del viento a 2 m y 15 cm sobre la superficie del agua con malla de rafia de polietileno negra y sin malla..... | 169 |

xviii ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figura 8.3. Evolución de la temperatura del aire registrada a 15 y 200 cm (14-5-03) | 169 |
| Figura 8.4. Evolución de la temperatura del aire registrada a 15 y 200 cm, con malla de rafia de polietileno negra y sin malla..... | 170 |
| Figura 8.5. Evolución de la temperatura del agua registrada en la superficie del tanque evaporímetro T_s y a 24 cm de profundidad T_f , sin malla (14-5-03)..... | 171 |
| Figura 8.6. Evolución de la temperatura del agua registrada en la superficie del tanque evaporímetro T_s y a 24 cm de profundidad T_f , cubierto con malla de rafia de polietileno negra | 171 |
| Figura 8.7. Evolución horaria del gradiente de presión de vapor ($e_s - e_{ls}$) con malla de rafia de polietileno negra y sin malla..... | 172 |
| Figura 8.8. Evolución horaria de E_{pan} con malla de rafia de polietileno negra (27-5-03)..... | 173 |
| Figura 8.9. Evolución horaria de E_{pan} con y sin malla de rafia de polietileno negra | 173 |
| Figura 8.10. Comparación de la evolución horaria de E_{pan} con las diferentes mallas de sombreo | 174 |
| Figura 8.11. Comparación de la evolución horaria de E_{pan} con mallas blancas y negras | 175 |

ÍNDICE DE TABLAS

| | |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Tabla 2.1. Composición del aire seco en volumen..... | 26 |
| Tabla 3.1. Características de la sonda Vaisala HMP45A..... | 59 |
| Tabla 3.2. Características del sensor de radiación SKYE SP1110..... | 60 |
| Tabla 3.3. Características del NR-LITE de Kipp & Zonen..... | 61 |
| Tabla 3.4. Características del anemómetro de cazoletas A100R..... | 62 |
| Tabla 3.5. Características del anemómetro de hilo caliente | 63 |
| Tabla 3.6. Asignación de canales analógicos..... | 64 |
| Tabla 3.7. Asignación de canales digitales | 64 |
| Tabla 3.8. Características de la anemovela RM YOUNG 05103 aportadas por el SIAM..... | 70 |
| Tabla 5.1. Fórmulas de evaporación a escala horaria del tanque evaporímetro clase A para el Campo de Cartagena considerando 5 días al azar del mes de agosto del 2002..... | 100 |
| Tabla 5.2. Fórmulas de evaporación obtenidas a escala horaria para el tanque evaporímetro clase A en el Campo de Cartagena, considerando 10 días correspondientes a las cuatro estaciones a lo largo de los años 2002 y 2003 en los que varían totalmente las condiciones de nubosidad, velocidad del viento, temperatura del aire y del agua, etc. | 104 |
| Tabla 5.3. Fórmulas de evaporación obtenidas a escala diaria para el tanque evaporímetro clase A en el Campo de Cartagena, considerando 20 días correspondientes a las cuatro estaciones a lo largo de los años 2002 y 2003 en los que varían totalmente las condiciones de nubosidad, velocidad del viento, temperatura del aire y del agua, etc | 104 |
| Tabla 7.1. Valores mensuales de los coeficientes del tanque clase A para embalses..... | 159 |
| Tabla 7.2. Valores mensuales y anuales de los coeficiente del tanque clase A “ K_{pen} ” | 160 |

LISTA DE SÍMBOLOS

| Símbolos latinos | Descripción | Unidad |
|------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------|
| A | Área de la superficie | m^2 |
| Ab | Radiación absorbida por la malla | % |
| c_w | Capacidad calorífica volumétrica del agua | $\text{J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$ |
| C | Coeficiente | - |
| C_F | Coeficiente de forma | - |
| C_p | Calor específico del aire | $\text{J}\cdot\text{Kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ |
| $C_z(z)$ | <i>Drag coefficient</i> para superficies de agua abierta | - |
| d | Número del día considerado | - |
| D | Número estandar de días del año | - |
| e | Presión de vapor actual | kPa |
| e^* | Presión de vapor saturado | kPa |
| e_a | Presión de vapor del aire a la altura de referencia | kPa |
| e_{a*} | Presión de vapor de saturación a la temperatura del aire | kPa |
| e_s | Presión de vapor de saturación a la temperatura de la superficie del agua | kPa |
| E | Evaporación | $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}; \text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ |
| E_a | Término advectivo de la fórmula de Penman | $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}; \text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ |
| E_0 | Evaporación en lámina libre | $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}; \text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ |
| E_{pan} | Evaporación en el tanque evaporímetro clase A | $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}; \text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ |
| E_r | Término de radiación de la fórmula de Penman | $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}; \text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ |
| E_{res} | Evaporación del embalse | $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}; \text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ |
| $f(u)$ | Función de viento | $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ |
| F | Coeficiente de superficie | - |
| g | Aceleración gravitatoria ($= 9.81$) | $\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$ |
| G_w | Calor intercambiado por el agua | $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ |
| h | Humedad relativa en fracción decimal | - |
| h_c | Coeficiente de difusividad térmica del aire | $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ |
| h_v | Conductancia aerodinámica | $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ |
| H_s | Calor sensible intercambiado con la atmósfera | $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ |
| I | Infiltración desde o al embalse | $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ |
| k^* | Función empírica | - |
| k_c | Parámetro que depende de las condiciones del lugar donde se emplezan los aparatos de medida ($= 0.5$) | - |
| K_{cd} | Conductividad del agua ($= 0.586$ a 20°C y 0.553 a 0°C) | $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot{}^\circ\text{K}^{-1}$ |
| K_{pan} | Coeficientes de tanque aplicando el modelo simplificado | - |
| $K_w(z)$ | Difusividad efectiva | - |
| L_i | Radiación de onda larga que llega de la atmósfera al tanque | $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ |
| L_n | Radiación neta de onda larga ($= 3$ a $100 \mu\text{m}$) | $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ |
| L_o | Radiación que emite el tanque a la atmósfera | $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ |
| n | Número de la capa | - |
| n_s | Número de horas de sol | - |
| N | Coeficiente de transferencia de masa | - |
| N_d | Duración teórica del día | - |
| P | Precipitación directa sobre el embalse | $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ |
| P_b | Presión barométrica | kPa |
| P_v | Fracción de tiempo de viento turbulento | S; h |
| q' | Concentración de vapor de agua | $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ |
| q_v | Humedad específica | $\text{kg}_{\text{agua}}\cdot\text{Kg}_{\text{aire húmedo}}^{-1}$ |
| Q_1 | Caudal de entrada en el embalse | $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ |
| Q_2 | Caudal de salida en el embalse | $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ |
| r^2 | Coeficiente de determinación | - |
| r_v | Resistencia aerodinámica | $\text{M}\cdot\text{s}^{-1}$ |
| R_e | Radiación de onda larga emitida por todos los cuerpos | $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ |
| R_iw | Número de Richardson del agua | - |
| R_m | Radiación reflejada por la malla | % |
| R_n | Radiación neta | $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ |

| Símbolos latinos | Descripción | Unidad |
|------------------|------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------|
| R_r | Radiación reflejada en el tanque evaporímetro | $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ |
| $R\%$ | Coeficiente reductor de la malla | % |
| S_{ab} | Radiación de onda corta absorbida | $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ |
| S_n | Radiación neta de onda corta ($= 0,3$ a $3 \mu\text{m}$) | $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ |
| S_r | Radiación solar total reflejada de onda corta | $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ |
| S_t | Radiación solar total incidente de onda corta | $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}^{-1}$ |
| T | Temperatura absoluta de la superficie | K |
| T' | Fluctuación de la temperatura | $^{\circ}\text{C}$ |
| T_a | Temperatura del aire | $^{\circ}\text{C}$ |
| T_d | Temperatura media del punto de rocío | $^{\circ}\text{C}$ |
| T_f | Temperatura en el fondo del agua | $^{\circ}\text{C}$ |
| T_m | Radiación transmitida por la malla | % |
| T_M | Temperatura media mensual de las máximas diarias | $^{\circ}\text{C}$ |
| T_r | Temperatura media del punto de rocío | $^{\circ}\text{C}$ |
| T_s | Temperatura superficial del agua | $^{\circ}\text{C}$ |
| T_w | Temperatura del cuerpo de agua | $^{\circ}\text{C}$ |
| u | Velocidad del viento | $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ |
| u_{FS} | Ajuste de velocidad de escala completa | $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ |
| V_0 | Voltaje o corriente de salida de flujo cero | V |
| V_{FS} | Salida de voltaje o corriente de escala completa | V |
| V_{out} | Señal de voltaje o corriente de salida medida | V |
| w' | Fluctuación de velocidad vertical del viento | Hz |
| w^* | Velocidad de fricción en la superficie del agua | $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ |
| z | Profundidad de la estratificación | m |
| z_w | Altura sobre la superficie | m |

| Símbolos griegos | Descripción | Unidad |
|-------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------|
| α | Albedo | - |
| α_{Mak} | coeficiente de Makkink | - |
| α_{pt} | Coeficiente de Priestley-Taylor | - |
| α_{st} | Coeficiente de reflexión del acero inoxidable | - |
| α_w | Coeficiente de expansión para el agua | - |
| β | Relación de Bowen | - |
| β_s | Cantidad de radiación de onda corta inmediatamente absorbida en la primera capa ($= 0,45$) | % |
| $\cos\theta$ | Factor de corrección para la trayectoria actual | - |
| γ | Constante psicométrica | $\text{kPa}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$ |
| δ | Profundidad o espesor de la capa | m |
| Δ | Pendiente de la curva de presión de saturación de vapor | $\text{kPa}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$ |
| ΔS | Cambio en el agua almacenada en el embalse en el intervalo de tiempo t | $\text{m}^{-3}\cdot\text{s}^{-1}$ |
| ΔT | Variación de la temperatura | $^{\circ}\text{C}$ |
| $\Delta T_w/\Delta z_w$ | Variación de la temperatura entre las capas de agua con relación a la profundidad | $^{\circ}\text{C}$ |
| ΔQ_w | Variación de calor almacenado en el agua | $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ |
| ε | Coeficiente de extinción de la radiación solar | m^{-1} |
| ε_n | Emisividad de la superficie del cuerpo negro ($= 1$) | - |
| ε_w | Emisividad de superficies de agua ($\approx 0,97$) | - |
| λ | Calor latente de vaporización | $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ |
| ρ | Albedo de onda larga ($= 0,03$) | - |
| ρ_a | Densidad del aire | $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ |
| ρ_w | Densidad del agua | $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ |
| σ | Constante de Stefan-Boltzmann ($= 5,67 \cdot 10^{-8}$) | $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$ |
| σ_i | Constante ($= 0,05$) | - |
| θ | Ángulo cenital del sol | rad |
| ψ | Coeficiente que depende de la velocidad del viento | - |

| Acrónimos | Descripción | Unidad |
|------------------|---------------------------------------------------------------------|-----------------------|
| <i>CRCC</i> | Comunidad de Regantes del Campo de Cartagena | - |
| <i>DYRESM</i> | Dynamic Reservoir Simulation Model | - |
| <i>DPV</i> | Déficit de presión de vapor del aire | kPa |
| <i>ESD</i> | Escoorrentía superficial directa alrededor del contorno del embalse | $m^{-3} \cdot s^{-1}$ |
| <i>ESEA</i> | Estación Experimental Agroalimentaria | - |
| <i>HR</i> | Humedad relativa | % |
| <i>ET</i> | Evapotranspiración | $mm \cdot d^{-1}$ |
| <i>OMM</i> | Organización Meteorológica Mundial | - |
| <i>PAR</i> | Photosynthetically Active Radiation | $W \cdot m^{-2}$ |
| <i>PE</i> | Polietileno | - |
| <i>PNR</i> | Plan Nacional de Regadío | - |
| <i>SIAM</i> | Servicio de Información Agraria de Murcia | - |
| <i>SIG</i> | Sistemas de Información Geográfica | - |
| <i>UPCT</i> | Universidad Politécnica de Cartagena | - |
| <i>USA</i> | United States of America | - |
| <i>UV</i> | Ultravioleta | - |

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1. CICLO DEL AGUA Y EVAPORACIÓN

El **ciclo del agua** (Perrault, 1674) es el fundamento de la hidrología. Se define como el proceso que sigue el agua en su distribución espacial y temporal en la tierra y en la atmósfera.

Según se expresa de forma simplificada en la *Figura 1.1*, el agua que se encuentra sobre la superficie terrestre se evapora bajo el efecto de la radiación solar y del viento. El vapor de agua se eleva y se transporta por la atmósfera. Durante su desplazamiento una parte se condensa y precipita sobre la superficie de la tierra en forma de lluvia o nieve. El agua precipitada sobre los continentes puede volver a evaporarse, ser interceptada o caer directamente sobre el suelo, para fluir posteriormente hasta las corrientes superficiales o infiltrarse. El agua interceptada y una parte de la infiltrada y de la que transcurre por la superficie se evapora nuevamente. De la precipitación que llega a los cauces, una parte se infiltra y otra llega hasta los océanos. Del agua infiltrada una parte es absorbida por las plantas y posteriormente es transpirada hacia la atmósfera, mientras que otra parte fluye bajo la superficie de la tierra hacia las corrientes, el mar u otros cuerpos de agua, o bien hacia zonas profundas del suelo, para ser almacenada como agua subterránea y después aflorar en manantiales, ríos o el mar.

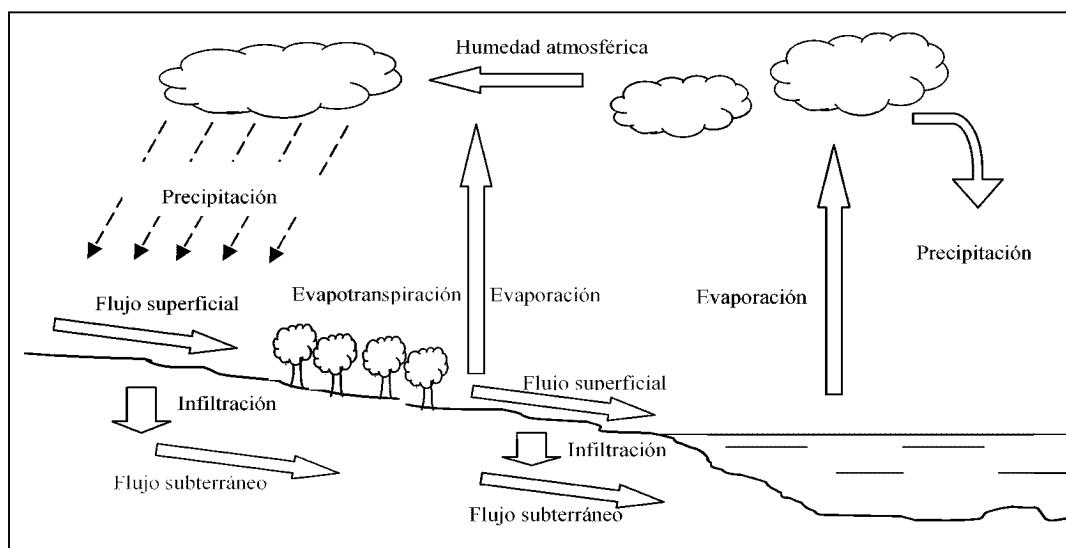


Figura 1.1. Ciclo hidrológico

4 INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

La **evaporación** es el proceso por el cual el agua pasa del estado líquido al estado gaseoso y se transfiere a la atmósfera. Se trata de un fenómeno importante tanto en la ingeniería hidrológica como en la agronómica.

1.2. EMBALSES DE REGULACIÓN DE RIEGO

Los sistemas de distribución de agua se componen básicamente de conducciones para el transporte y embalses de regulación. Las conducciones permiten situar el recurso en el lugar de consumo con los requisitos de caudal y presión exigidos por la demanda. Los **embalses de regulación** amortiguan el desfase temporal que se produce entre la disponibilidad de los recursos y la demanda, situación que se presenta muy a menudo en la producción agrícola. La escala temporal de esta regulación varía notablemente en función de los fines perseguidos, pudiendo abarcar desde un año, para el caso de la regulación de cauces naturales, hasta unas pocas horas, cuando se pretende regular a lo largo del día el agua captada mediante pozos que sólo trabajan en horas de tarifa eléctrica reducida.

Uno de los principales objetivos de la gestión hidráulica es realizar correctamente esta regulación. Para ello suele ser necesario disponer de depósitos de almacenamiento, cuyo **tamaño** generalmente está relacionado con la escala temporal de la regulación que se pretende realizar. La regulación de grandes cuencas hidrográficas, de carácter interanual, está asociada a la construcción de grandes presas (de decenas a cientos de Hm^3). La regulación de zonas regables importantes, de carácter estacional, está relacionada con embalses de cierta entidad (hasta varios Hm^3). Finalmente, para la regulación a nivel de sector de riego o parcela, de carácter diario o semanal, será suficiente con embalses de tamaño más pequeño (miles de m^3).

Actualmente la ingeniería ofrece diferentes soluciones técnicas para el almacenamiento de agua. Cuando los volúmenes a almacenar se encuentran entre unos pocos miles y un millón de m^3 , como es habitual en el riego agrícola o en el suministro a poblaciones rurales, los embalses de poca profundidad construidos con taludes en tierra e impermeabilizados mediante geomembranas, popularmente conocidos como **balsas, embalses o pantanos de riego** (*Figura 1.2*) ofrecen notables ventajas frente a otras soluciones como las obras de hormigón, de fábrica o de mampostería. Estás ventajas son de tres tipos:

- Económicas. El uso de materiales de **bajo coste**, la rápida construcción y el reducido mantenimiento repercuten favorablemente en el coste final de la obra, así como en el coste final de las producciones o servicios asociados al embalse.
- Técnicas. Su construcción es rápida y de gran **simplicidad tecnológica**. Además, presentan una gran adaptación a cualquier morfología del lugar de emplazamiento, permitiendo localizar el embalse cerca de la zona de suministro y conseguir una reducción adicional en el coste de las conducciones.
- Administrativas. Requieren estudios técnicos sencillos y escaso número de **requisitos legales** y autorizaciones.



Figura 1.2. Balsa de riego

Estas circunstancias han hecho que las balsas de tierra impermeabilizadas con geomembranas se encuentren al alcance técnico y económico de la **iniciativa privada**, como son los pequeños grupos de agricultores y las empresas agrarias, por lo que han proliferado de forma extraordinaria durante los últimos años, convirtiéndose en la construcción agraria más característica del sureste español.

1.3. PÉRDIDAS DE AGUA EN BALSAS DE RIEGO

En las balsas de regulación pueden ocaſionarse grandes pérdidas de agua por dos motivos: (i) filtraciones a través de la plataforma y los taludes que definen el vaso y (ii) **evaporación a la atmósfera**. El problema de la impermeabilización del vaso en los

6 INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

embalses de riego ha sido ampliamente estudiado, existiendo numerosas técnicas mediante el uso de materiales naturales (arcillas) o geomembranas sintéticas (policloruros, polietilenos,...) que permiten garantizar la impermeabilidad del embalse. Por el contrario, apenas existen estudios sobre las posibles técnicas para minimizar las pérdidas por evaporación y los niveles de eficiencia que se pueden alcanzar (Martínez et al. 2003).

En el diseño de embalses siempre se ha tenido en cuenta la evaporación desde su superficie libre a la hora de realizar el balance hídrico, mediante el cual se determina cual debe ser su capacidad idónea. Esta evaporación se considera como una pérdida de agua cuya magnitud y distribución temporal se estima asimilándola a la registrada en los **tanques evaporímetros** de las estaciones meteorológicas más cercanas. Se tiene en cuenta mediante el empleo de coeficientes reductores con valores comprendidos entre 0,6 y 0,8.

La importancia de las pérdidas por evaporación es relativa en función de las características del embalse y de su funcionamiento. Para el caso de **balsas de riego impermeabilizadas**, características por su escasa profundidad y su función de reserva, estas pérdidas pueden llegar a suponer un porcentaje importante sobre el volumen que regulan y hacer que la eficiencia de distribución sea muy baja. Por esta circunstancia, a pesar de los importantes esfuerzos técnicos y económicos que se están realizando para mejorar la eficiencia de aplicación del agua en parcela, las eficiencias globales del sistema son bajas. En este sentido Bengoechea et. al. (1991) estiman que el porcentaje de pérdidas por evaporación en balsas de riego en el Campo de Dalías (Almería), **supone un 17% del total de pérdidas** de agua en la actividad agrícola.

En 1999 el Instituto del Agua de la Universidad de Granada redacta el Plan para la reducción de pérdidas por evaporación en balsas de riego, en el que se analizan otros efectos negativos de la evaporación en embalses, además de la pérdida de agua que supone, entre los que destacan:

- La disminución de la calidad del agua embalsada .
- La disminución de los rendimientos que se producen en los cultivos debido al aumento de salinidad del agua embalsada.
- Obstrucciones a los sistemas de riego por goteo.
- Riesgos de corrosión en elementos metálicos de los sistemas de riego.

1.4. ESTRUCTURAS DE SOMBREO PARA REDUCIR LA EVAPORACIÓN

El elevado valor del agua en el sureste español y su papel como principal factor limitante de la producción agrícola ha motivado la instalación, por parte de la iniciativa privada, de estructuras de sombreo para disminuir la evaporación en varios embalses de riego de Almería y Murcia (*Figuras 1.3 y 1.4*), sin que se tenga referencia alguna sobre la eficiencia conseguida con esta técnica o la viabilidad económica de estas inversiones.

Estas experiencias están constatando que el sombreado de embalses, además de limitar las pérdidas por evaporación, también genera una serie de beneficios añadidos como son la reducción de la proliferación de algas en los embalses (con el consiguiente ahorro en los procesos de filtrado de los sistemas de riego) y la eliminación casi total de los cuerpos extraños que alcanzan el mismo (evitando así los problemas de atascos en las tomas).

Paralelamente, se han encontrado una serie de dificultades añadidas para la aplicación de esta técnica, como son los efectos del viento sobre las estructuras de sombreo, el costo de las mismas y las limitaciones dimensionales de las estructuras actualmente empleadas. Con el fin de evitar los efectos perjudiciales del viento, las estructuras diseñadas son muy ligeras y permeables al viento. El sistema consiste en la creación de una **retícula cuadrangular** sobre el embalse, de 0,5 m de lado, mediante el empleo de cables de acero o cordeles de nylon anclados en muros perimetrales o estacas de acero hincadas sobre el talud. Sobre esta retícula se fija una malla que debe ser ligera y permeable al viento y a la lluvia, con el fin de que los momentos transmitidos al muro perimetral o a las estacas no sean excesivos. La malla de sombreo más empleada es la doble rafia negra de polietileno (*Figura 1.3*).

Para balsas de tamaño importante, donde es necesario salvar grandes luces, se está recurriendo al empleo de columnas interiores para el apoyo de la estructura de cables de acero. Estas columnas se realizan en hormigón armado, que es encofrado mediante tubos de PE para permitir una fácil unión a la geomembrana impermeabilizante, generalmente de este mismo material (*Figura 1.4*).

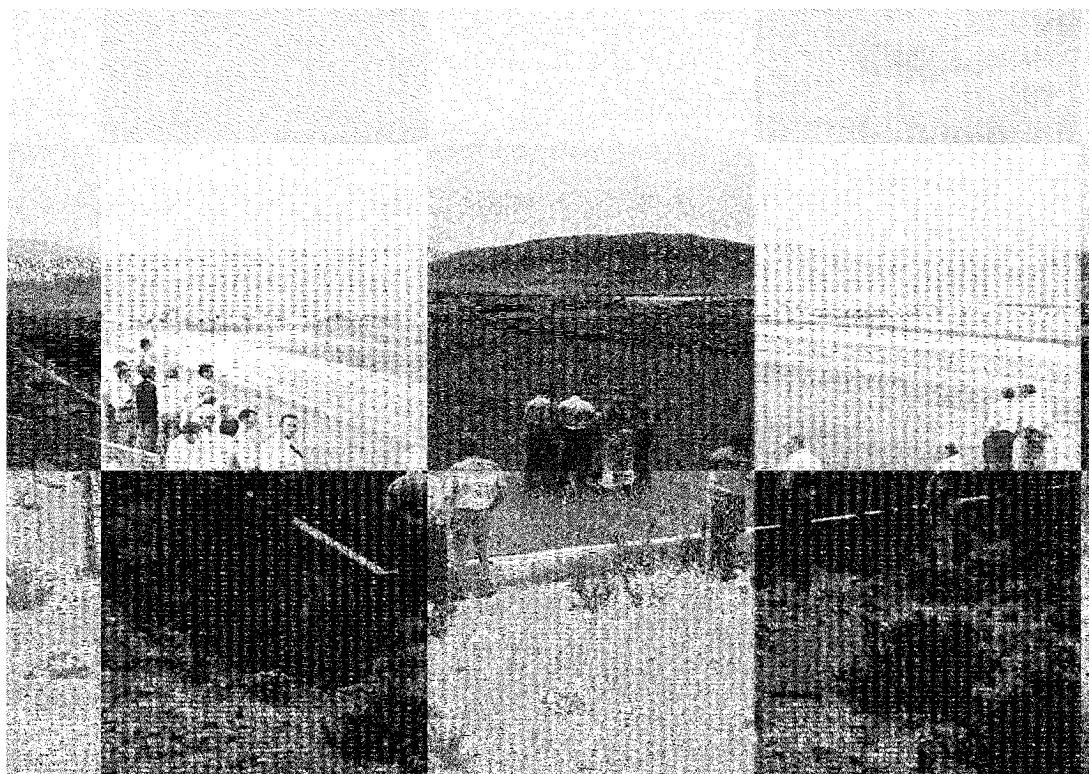


Figura 1.3. Cobertura de sombreo (Cieza)

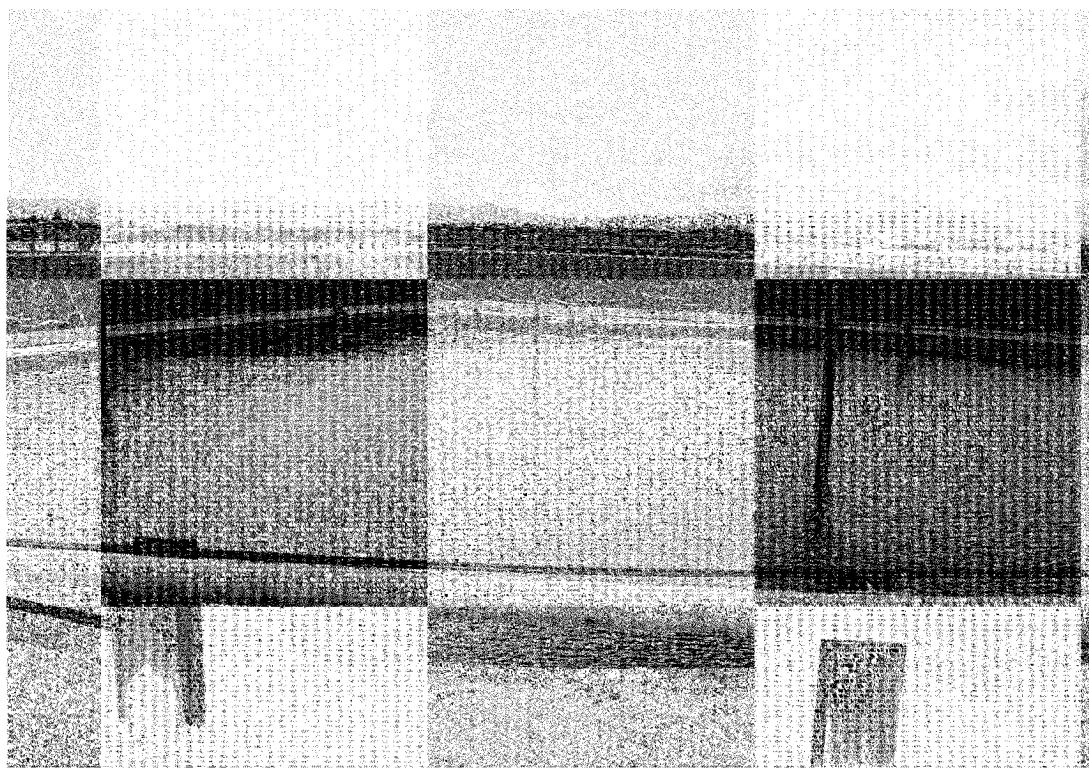


Figura 1.4. Ejecución de una estructura de sombreo con columnas de apoyo (Cartagena)

1.5. INTERÉS DEL ESTUDIO

1.5.1. El déficit hídrico estructural del sureste español

Según se recoge en el Plan Hidrológico Nacional (MIMAM, 2002) la precipitación media anual en España es aproximadamente de 660 mm. Esta cifra puede resultar engañosa ya que tiene en cuenta todo el territorio nacional; de esta forma, mientras que en regiones del noroeste supera los 2000 mm, en algunas áreas del sureste español apenas llega a los 300 mm. A esto hay que sumar una marcada irregularidad de carácter temporal en las precipitaciones, por lo que los recursos no pueden aprovecharse de forma óptima. Además de los dos archipiélagos, donde la escasez de agua es endémica, la situación es especialmente preocupante en la Comunidad Valenciana, Murcia y Andalucía oriental, ya que en su caso a una limitada disponibilidad de agua hay que sumar una intensa actividad agrícola, lo que provoca un importante déficit hídrico y, en consecuencia, una limitación para su desarrollo.

1.5.2. Importancia socioeconómica del agua en el sureste

El desarrollo socioeconómico experimentado en los últimos años en el sureste español está fundamentado en el considerable crecimiento de los sectores de la producción agrícola intensiva y del turismo, así como en las industrias y servicios vinculados a los mismos. El desarrollo de estos sectores ha estado asociado a un continuo crecimiento de las demandas hídricas.

La situación actual presenta serios interrogantes sobre la sostenibilidad del desarrollo conseguido, sobre todo en lo que respecta a la disponibilidad del nivel de recursos hídricos demandados. Por este motivo, desde la Administración se están planificando nuevas actuaciones que garanticen los recursos hídricos necesarios para mantener los ritmos de crecimiento alcanzados, entre las que destacan:

- Incorporación de recursos hídricos a la región mediante el desarrollo de nuevos trasvases.
- Implantación de nuevas plantas desaladoras en zonas costeras.
- Mejora en la eficiencia del uso del agua, sobre todo en el sector agrario.

Las actuaciones más inmediatas para abordar la actual carestía de recursos hídricos deben orientarse a la mejora en la eficiencia del uso del agua, sobre todo en la agricultura, dado que los nuevos trasvases aparecen como una solución a largo plazo y

la construcción de plantas desaladoras sólo es viable para determinados usos de alto valor añadido entre los que, generalmente, no se encuentra la agricultura.

Por esta circunstancia, en los lugares con altos niveles de evaporación y escasez de precipitaciones, donde el agua se convierte en el mayor factor limitante para la producción agrícola, siempre se ha sido consciente de la importancia económica de las perdidas por evaporación en los embalses de riego. Sin embargo, son muy escasas las investigaciones orientadas al estudio de este problema y al desarrollo de tecnologías que permitan minimizar sus efectos, por lo que cualquier esfuerzo orientado a estos objetivos resulta de notable interés.

1.5.3. Política hidráulica y perspectivas del regadío español

Para el horizonte 2010, la Unión Europea se plantea como objetivo que cada usuario pague la totalidad de costos ocasionados por el agua que utiliza. Se trata de una actuación que incidirá en la concienciación de la población sobre la necesidad de tomar medidas que aumenten la eficiencia del uso del agua en todos los ámbitos.

En 1998, se publica “El Libro Blanco del Agua en España” (MIMAM, 1998) que ha dado paso a un debate sobre dicho recurso en el que han podido participar todos los sectores de la sociedad. Durante este periodo ha habido debates intensos sobre el uso del agua en España y la necesidad de su trasvase desde cuencas excedentarias a las deficitarias, concretamente desde la del Ebro al resto de cuencas mediterráneas. Tras un periodo de reflexión, el Congreso de los Diputados de España aprueba el Plan Hidrológico Nacional (MIMAM, 2000), donde se hace incidencia sobre la necesidad de seguir trabajando en la mejora del manejo y conservación de los recursos hídricos.

La agricultura española está en un periodo de adaptación en el que la contribución del secano a la producción agrícola nacional se está reduciendo de forma significativa. En la actualidad, el regadío supera claramente el 50% de la producción agraria total, ocupando únicamente el 14% de la superficie agraria útil. La superficie de tierras regadas asciende a unos 3,3 millones de hectáreas, a las cuales se destina cerca del 80% de la demanda consuntiva nacional de agua. El futuro de nuestros regadíos viene marcado por la publicación del Plan Nacional de Regadíos Horizonte 2008 (MAPA, 1998), donde se fijan las líneas maestras de actuación en materia de regadíos, como por el Plan Hidrológico Nacional, que establece las bases para la futura planificación hidrológica.

Las **directrices marcadas para el desarrollo de los regadíos** consisten en dos actuaciones principales. La consolidación y mejora de los regadíos actuales y la realización de nuevas transformaciones cuya rentabilidad esté demostrada, estableciendo una política acorde con la situación de los regadíos, con la política de mercado y la preservación del medio ambiente.

La antigüedad de los regadíos actuales, el estado de las infraestructuras hidráulicas y los niveles de dotación de agua justifican que el programa prioritario del PNR sea la consolidación y mejora de los regadíos con el objeto de aumentar la competitividad de los mismos. Se propone para el horizonte 2008 consolidar y mejorar cerca de un tercio de la superficie regada actualmente. En relación con nuevas zonas regables y las actualmente en ejecución se propone la transformación de 138.365 ha.

Como se deduce de los documentos mencionados, las actuaciones de la Administración se orientan principalmente hacia la **mejora y consolidación de regadíos**. Estas actuaciones afectan tanto a las infraestructuras de distribución y aplicación del riego como a los sistemas de gestión. Como ya se ha comentado, las balsas de regulación de riego forman parte de los sistemas de distribución y, por tanto, toda actuación orientada a mejorar su eficiencia, como puede ser la implantación de estructuras de sombreo, puede enmarcarse dentro de las actuaciones promovidas y subvencionadas por la Administración.

1.5.4. Magnitud local y regional del problema

A partir del estudio mediante Sistemas de Información geográfica (SIG) de la base de datos de la Comunidad de Regantes del Campo de Cartagena (CRCC) se puede llegar a efectuar una evaluación de la magnitud del problema de la evaporación en balsas de riego.

La CRCC dispone de una superficie regable de 40.316 ha, que se dividen en tres zonas (*Figura 1.5*). El número total de comuneros asciende a 8.435, los cuales se distribuyen de forma proporcional a su superficie los 126 hm³ de recursos hídricos anuales de que dispone la Comunidad.

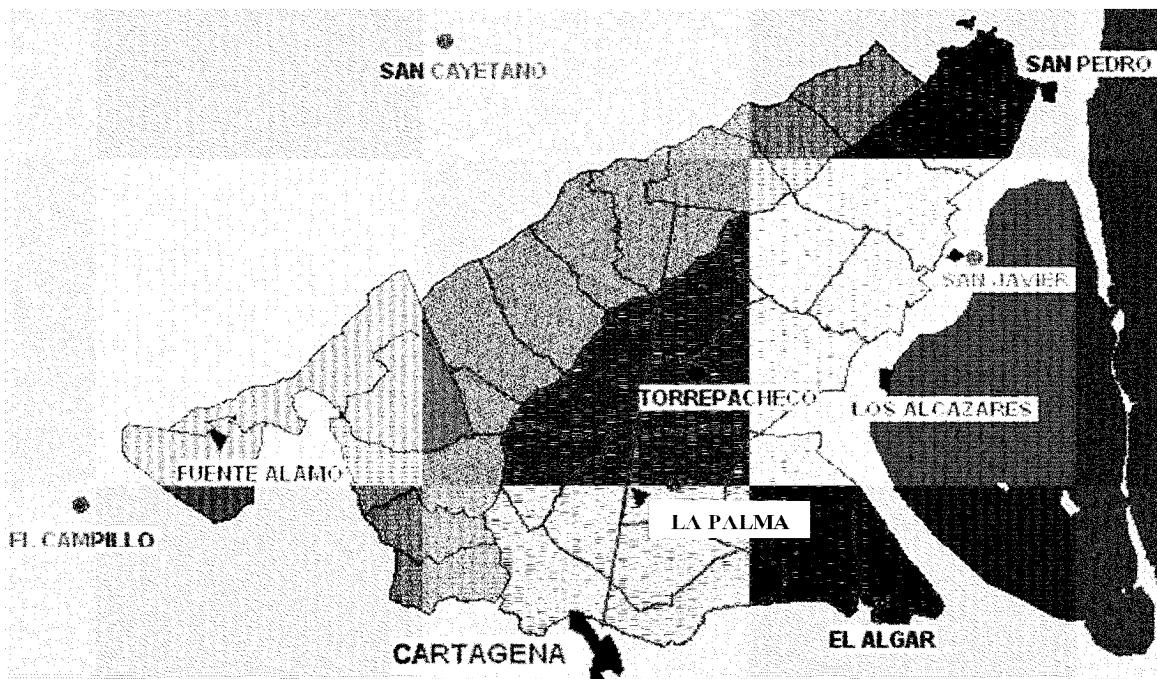


Figura 1.5. Zona regable de la CRCC y estaciones meteorológicas consideradas

En la comunidad de regantes existen 3.490 balsas de regulación de riego (*Figura 1.8*), que ocupan una superficie total de 674,3 ha (considerando el contorno en coronación), lo que supone que casi el 2% de la superficie agraria disponible en la CRCC está ocupada por estas estructuras. Estas balsas son propiedad de los comuneros, excepto las de mayor tamaño, que forman parte del sistema general de distribución y regulación de agua por parte de la CRCC. Su distribución por tamaños y la superficie de agua libre correspondiente a cada uno de los intervalos se muestra en las *Figuras 1.6 y 1.7*.

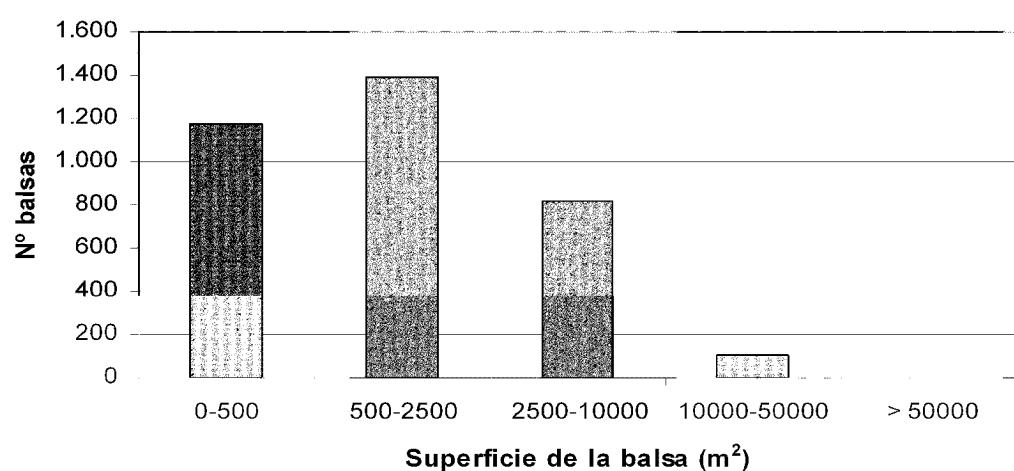


Figura 1.6. Distribución de las balsas de riego de la CRCC según tamaño

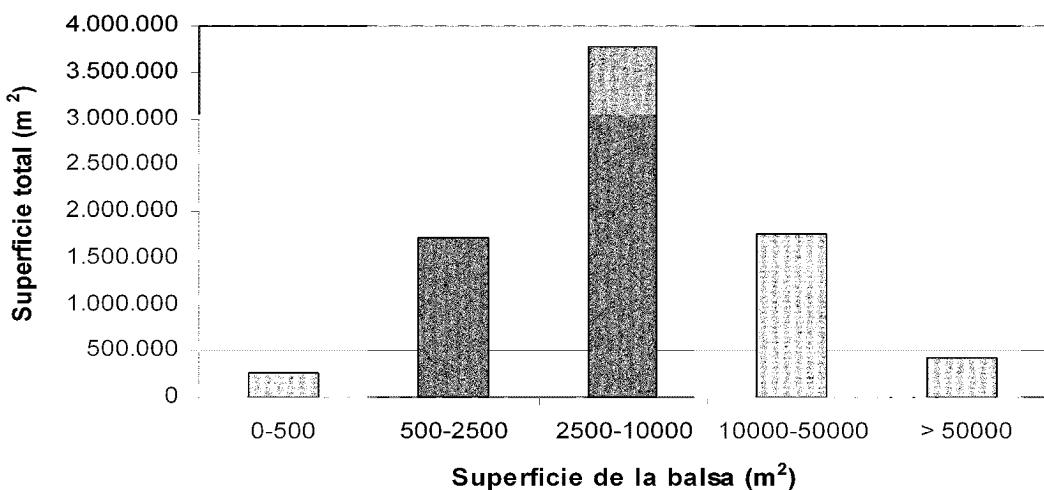


Figura 1.7. Distribución de las balsas de riego de la CRCC según tamaño

Además se dispone de los datos anuales de evaporación en tanque evaporímetro clase A en 4 localizaciones (San Cayetano, San Javier, El Campillo y La Palma), obtenidos a partir de los valores medios de las series disponibles en las mismas. A partir de estos datos se ha interpolado, mediante el método del inverso al cuadrado de las distancias considerando todas las estaciones, una cobertura con la evaporación en lámina libre correspondiente a cada punto (*Figura 1.8*)

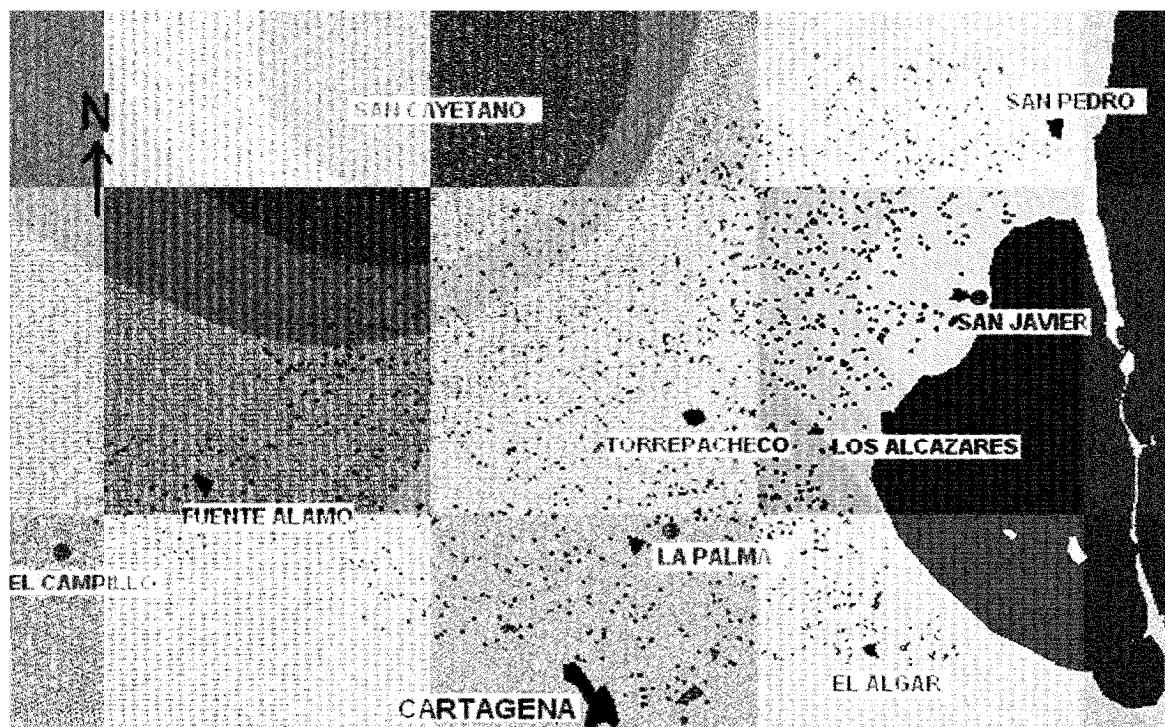


Figura 1.8. Balsas de la CRCC y cobertura de evaporación tanque clase A

Para estimar la evaporación en cada balsa se ha asignado, mediante técnicas SIG, el valor de evaporación correspondiente a cada localización y se ha multiplicado por la superficie de cada balsa y por un coeficiente reductor de 0,7 (Chow, 1999).

El valor final al que se llega es de 7,96 hm³ de pérdidas anuales por evaporación en embalses, valor que supone un 6,32% de los recursos hídricos disponibles en la CRCC. El valor económico de esta pérdida, valorada al precio actual del agua en la CRCC (0,126 €/m³), es de 1 millón de EUROS anuales.

En la Región de Murcia el Plan Nacional de Regadíos Horizonte 2008 reconoce una superficie regable de 264.122 ha (*Figura 1.9*), de las cuales y ante el déficit hídrico coyuntural existente en la actualidad sólo se riegan 192.698 ha. La generalización de los datos obtenidos en la CRCC al total de la Región Murciana, teniendo en cuenta la heterogeneidad de infraestructuras existentes entre zonas regables, llevaría a valores de pérdidas por evaporación en balsas de riego superiores a los 50 hm³ anuales.

Para darse cuenta de la importancia de esta cantidad, basta con decir que es equivalente a un 20% de la cantidad media anual de agua trasvasada a la Región de Murcia mediante el acueducto Tajo-Segura desde su puesta en funcionamiento. También equivale al 11% de las redotaciones correspondientes a la cuenca del Segura en el planificado trasvase del Ebro.

Mediante un estudio semejante, el Instituto del Agua de la Universidad de Granada ha estimado las pérdidas por evaporación en embalses de riego de la provincia de Almería en 20 hm³/año. Si valoramos estas cantidades de agua al precio que costaría obtenerla por otros medios (desalación o trasvase del Ebro) estaríamos hablando de **unas pérdidas anuales en torno a los 18 millones de EUROS anuales en la región de Murcia y de 7,2 millones en la provincia de Almería**. Si, además, se tienen en cuenta las posibles producciones asociadas a los volúmenes de agua perdidos por evaporación, la incidencia económica sería mucho mayor.

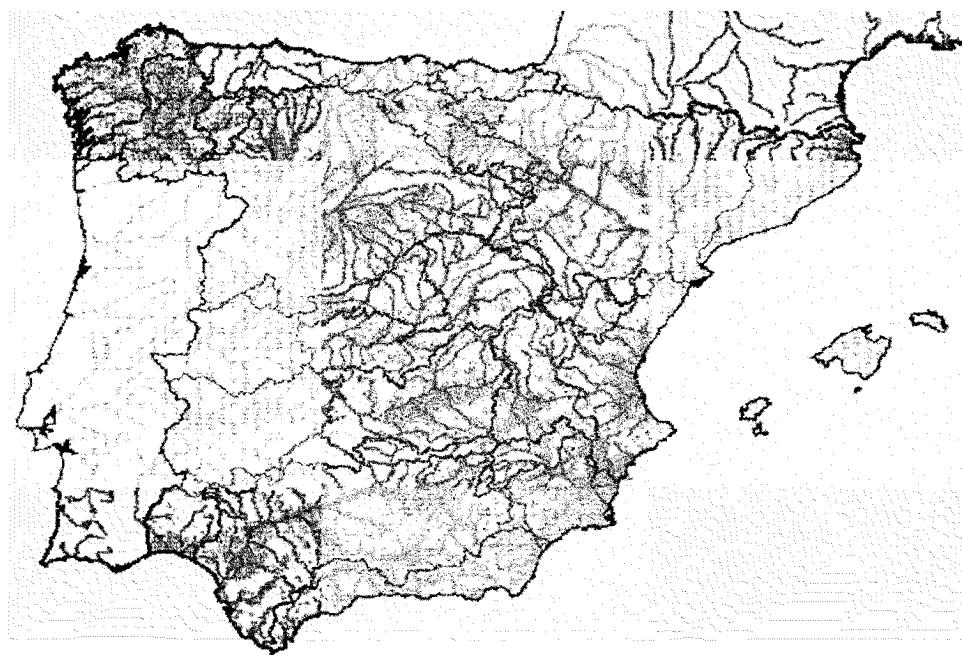


Figura 1.9. Superficie regable en España

1.6. OBJETIVOS DEL ESTUDIO

Los objetivos generales que se pretenden alcanzar con la realización de esta Tesis son:

- a. Obtener los parámetros necesarios para modelizar el comportamiento de tanques evaporímetros clase A, a partir de las variables climáticas proporcionadas habitualmente por la mayoría de estaciones para su posterior extrapolación a embalses de riego.
- b. Analizar las modificaciones microclimáticas inducidas por diferentes mallas de sombreo, utilizadas para reducir la evaporación, y estimar la tasa de evaporación mediante el empleo de coeficientes reductores obtenidos de forma empírica.

Para el logro de estos objetivos generales se han desarrollado los siguientes objetivos específicos:

- Constituir una estación experimental para llevar a cabo los estudios de evaporación y reducción de la misma mediante mallas de sombreo.
- Estudiar y evaluar las fórmulas más utilizadas para el cálculo de la evaporación en lámina libre.

- Determinar experimentalmente la función de viento que interviene en el término aerodinámico de la ecuación de Penman, para estimar correctamente la evaporación en tanques evaporímetros clase A, en diversas zonas de la Región de Murcia.
- Estudiar la influencia de las diferentes variables climáticas que intervienen en el proceso de evaporación a escala horaria.
- Obtener las fórmulas más adecuadas para estimar la evaporación en tanques evaporímetros clase A, a partir de las variables climáticas, con diferentes escalas de tiempo.
- Modelizar el comportamiento del tanque evaporímetro frente a las variables climáticas, a partir de un balance de energía que permita obtener la temperatura superficial del agua y conocer la evolución de todos los flujos energéticos.
- Extrapolar a embalses de tamaño real el modelo obtenido para el tanque y estudiar los efectos de escala y su incidencia sobre la evaporación.
- Determinar la eficiencia de mallas de sombreo para reducir la evaporación mediante experimentación a escala en dos tanques evaporímetros, con la instrumentación necesaria para controlar la evaporación en los mismos y las principales variables meteorológicas implicadas en el proceso.
- Analizar las modificaciones microclimáticas inducidas al utilizar mallas de sombreo con diferente permeabilidad y color.
- Estimar la tasa de evaporación mediante el empleo de coeficientes reductores obtenidos de forma empírica.

1.7. ORGANIZACIÓN DE LA TESIS

En el primer capítulo de esta tesis, a modo de introducción general, se describe el ciclo hidrológico y la evaporación como parte integrante del mismo. Se analiza la gran importancia de las pérdidas por evaporación en los embalses de riego del sureste español y se presentan los valores alcanzados en la CRCC extrapolándolos para toda la Región de Murcia. También se exponen las medidas que ante esta situación han adoptado los agricultores por propia iniciativa.

El segundo capítulo recoge una revisión bibliográfica sobre los fundamentos teóricos de la evaporación en lámina libre, los distintos métodos empleados para su estimación y las técnicas más utilizadas para su reducción.

En el capítulo tres, se describe la constitución y funcionamiento de la estación experimental Tomas Ferro empleada para el estudio de la evaporación y de la eficiencia de las técnicas reductoras. También se indican las características de las estaciones climáticas del Servicio de Información Agraria de Murcia (SIAM), cuyos datos se han utilizado para evaluar y ajustar las fórmulas de Penman, Priestley-Taylor y Makkink.

En el capítulo cuatro se realiza un estudio comparativo de ocho fórmulas que permiten calcular la evaporación a escala mensual a partir de variables climatológicas. Se analiza la idoneidad de las mismas y se ajustan las fórmulas de Penman, Priestley-Taylor y Makkink para predecir la evaporación del tanque evaporímetro clase A en el Campo de Cartagena y en Calasparra.

En el capítulo cinco se estudian los factores climáticos que gobiernan la evaporación del tanque y se proponen varias fórmulas empíricas para estimar la evaporación del tanque a escala horaria y diaria.

En el capítulo seis se propone y se valida un modelo multicapa y otro modelo simplificado que permiten estudiar el comportamiento de un tanque evaporímetro a escala horaria frente a las condiciones ambientales en cualquier época del año. La posibilidad de extrapolar estos modelos a embalses de riego se analiza en el capítulo siete y se proponen y analizan otros modelos para predecir el comportamiento de embalses de riego a lo largo del año.

En el capítulo ocho se recogen los resultados obtenidos sobre la incidencia que tiene el empleo de distintos materiales de sombreo en las principales variables climáticas que determinan la evaporación de superficies de agua, así como sobre la evaporación propiamente dicha. Se presentan los coeficientes reductores de la evaporación obtenidos en el ensayo experimental con las mallas de polietileno más habituales aplicadas con estos fines en el sureste español. También se incluye en este capítulo el procedimiento seguido para caracterizar las rafias empleadas, dado que no existe normativa aplicable al efecto.

Las conclusiones finales obtenidas en el desarrollo de la presente tesis y la propuesta de nuevas líneas de investigación se recogen a continuación del capítulo ocho. Por último se presentan las referencias bibliográficas.

CAPITULO II

EVAPORACIÓN DESDE SUPERFICIES DE AGUA

LIBRE: REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

2. EVAPORACIÓN DESDE SUPERFICIES DE AGUA LIBRE

2.1 DEFINICIÓN Y DESCRIPCIÓN DEL FENÓMENO

La evaporación se puede definir como el proceso físico durante el cual un líquido se transforma en vapor en condiciones naturales.

Se expresa como:

$$E = \frac{dm}{dt} \quad (2.1)$$

en donde:

E = tasa de evaporación por unidad de área.

dm = masa de agua por unidad de área que pasa al estado de vapor en un intervalo de tiempo dt .

Desde el punto de vista hidrológico, la evaporación es una magnitud física que describe la transferencia natural del agua de las fases líquida y sólida a la fase gaseosa y su difusión en la atmósfera.

El movimiento de las moléculas de un líquido depende de la temperatura, que está en función de la radiación solar y de las características físicas e hidrodinámicas del líquido. Dentro de la masa líquida, el movimiento de las moléculas es más reducido que en la superficie, debido a cierto equilibrio dinámico en los intercambios. No obstante, en la interfase aire-líquido, cierto número de moléculas abandona la superficie con una tasa proporcional a la energía cinética de dichas moléculas, que es función de su temperatura. Si el número de moléculas que se escapan de la superficie es superior al que vuelve al líquido, el balance de evaporación es positivo; en caso contrario, existe un estado de equilibrio cuantitativo y la evaporación es nula (Llamas, 1993).

La evaporación provoca un descenso de la temperatura del agua. Cada gramo de agua evaporada quita unas 600 calorías del contenido energético del agua superficial. Estas grandes cantidades de calor, en la naturaleza son suministradas por la radiación solar, por intercambio de calor sensible con la capa de aire en contacto o por la energía almacenada en el cuerpo de agua. La evaporación puede continuar hasta que el aire en contacto con la superficie se sature con vapor de agua.

Por tanto, las condiciones básicas para que se produzca la evaporación son:

- a) Existencia de una fuente de energía, que en condiciones naturales es la radiación solar, el calor sensible de la atmósfera o el calor almacenado en el cuerpo de agua.
- b) Existencia de un gradiente de concentración de vapor, es decir, una diferencia entre la presión de vapor de saturación existente en la superficie del agua, y la presión de vapor actual del aire.

2.2. REVISIÓN CRONOLÓGICA DE LAS TEORÍAS DE EVAPORACIÓN

Las primeras referencias sobre la evaporación se pueden situar en el siglo veinte antes de Cristo, en la antigua Grecia prefilosófica. Es Hesíode quien sugiere este fenómeno cuando habla de “las nieblas sobre los campos de cultivos en mañanas frías que surgen de los ríos por un viento tempestuoso”. Cabe reseñar que esta breve referencia contiene dos conceptos de gran importancia. Introdujo ya la fase atmosférica del ciclo hidrológico y relaciona la evaporación con el viento.

En una etapa posterior, alrededor del año 600 a. C., Tales de Mileto hizo referencia al fenómeno de la evaporación: “la materia cosmos está sustentada por la evaporación de las aguas”.

En los principios de la etapa filosófica de la Grecia antigua pueden encontrarse varias referencias al fenómeno de la evaporación: Anaximandre (alrededor del 566 a. C.) habla de un vapor húmedo que el sol transforma en aire. Xenófanes de Colofó y Diógenes Laertius (alrededor del 500 a. C.) hablan de “nubes formadas por el vapor levantado por el sol en un aire circundante”. Se puede ver que se repite la idea ya apuntada por Hesíode aunque ampliada, ya que se incluyó el sol como el agente causante y se introdujo el concepto de corrientes.

La culminación de la etapa filosófica griega fue producida por Aristóteles (384-332 a. C.). Éste, fuertemente influido por alguno de sus predecesores, habla en el libro “Meteorológica” de una humedad evaporada o separada por el sol que, como consecuencia de un enfriamiento, se condensa en el aire y se transforma a agua otra vez. Introdujo también una ligera noción del concepto de calor latente cuando dijo que el vapor era “más caliente” que el agua y que contenía “el fuego” que provoca su levantamiento.

Cabe mencionar que Aristóteles todavía no había establecido una relación causa-efecto entre el viento y la evaporación. Los considera fenómenos separados mientras que ambos son provocados por el sol. Por tanto, no se produjo ningún progreso substancial en el tema ya que sus ideas concordaban básicamente con las apuntadas por Anaximandre dos centenarios de años antes.

Ya en la época romana, Lucrecio (99-55 a. C.), en el libro “De Rerum Natura”, explica el por qué no sube el nivel del mar, relacionándolo con el efecto del sol y también del viento en la evaporación. Es importante señalar que entre el viento y la evaporación estableció una relación causa-efecto.

La idea del sol como único agente causante de la evaporación es defendida por los primitivos autores cristianos: San Ambrosio y Basilio de Capadocia. A finales de la Edad Antigua cabe mencionar a San Isidoro de Sevilla y su tratado “De Natura Rerum” sobre la naturaleza, escrito alrededor del año 613, donde se trata el tema de la evaporación de manera similar a Lucrecio, considerando el calor solar y el viento como agentes activos pero separados de la evaporación.

La idea de Isidoro influyó y perduró hasta finales del siglo XIII, ya que es en esta época cuando se produjo la traducción de los textos griegos aristotélicos al latín y la introducción de sus teorías. Se produjo consecuentemente la desaparición del concepto del viento como agente productor de la evaporación y esto significó un retroceso en el tema similar al ya producido con Aristóteles.

Se ha de avanzar a finales del siglo XVII con Descartes y su libro “Los Meteoros” (1637) para explicar el fenómeno de la evaporación postulando la existencia de pequeñas partículas como constituyentes de la materia. La evaporación era provocada por el calor del sol mediante la agitación y desprendimiento de esas partículas. El viento era considerado como resultado en lugar de causa de la evaporación.

Cabe destacar que en aquella época se produjo un cambio en la manera de aproximarse a los fenómenos científicos y se inició un enfoque experimental para intentar encontrar su explicación. Uno de los primeros experimentos sobre la evaporación lo realizó Perrault (1669) al exponer siete libras de agua helada al aire frío. En dieciocho días disminuyó aproximadamente en una libra. Perrault explicó el fenómeno identificando dos causas: una, el frío y la otra el movimiento de las partículas del aire.

Pocos años después, Halley en 1687 presentó también datos experimentales e identificó al sol y al viento como las causas principales de la evaporación. Investigaciones posteriores también de carácter experimental fueron realizadas por Sedileau Colbert (1730) entre otros.

La existencia de una investigación experimental estimuló el desarrollo de diversas teorías para explicar el fenómeno de la evaporación. Desaguliers (1744) intentó explicar el fenómeno según una base electrostática y Bouillet en 1742 trató la evaporación como un proceso de disolución del agua en el aire.

Esta teoría de la evaporación como una disolución va a mantenerse prácticamente durante todo el siglo XVIII y va a ser mantenida por investigadores de la categoría de LeRoy (1751). Cabe destacar las conclusiones a las que llegó DeLuc (1787): Cuando el agua se evapora se produce un fluido expansible, que puede denominarse vapor, que está formado por agua y “fuego” (como una causa de calor); y DeLuc (1792): La presión ejercida por este fluido tiene un valor máximo constante a una determinada temperatura y este aumenta al aumentar la temperatura. Las conclusiones de DeLuc contienen la esencia de la hoy conocida como Ley de Dalton sobre presiones parciales en mezcla de gases.

Dalton (1802) posteriormente anunció: “La presión de un componente es independiente de la cantidad de los otros gases presentes en la mezcla, cada uno de estos componentes presiona la mezcla por separado como si se encontrara solo, o sea, como si fuera el único componente de la atmósfera. La fuerza del vapor producida por un líquido depende solo de la temperatura”.

Son también importantes en las teorías de Dalton las consideraciones del efecto del viento en la evaporación. Presentó una tabla de la velocidad de la evaporación en aire seco como una función de la temperatura del agua para tres valores diferentes de velocidad del viento. Dalton no va a escribir sus conclusiones en forma de ecuación, pero estas podrían escribirse como:

$$E = f(u)(e_s - e_a) \quad (2.2)$$

donde E es la velocidad de evaporación, e_s la presión de vapor de saturación a la temperatura de la superficie del agua, e_a la presión del vapor en el aire y $f(u)$ una función de la velocidad media del viento.

Durante la primera mitad del siglo diecinueve subsistieron las teorías de Dalton aunque se reconocieran sus limitaciones. En 1877 Weilenmann, expresó la velocidad de evaporación como una función lineal de la velocidad media del viento y del déficit de saturación del aire:

$$E = (a + bu)(e_a^* - e_a) \quad (2.3)$$

donde a y b son constantes empíricas y e_a^* es la presión de vapor de saturación a la temperatura del aire.

Las ecuaciones (2.2) y (2.3) concuerdan en el caso de coincidencia de las temperaturas del aire y de la superficie del agua. Finalmente, Stelling en 1882 presentó correctamente el tema combinado las funciones o ecuaciones de Dalton y Weilenmann de la manera siguiente:

$$E = (a + bu)(e_s - e_a) \quad (2.4)$$

donde a y b son también constantes empíricas. Esta ecuación con diversos valores de ambas constantes se aplica en trabajos actuales.

Progresos posteriores en la teoría de la evaporación se realizaron en los campos de la mecánica de fluidos y de los fenómenos de transporte en flujo turbulento. Una de las aportaciones más importantes es debida a Fick (1855), que probó experimentalmente que el flujo local específico de un componente de un fluido laminar, como resultado de acciones moleculares, era proporcional al gradiente de su concentración.

Poco se conoce de las primeras teorías que trataron el fenómeno de la evaporación en su aspecto energético. A mediados del siglo dieciocho ya se conocía que la evaporación producía un descenso de la temperatura, o sea, un enfriamiento, y que requería, por tanto, la aportación de calor. El concepto de calor latente de vaporización es introducido por Black alrededor del 1760 (McKie y Heathcote, 1935). Las primeras investigaciones que relacionaron la radiación solar con la evaporación se produjeron a mediados del siglo diecinueve. En 1847, Daubrée realizó el primer estudio cuantitativo. Basándose en las estimaciones de Pouillet (1838) sobre el valor de la radiación solar en los confines de la atmósfera llegó a la conclusión de que la evaporación consumía aproximadamente una tercera parte de la radiación solar que llegaba a la tierra.

Más significativos, por la completa evaluación energética del fenómeno de la evaporación, son los trabajos publicados en 1861 por Maury, donde se introdujo el

concepto de balance energético en los términos que podrían ser considerados como todavía vigentes.

El primer balance energético cuantitativo lo realizó Homén en 1897 y constituyó la base de otros trabajos posteriores como los de Schmidt en 1915 y Bowen en 1926.

2.3. LA CAPA LÍMITE ATMOSFÉRICA

Todos los procesos de evaporación que suceden en la naturaleza tienen lugar en la capa límite atmosférica, de ahí la importancia de su estudio.

2.3.1. Composición de la atmósfera

La atmósfera terrestre se constituye por aire seco y vapor de agua. Todos los constituyentes básicos del aire, excepto el vapor de agua, se encuentran siempre en la misma proporción y en forma gaseosa, (debido a las temperaturas y presiones en que se desarrolla el proceso); es por ello que generalmente se consideran dos únicos componentes en el aire húmedo, el vapor de agua y el aire seco. La composición del aire seco en volumen se muestra en la *Tabla 2.1*.

Tabla 2.1. Composición del aire seco en volumen

| Componentes | Fórmula Química | Volumen% (aire seco) |
|---------------------|------------------|----------------------|
| Nitrógeno | N ₂ | 78,08 |
| Oxígeno | O ₂ | 20,95 |
| Argón | Ar | 0,93 |
| Dióxido de carbono | CO ₂ | 350 ppmv |
| Neón | Ne | 18,2 ppmv |
| Helio | He | 5,24 ppmv |
| Metano | CH ₄ | 2 ppmv |
| Criptón | Kr | 1,1 ppmv |
| Hidrógeno | H ₂ | 0,5 ppmv |
| Oxido nitroso | N ₂ H | 0,3 ppmv |
| Xenón | Xe | 0,08 ppmv |
| Monóxido de carbono | CO | 0,05-0,2 ppmv |
| Ozono | O ₃ | 0,02-0,03 ppmv |

2.3.2. Estructura de la atmósfera

La atmósfera experimenta grandes variaciones en función de la altitud, sobre todo en su temperatura, lo que permite dividirla en cuatro capas: troposfera, estratosfera, mesosfera y termosfera. Estas capas se encuentran separadas por unas zonas de transición que reciben el nombre tropopausa, estratopausa y mesopausa. Asimismo, existen otras divisiones según otros criterios (Cuadrat, 1997).

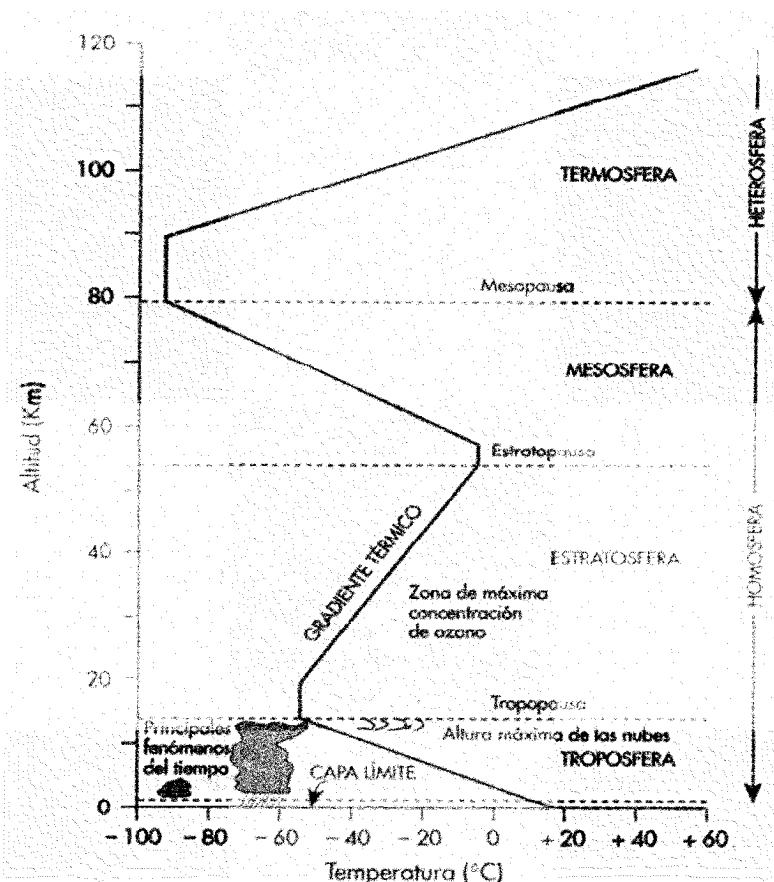


Figura 2.1. Estructura térmica vertical media de la atmósfera

(Fuente: José M^a Cuadrat, Climatología, Madrid, Cátedra, 1997)

2.3.3. Capa límite atmosférica y subcapa laminar

Suele reconocerse en la troposfera un primer nivel, en el se desarrolla como consecuencia de las interacciones entre la baja atmósfera y la superficie terrestre (agua o suelo) una capa donde predomina un régimen turbulento, esta capa es denominada **capa límite atmosférica o planetaria**. Esta mezcla turbulenta del aire es generada por el roce

permanente con la superficie rugosa del suelo y por la elevación convectiva de masas de aire al calentarse.

A la capa límite atmosférica se le asigna de modo convencional una altura de 600 a 800 m, pero puede oscilar entre unas decenas de metros y uno o dos km., dependiendo de factores tan variados como la topografía, rugosidad de la superficie, naturaleza de la cubierta vegetal, intensidad del viento, grado de calentamiento o enfriamiento del suelo, advección de calor y humedad, etc. Durante el día, el aporte de calor y la consiguiente mezcla vertical del aire incrementan el espesor de la capa límite, que alcanza su máxima altura a primeras horas de la tarde; por el contrario, durante la noche el enfriamiento del suelo impide la turbulencia y el espesor de la capa límite se reduce. El nivel superior de la capa límite atmosférica, donde se manifiestan los efectos de la fuerza de Coriolis sobre el viento, se denomina **capa de Ekman**. La parte inferior, aproximadamente la primera décima fracción de su altura, se denomina **capa superficial o de Prandtl** en donde se pueden despreciar los efectos de la fuerza de Coriolis.

En esta capa superficial, la estructura del viento viene determinada principalmente por las características de la superficie y por el gradiente vertical de temperatura del aire. Es asimismo la capa en donde tienen lugar la mayoría de los intercambios de masa, momento y calor. La capa superficial se caracteriza por un régimen turbulento originando fluctuaciones aleatorias y continuas en la velocidad, temperatura y en concentraciones de vapor de agua o anhídrido carbónico, alrededor de sus valores medios en el tiempo y en el espacio. Inmediatamente sobre la superficie terrestre, dominada por los efectos de viscosidad superficial, se puede distinguir la denominada **subcapa laminar** donde los procesos de transferencia están controlados por difusión molecular; la altura de dicha subcapa suele ser de pocos milímetros.

Por encima de la capa límite atmosférica se localiza la **troposfera libre**, con aire más límpio y menos denso, donde la temperatura desciende a un ritmo promedio de 6,5 °C/km. El límite superior a partir del cual la temperatura deja de disminuir es la Tropopausa; un estrato que actúa a modo de “tapadera” de los movimientos convectivos, cuya altitud variable depende de la temperatura y la presión a nivel del mar, por esta razón oscila aproximadamente entre los 8 km en los Polos, y los 16 km en el Ecuador, donde la turbulencia convectiva y el calentamiento vertical son mayores.

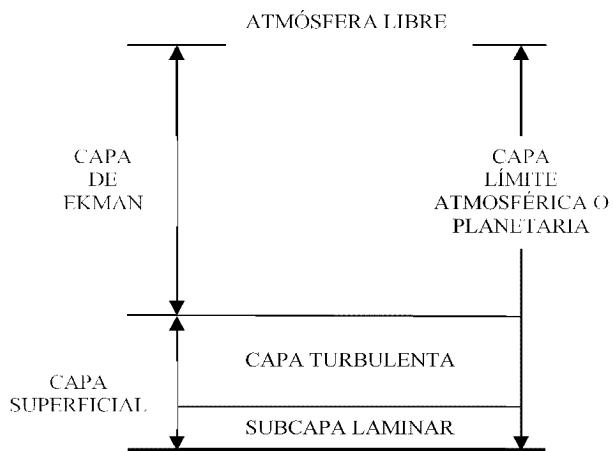


Figura 2.2 Estructura de la capa límite planetaria

2.4 FACTORES QUE AFECTAN A LA EVAPORACIÓN

La tasa de evaporación varía dependiendo de los factores climáticos y de la naturaleza de la superficie evaporante. Los principales factores que afectan a la evaporación se describen a continuación.

2.4.1 La presión de vapor

Por lo general, la evaporación se produce cuando existe una diferencia positiva, por pequeña que sea, entre la presión de saturación de vapor de agua en la superficie (e_s) y la presión de vapor del aire (e_a) encima de la superficie líquida. El número de moléculas que se escapan del líquido depende de la presión de vapor de éste, mientras que el número de moléculas que retorna depende de la presión del vapor del aire. Cuanto mayor sea la diferencia entre estas dos presiones, más intensa será la evaporación (Llamas, 1993).

2.4.2. La temperatura

Las temperaturas del aire y el agua influyen en las tasas de evaporación de un lugar. Cuanto mayor sea la temperatura del aire, más vapor de agua puede contener y, por tanto, mayor facilidad para la evaporación (Ward, 2000).

2.4.3. El viento

Cuando hay evaporación, se incrementa la humedad, hasta que la masa de aire circundante se satura. El viento ayuda a remover el aire saturado, permitiendo que continúe el proceso de evaporación (Subramaya, 1984).

2.4.4. La presión atmosférica

Si los otros factores permanecen constantes, un decrecimiento de la presión barométrica incrementa la evaporación.

La relación entre la evaporación (en %) y la altitud se muestra en la *Figura 2.3*. Las medidas fueron tomadas en el Monte Whitney, en California, y en la parte oeste de la región de Great Basin, en los Estados Unidos.

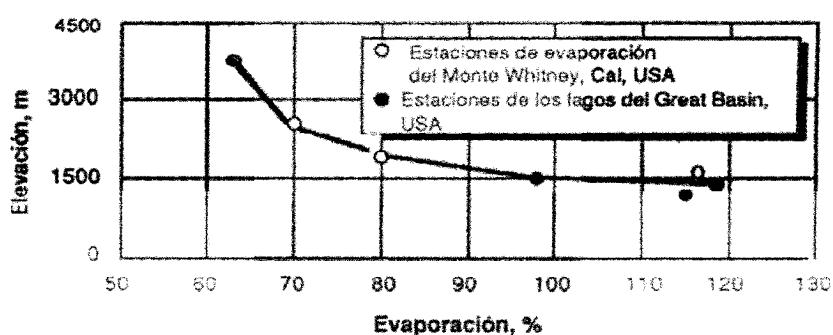


Figura 2.3 Relación entre la evaporación y la altura (Llamas, 1993)

2.4.5. Sales solubles

Cuando un soluto se disuelve en agua, la presión de vapor de la solución es menor que la del agua pura y por tanto causa reducción de la evaporación. Por ejemplo, para condiciones idénticas, la tasa de evaporación del agua de mar (35000 ppm de sales disueltas) es 2-3% menor que la del agua dulce. Aún para agua de mar, la reducción en evaporación nunca sobrepasa un porcentaje significativo, por lo que los efectos de la salinidad pueden despreciarse en la estimación de la evaporación de un embalse (Linsley, 1992).

2.4.6. Superficie de evaporación

Los procesos de la evaporación desde una superficie de agua y desde un suelo, son diferentes. Dependerán de sus respectivos contenidos de humedad. La tasa de evaporación desde una superficie de suelo completamente saturada se podría tomar

como aproximadamente igual a la evaporación desde una superficie de agua cercana, bajo las mismas condiciones meteorológicas. La evaporación desde los suelos continuará mientras que la humedad del suelo exista. Al comenzar a secarse la evaporación disminuirá, puesto que la transferencia de energía calorífica es menos efectiva a medida que la superficie de agua en los suelos esté más profunda. Por ello, la tasa de evaporación desde la superficie del suelo está limitada por la disponibilidad de agua. Este comportamiento es muy lejano al de la evaporación desde una superficie libre de agua en contacto con la atmósfera.

2.5. MÉTODOS PARA ESTIMAR LA EVAPORACIÓN SOBRE CUERPOS DE AGUA

Debido a su naturaleza, la evaporación de las superficies de agua raramente es medida de forma directa (Jones, 1992). Elegir un método para el cálculo de la evaporación depende en parte del grado de exactitud que se pretenda obtener; del grado de refinamiento en la instrumentación y de la cantidad de datos históricos disponibles sobre esta variable.

Los métodos para la estimación de la evaporación de lagos o grandes cuerpos de agua son (Miró-Granada, 1984):

- a) Balance hídrico
- b) Balance energético
- c) Aerodinámico o de transferencia de masa
- d) Combinado (balance energético y aerodinámico)
- d) Tanque evaporímetro

2.5.1 Método del balance hídrico

Este balance de agua es el enfoque más simple para la estimación de la evaporación; está basado en la ecuación de conservación de masa para un volumen de control de interés. Consiste en efectuar un balance de masa para el cuerpo de agua en estudio, despejando el volumen de agua evaporado en un cierto período como función de todas las demás variables del balance, que deben ser conocidas. Dicha ecuación se puede plantear, por ejemplo, para un embalse durante un intervalo de tiempo Δt , de la siguiente forma:

$$E = \Delta S + (Q_1 - Q_2) + P + ESD - I \quad (2.5)$$

donde:

ΔS = Cambio en el agua almacenada en el embalse en el intervalo de tiempo Δt .

Q_1 = Caudal de entrada en el embalse.

Q_2 = Caudal de salida del embalse.

I = Infiltración desde o al embalse en el intervalo de tiempo Δt .

P = Precipitación directamente sobre el embalse en el intervalo de tiempo Δt .

ESD = Escorrentía superficial directa alrededor del contorno del embalse en el intervalo de tiempo Δt .

E = Evaporación desde el embalse en el intervalo de tiempo Δt .

En teoría puede parecer un método preciso, pero en la práctica resulta bastante inexacto y tendría una aplicación nula para intervalos de tiempo pequeños. Para el caso de un embalse, si se considera una semana o menos, la magnitud del error sería grande. Los errores en el cálculo de la evaporación se deben en esencia a los errores en la estimación de las variables independientes, principalmente en la infiltración. El método del balance hídrico da buenos resultados para cuencas con características muy definidas y homogéneas. Durante épocas de sequía y para infiltraciones pequeñas respecto a la evaporación puede ser adecuado, pues la precipitación es nula y los caudales de entrada y de salida son muy bajos o nulos, pero hay que tener en cuenta que la estimación de la evaporación en tiempo de sequía no es necesariamente una condición representativa de todas las épocas. Bajo condiciones óptimas, la exactitud puede ser del orden del 5 al 10 por ciento.

2.5.2 Método del balance de energía

El balance energético utiliza la ecuación de conservación de la energía y permite estimar la evaporación cuando se conocen el resto de términos que intervienen en el balance. Necesita también de un balance hídrico aproximado, debido a que los caudales de entrada y salida y el agua almacenada son componentes que afectan al balance de energía, y que deben ser considerados conjuntamente con sus temperaturas respectivas (Anderson, et al., 1950). Numerosos investigadores han aplicado el balance de energía, siendo el experimento del lago Hefner (Kohler, 1954) el que constituye la primera prueba del método.

El balance energético para un lago o embalse, considerado isotermo, puede expresarse como:

$$\Delta Q_w = R_n - H_s - \lambda E \quad (2.6)$$

donde:

ΔQ_w = incremento de calor sensible de la masa del agua (cambio en el almacenamiento de calor).

R_n = Radiación neta a la superficie del agua.

H_s = Calor sensible intercambiado con la atmósfera.

λE = Energía perdida por evaporación.

2.5.2.1. Relación de Bowen

El calor sensible hacia la atmósfera H_s es difícil de medir. Bowen (1926) propuso un método indirecto para estimar la repartición energética entre el flujo de calor sensible (H_s) y el flujo de calor latente (λE), utilizando las relaciones siguientes:

$$H_s = \rho C_p h_c \frac{dT}{dz} \quad (2.7)$$

$$\lambda E = \rho \lambda h_v \frac{dq_v}{dz} \quad (2.8)$$

donde:

C_p = calor específico de la masa de aire a presión constante

ρ = Masa específica del vapor de agua.

h_c = Coeficiente de difusividad térmica del aire.

h_v = Conductancia aerodinámica.

λ = Calor latente de vaporización.

q_v = Humedad específica.

z = Altura sobre la superficie.

Suponiendo que la tasa de transporte es constante y que los gradientes dT/dz y dq_v/dz se pueden aproximar por mediciones de T y q_v a dos niveles z_1 y z_2 , se puede deducir la relación de Bowen, β , con:

$$\beta = \frac{H_s}{\lambda E} = \frac{C_p h_c (T_1 - T_2)}{h_v (q_{v1} - q_{v2})} \quad (2.9)$$

Bowen asumió que $h_c \approx h_v$, por lo que,

$$\beta = \gamma \frac{(T_1 - T_2)}{(e_1 - e_2)} \quad (2.10)$$

donde γ es la constante psicrométrica

$$\gamma = \frac{C_p p}{0,622 \lambda} \quad (2.11)$$

La hipótesis más importante es que h_c y h_v son aproximadamente iguales. Priestley y Taylor (1972), retomaron esta hipótesis, sugiriendo el valor 1 para el cociente h_c/h_v .

Aplicando la relación de Bowen, la evaporación se puede calcular mediante la ecuación (2.12):

$$E = \frac{R_n - \Delta Q_w}{\lambda(1 + \beta)} \quad (2.12)$$

La aparición en el mercado de equipos que permiten estimar directamente la relación de Bowen, ha favorecido la utilización del método para determinar la evapotranspiración de cultivos (ET), aunque no se han empleado para determinar la evaporación de superficies de agua en lámina libre.

2.5.2.2. Correlación por turbulencia (Eddy Correlation)

La técnica basada en la teoría de la correlación por turbulencia, descrita en varios artículos (Elias y Castellvi, 2001), permite medir directamente el flujo de calor sensible y el flujo de calor latente. Las fluctuaciones de velocidad vertical (w') del viento se miden con anemómetros de respuesta rápida (> 10 Hz), como anemómetros sónicos. El instrumento también lleva un termopar muy fino que permite medir las fluctuaciones de temperatura T' . La concentración de vapor de agua q' , se ha de medir con un higrómetro de respuesta rápida. Los valores instantáneos se registran a alta frecuencia (≈ 5 Hz).

Se calculan las covarianzas respectivas ($w'q_v'$) y ($w'T'$), para un intervalo de tiempo determinado (5 a 10 minutos), que corresponde al flujo de calor latente y al flujo de calor sensible:

$$\lambda E = \lambda \overline{w' \rho' v} \quad (2.13)$$

$$H_s = \rho C_p \overline{w' T'} \quad (2.14)$$

2.5.3. Método aerodinámico o de transferencia de masa

El método está basado en una relación entre la transferencia de masa y el gradiente del gas considerado.

Para expresar la evaporación como una función de las variables climáticas, se han deducido numerosas fórmulas empíricas. Varias de estas ecuaciones se basan en la ley de Dalton (ec. 2.2), donde la función de viento $f(u)$, corresponde a la conductancia aerodinámica h_v y al igual que en la ec. 2.3, suele expresarse mediante una relación lineal, escribiéndose del siguiente modo:

$$E = (e_s - e_a)(a + bu) \quad (2.15)$$

donde:

e_s y e_a = Presión de vapor de saturación a la temperatura de la superficie del agua y presión de vapor del aire a una altura “ a ” respectivamente.

u = Velocidad del viento (tomada también a una altura fija).

Los coeficientes a y b han de determinarse para cada zona donde se pretenda aplicar esta ecuación. Por este motivo, existe en la literatura una gran diversidad de ecuaciones de este tipo. Por ejemplo, expresando la tasa de evaporación E en mm/día, la presión de vapor en kPa y la velocidad del viento en km/h, Llamas (1993) cita las ecuaciones indicadas por los siguientes autores:

- *Fitzgerald* (1886) estimó lo coeficiente a y b y expresó la fórmula del siguiente modo:

$$E = (e_s - e_a)(3 + 1,5u) \quad (2.16)$$

- Con medidas directas en tanque de tipo US Weather Bureau, Horton (1917) desarrolló la ecuación:

$$E = 3(\psi e_s - e_a) \quad (2.17)$$

donde ψ es un coeficiente que depende de la velocidad del viento:

$$\psi = 2,0 - e^{-0,124u} \quad (2.18)$$

Con objeto de poder utilizar la fórmula de Horton para grandes superficies de agua, el valor de E debe multiplicarse por el coeficiente F que se obtiene mediante la ecuación 2.23:

$$F = (1 - P_v) + P_v \frac{\psi - 1}{\psi - h} \quad (2.19)$$

donde:

F = Coeficiente de superficie.

P_v = Fracción de tiempo durante el cual el viento es turbulento.

h = Humedad relativa en fracción decimal.

Para condiciones atmosféricas medias, $F = 0,9$ y la ecuación de Horton es:

$$E = 2,7(\psi e_s - e_a) \quad (2.20)$$

con E en mm.d^{-1} .

Otra fórmula es la que da Meyers (1944):

$$E = C(e_s - e_a)(1 + 0,062u) \quad (2.21)$$

donde:

E = Evaporación en mm/mes ,

C = Coeficiente que varía entre 110 para lagos poco profundos y 80 para extensiones de agua de grandes profundidades.

u = Velocidad del viento en km/h .

Meyers propone la aplicación de la siguiente ecuación a lagos de poca profundidad:

$$E = 11(e_s - e_a)(1 + 0,10u_8) \quad (2.22)$$

en donde E es la evaporación en pulgadas/mes ; u_8 la velocidad del viento en la superficie evaporante a ocho metros de altura en millas/hora y las presiones de vapor expresadas en pulgadas de Hg.

Otros ejemplos citados por Fortín (1977), empleando las mismas unidades pero expresando la evaporación en pulgadas/día , son:

Ecuación de Rohwer (U.S.A):

$$E = 0,771(1,465 - 0,0186P_b)(0,44 + 0,118u)(e_s - e_a) \quad (2.23)$$

siendo P_b la presión barométrica también en pulgadas de Hg.

Ecuación de Marciano y Harbeck en el lago Hefner (1954):

$$E = 0,0578u_8(e_s - e_a) \quad (2.24)$$

También se han desarrollado más ecuaciones empíricas a partir de los datos obtenidos en el lago Hefner en 1954 (Oklahoma), con una superficie de 10 km² (Linsley, 1992):

$$E = 0,122(e_s - e_2)u_4 \quad e_2, u_4 \text{ sobre el lago} \quad (2.25)$$

$$E = 0,097(e_s - e_8)u_8 \quad e_8, u_8 \text{ sobre el lago} \quad (2.26)$$

$$E = 0,109(e_s - e_2)u_4 \quad e_2 \text{ viento arriba y } u_4 \text{ sobre el lago} \quad (2.27)$$

donde las presiones de vapor están dadas en milibares, el viento está en metros por segundo y los subíndices numéricos son las alturas sobre la superficie en metros; E es la evaporación del lago en milímetros por día. Con la presión de vapor en pulgadas de mercurio, las velocidades del viento en millas por día y la evaporación en pulgadas por día, las constantes de las ecuaciones (2.29) y (2.31) serán 0,00304 y 0,00270 respectivamente. La ecuación (2.29) dio excelentes resultados para el lago Mead, y existen buenas razones para creer que su aplicación es general (Webb, 1960). La ec. (2.30) produjo valores satisfactorios de la evaporación anual del lago Mead, pero se encontró un sesgo estacional que parece estar correlacionado con la estabilidad atmosférica.

Tanto las ecuaciones desarrolladas en el lago Hefner como en el lago Mead corresponden a la forma:

$$E = N u(e_s - e_a) \quad (2.28)$$

en donde:

E = Evaporación.

N = Coeficiente de transferencia de masa.

u = Velocidad del viento.

e_s = Presión de saturación de vapor a la temperatura superficial del agua.

e_a = Presión de vapor a la temperatura del aire a una altura determinada.

Casi todas las ecuaciones presentan en común que la evaporación es proporcional al producto de la velocidad del viento, u , por la diferencia de presiones ($e_s - e_a$). En algunas ecuaciones puede verse la velocidad del viento elevada a un exponente menor que la unidad. No obstante, la ecuación 2.32 es, por lo visto, la más utilizada. En ella es fundamental el perfecto conocimiento de N (Miró-Granada, 1984).

2.5.3.1. Efecto del tamaño del lago

Cuando el viento atraviesa una superficie libre de agua, la presión de vapor del aire aumenta; por este motivo, los conceptos de transporte turbulento han llevado a sostener que la evaporación puntual disminuye viento abajo. Sutton (1949) concluyó que la evaporación promedio de una superficie de agua circular es proporcional a su diámetro a una potencia de $-0,11$ bajo condiciones adiabáticas; esta relación funcional ha sido verificada en experimentos con túneles de viento (Lettau et al., 1936). La teoría considera que las temperaturas del agua y del viento permanecen constantes viento abajo, y esta condición prevalece en túneles de viento, donde la radiación solar no entra como factor. Sin embargo, las observaciones muestran un aumento en la velocidad del viento al comparar las medidas en las orillas del lago viento abajo y viento arriba, y considerando la conservación de la energía, una reducción inmediata en la tasa de evaporación debido a una disminución en el gradiente de presión de vapor debe producir un aumento en la temperatura del agua. A pesar de que los datos experimentales son insuficientes para determinar el efecto cuantitativo del tamaño del lago, la ec. (2.29) se puede aplicar a lagos hasta de varios cientos de kilómetros cuadrados sin errores apreciables en este aspecto, siempre que las observaciones estén bien centradas en el lago.

Harbeck (1962) encontró utilizando estudios de muchos embalses con áreas hasta de 120 Km^2 que el coeficiente de transferencia de masa N se puede expresar mediante la siguiente ecuación:

$$N = 0,291A^{-0,05} \quad (2.29)$$

donde A es el área del embalse en m^2 . Para aplicar este coeficiente en la ec. (2.28), v_2 se expresa en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, la presión de vapor en mb y e_a corresponde al aire no afectado por la capa límite interna desarrollada en el embalse, es decir, viento arriba. E queda expresada en $\text{mm}\cdot\text{día}^{-1}$.

2.5.3.2. Analogía con la ley de Ohm

Otra forma de estudiar la evaporación como un proceso físico, es introduciendo el concepto de resistencia por analogía con la ley de Ohm. El flujo de vapor es directamente proporcional al gradiente de vapor entre la superficie evaporante y el aire e inversamente proporcional a la resistencia ofrecida al flujo de vapor, denominada resistencia aerodinámica r_v (Elías y Castellví, 2001).

La evaporación desde el punto de vista del intercambio de masa, se puede expresar por:

$$E = \frac{e_s - e_a}{r_v} \quad (2.30)$$

Cuando se expresa de esta forma r_v corresponde a la inversa del conductancia aerodinámica h_v (función de viento de la ecuación de Dalton).

$$r_v = \frac{1}{h_v} \quad (2.31)$$

2.5.4. Métodos combinados

Penman en 1948, combinó la ecuación de balance de energía y la ecuación de transferencia de masa. El balance de energía presentado en la ecuación 2.6 muestra los flujos energéticos que intervienen en un volumen de agua considerado isotermo. Penman realizó el balance para una lámina delgada de agua y despreció el calor almacenado en su interior, quedando el balance de energía descrito por la siguiente ecuación:

$$H_s = R_n - \lambda E \quad (2.32)$$

Según Monsalve (1999), ΔQ_w puede despreciarse si la temperatura de la masa de agua permanece más o menos constante, si el lago o embalse es muy poco profundo o si se consideran períodos superiores a 10-20 días. Miró-Granada (1984) indica que la mayoría de autores consideran, para aplicar la ecuación de Penman a lagos y grandes embalses, periodos superiores a 10 días.

De la combinación del método del balance de energía y del método aerodinámico o de transferencia de masa, Penman dedujo la siguiente ecuación:

$$E = \frac{R_n \Delta + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad (2.33)$$

donde:

γ = Constante psicrométrica.

Δ = Pendiente de la curva de presión de saturación de vapor.

E_a = Poder evaporante del aire que expresa la velocidad de evaporación como una función de la velocidad media del viento y del déficit de presión de vapor (DPV). Penman consideró la velocidad del viento en millas/día y el DPV en mmHg. La función de viento que originalmente dedujo Penman en Inglaterra es la siguiente:

$$f(u) = 0,35(0,5 + \frac{\bar{u}_2}{100}) \quad (2.34)$$

donde:

\bar{u}_2 = Velocidad media del viento a 2 m por encima del agua, en millas/día.

El término E_a , queda definido de la siguiente forma:

$$E_a = 0,35(0,5 + \frac{\bar{u}_2}{100})(e_a^* - e_a) \quad (2.35)$$

Kohler (1954), a partir de las experiencias llevadas a cabo en el lago Hefner, dedujo la otra relación:

$$E_a = (0,47 + 0,0024u_2)(e_a^* - e_a) \quad (2.36)$$

donde

u_2 = es la velocidad total del viento en km/día a una altura de 2 metros. Esta expresión se aplica cuando $(e_a^* - e_a)$ se expresa en mm Hg.

E_a = Poder evaporante que aparece en el modelo de Penman y se expresa en mm/día.

La mayoría de los autores, cuando utilizan el método combinado, en lugar de R_n emplean E_r , que indica la tasa de evaporación debido a la radiación neta expresada en mm/día. E_r se calcula mediante la siguiente ecuación (Chow, 1999):

$$E_r = \frac{R_n}{\lambda \rho_w} \quad (2.37)$$

donde:

λ = Calor latente de evaporación

ρ_w = Densidad del agua.

La expresión más utilizada, cuando se calcula la evaporación del agua de lagos o embalses, es la siguiente:

$$E_0 = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad (2.38)$$

Cuando se hace referencia a la evaporación en lámina libre, la mayoría de autores emplean el término E_0 en lugar de E , que expresa la evaporación sin precisar en qué condiciones se produce.

Los factores de ponderación $\Delta/(\Delta+\gamma)$ y $\gamma/(\Delta+\gamma)$ suman la unidad, por lo que el método combinado indica en qué proporción afecta la radiación o el término aerodinámico. (Abadía, 1996).

Chow (1999) indica que la aplicación de la fórmula de Penman ofrece buenos resultados para el cálculo de la evaporación cuando toda la información meteorológica requerida se encuentra disponible y todas las suposiciones que estableció Penman se satisfacen. También indica que las principales suposiciones del balance de energía son que prevalezca un flujo de energía estacionario y que los cambios en el almacenamiento de calor en el cuerpo de agua durante un periodo de tiempo no sean significativos. Estas suposiciones limitan su aplicación a intervalos de tiempo diarios o mayores, y a situaciones que no involucren grandes capacidades de almacenamiento de calor, como las que posee un gran lago o embalse. Según Linsley (1992) estas suposiciones puede llevar cuando se aplica el método combinado a sobreestimar apreciablemente la evaporación en condiciones calmadas y húmedas y a subestimarla en condiciones de vientos secos y turbulentos.

2.5.4.1. Fórmula de Priestley-Taylor

Las fórmulas basadas en el método combinado son apropiadas para calcular la evaporación cuando se dispone de información climatológica detallada (Thompson, 1999). La información requerida incluye la radiación neta, temperatura del aire, humedad y velocidad del viento. Cuando parte de esta información no está disponible, deben utilizarse las ecuaciones de evaporación que requieren menos variables

(American Society of Civil Engineers, 1973; Doorenbos y Pruitt, 1977). Para tales casos Priestley-Taylor (1972) determinaron que el segundo término de la ecuación de Penman es aproximadamente el 30% del primero. Luego, puede escribirse como:

$$E_0 = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r \quad (2.39)$$

donde $\alpha_{pt} = 1.26$. Otros investigadores han confirmado la validez de esta aproximación, variando levemente el valor de α_{pt} de una localidad a otra (Chow, 1999; Thompson, 1999).

2.5.5. Estimación de la evaporación en embalses a partir de evaporación en tanques y datos meteorológicos

El tanque evaporímetro es, sin lugar a dudas, el instrumento más empleado en la actualidad para predecir la evaporación en embalses. Aunque las críticas a los tanques evaporímetros pueden estar justificadas teóricamente, la relación entre la evaporación en un lago y la evaporación en el tanque (mediante el coeficiente del tanque) es bastante consistente, de un año a otro, y no varía excesivamente de región a región (Linsley, 1992).

2.5.5.1. Observaciones en tanques evaporímetros

Existen tres formas de instalar los tanques evaporímetros: enterrados, flotantes y en la superficie; igualmente hay opiniones divergentes sobre la mejor exposición. Al enterrar un tanque, se tiende a eliminar los efectos de frontera, tales como la radiación en los lados del tanque y el intercambio de calor entre la atmósfera y el tanque; sin embargo, se crean problemas de observación. Los tanques enterrados reciben más suciedad; son difíciles de instalar, de limpiar y de reparar; es difícil detectar escapes; y la altura de la vegetación adyacente al tanque es crítica. También hay un intercambio apreciable de calor entre el tanque y el suelo (Nordenson et al., 1962), dependiendo de factores tales como el tipo de suelo, el contenido de humedad y la cobertura vegetal. El intercambio de calor con el suelo puede cambiar la evaporación anual en un 10 por ciento para un tanque de 2 m de diámetro y en un 7 por ciento para un tanque de 5 m. Por lo tanto, parece obvio que estas transferencias de calor producen variaciones significativas en el coeficiente de un tanque pequeño, enterrado y sin aislamiento.

La evaporación de un tanque que flota en un lago se aproxima mejor a la evaporación del lago que una instalación en la orilla, pero aún, en este caso, los efectos de frontera son apreciables. Los tanques flotantes presentan también problemas de observación (las transferencias de agua por salpicadura entre tanque y el lago disminuyen con frecuencia la fiabilidad de los datos) y sus costos de instalación y operación son muy altos.

Los tanques expuestos por encima de la superficie experimentan una evaporación mayor que los enterrados, debido principalmente a la energía radiante interceptada por las paredes de los lados y al intercambio de calor a través del tanque cuyos efectos deben ser tomados en cuenta. Estas deficiencias pueden minimizarse aislando el tanque; las principales ventajas de las instalaciones de superficie son su economía y su facilidad de instalación, operación y mantenimiento.

El tanque normal Clase A del U.S. Weather Bureau es el tanque evaporímetro más usado en los Estados Unidos. Es un tanque de hierro galvanizado, sin pintar, de 122 cm (4 ft) de diámetro y 25,4 cm (10 in) de profundidad y está expuesto sobre un marco de madera para permitir que el aire circule por debajo, se llena hasta una profundidad de 20 cm (8 in), y las instrucciones (U. S. National Weather Service Substation Observation, 1972) exigen que sea llenado de nuevo cuando la profundidad disminuya hasta 18 cm (7 in). El nivel del agua se mide diariamente con un medidor de gancho en un pozo de nivel y la evaporación se calcula como diferencia entre los niveles observados, ajustados por cualquier precipitación medida en una estación normal de lluvia. Alternativamente, se puede adicionar agua todos los días para empezar con un nivel fijo en el pozo de nivel. Actualmente se pueden realizar medidas de la evaporación del agua del tanque y controlar el nivel de forma automática (Molina et. al, 2003)

Otros muchos tipos de tanques evaporímetros se hallan en uso en diferentes partes del mundo, y la necesidad de normalización internacional ha sido reconocida por mucho tiempo por la Organización Meteorológica Mundial (OMM). En espera de la normalización, se han llevado a cabo comparaciones entre tanques de varios tipos (WMO, 1966), que indican que las relaciones de evaporación de tanque a tanque muestran una variación geográfica (climática) apreciable. Los dos tanques de mayor uso son el de Clase A y el GGI-3000 (Instructions for Hydrometeorological Stations and Posts, 1963). Este último es circular, con un área de 3000 cm² (con un diámetro de 61,8 cm o 24,3 in). Su profundidad es de 60 cm (23,6 in) en las paredes y un poco mayor en

el centro y es fabricado con láminas de hierro galvanizado. El tanque y un pluviómetro similar se entierran en el suelo.

El valor de la evaporación en un tanque como índice de la evaporación en un lago debe depender de las consideraciones de intercambio de energía y no de similitudes aerodinámicas. Como en un “calorímetro”, es mucho lo que se gana aislando térmicamente el tanque, y si esto se hace, parece que las desventajas de la exposición enterrada se eliminan. Los experimentos con un tanque térmicamente aislado y de dimensiones aproximadamente iguales a las del GGI-3000 han sido prometedores (Shuttleworth, 1994). La variación geográfica del coeficiente del tanque para este tipo de evaporímetro es apreciablemente menor que para cualquier otro tanque pequeño de uso general.

En algunas localidades, es necesario cubrir los evaporímetros con mallas para evitar la pérdida de agua debido a pájaros y otros animales que la beben. Se debe tener en cuenta que, al cubrir el evaporímetro con una malla, cambia su coeficiente. Ensayos realizados en Kenya muestran que para un tanque de Clase A la evaporación se reduce hasta en un 14 por ciento al cubrirlo con una malla metálica (WMO, 1966).

2.5.5.2. Evaporación en tanques y factores meteorológicos

Se han llevado a cabo muchos intentos para obtener relaciones fiables entre la evaporación de un tanque evaporímetro y factores meteorológicos (Linsley et al., 1949). Los propósitos obvios que tales relaciones tendrían son los que siguen:

1. Aumentar nuestro conocimiento de la evaporación.
2. Estimar registros perdidos de evaporímetros (los tanques no operan durante el invierno en áreas donde se forma una capa de hielo y los registros para días con nieve o fuertes tormentas pueden resultar erróneos).
3. Para estimar datos en estaciones en las cuales no se hacen observaciones en tanques evaporímetros.
4. Para verificar la fiabilidad y representatividad de los datos observados.
5. Para profundizar en el estudio de las relaciones entre la evaporación en tanques y lagos.

En 1974, la radiación solar se observó solo en 85 estaciones en los Estados Unidos. Sin embargo, existen medios razonablemente fiables para estimar esta variable (Hamon et

al., 1954; Fritz et al., 1949) y las otras variables requeridas se pueden estimar usualmente con precisión suficiente para obtener valores adecuados de la evaporación anual, o mensual.

2.5.5.3. Cálculo de la evaporación a partir del tanque evaporímetro

Debido a su simplicidad y bajo costo, es el método más usado en la actualidad para estimar la evaporación sobre un embalse. Además, da unos resultados aceptables para intervalos de tiempo no muy pequeños, con coeficientes relativamente estables. El tipo de tanque más común es el Clase A. Las relaciones desarrolladas entre la evaporación de este tanque y la evaporación real desde una superficie amplia de agua están representadas como:

$$E_0 = K_{pan} E_{pan} \quad (2.40)$$

donde:

E_0 = Evaporación en lámina libre.

E_{pan} = Evaporación del tanque.

K_{pan} = Constante de proporcionalidad, que generalmente varía entre 0.60 y 0.85, con un valor promedio de 0.70.

Lo usual es que la evaporación medida en los evaporímetros sea mayor que en el embalse en estudio, por varias razones, como la capacidad calorífica del material con el que está construido el tanque evaporador, el color del tanque, el tamaño e incluso el albedo, que puede ser diferente para el embalse y para el tanque.

Los valores de K_{pan} se consideran constantes de un año a otro, es decir, K_{pan} es estacionario a nivel anual. Los coeficientes para períodos menores de un año son más variables pues la energía almacenada en el lago puede variar apreciablemente desde el comienzo hasta el final del período y los cambios en el almacenamiento de calor producen variaciones pronunciadas en los coeficientes mensuales que deben ser tenidas en cuenta.

2.5.5.4. Efectos de la energía por advección en la evaporación de tanques

Las observaciones han demostrado que la transferencia de calor sensible a través de un tanque evaporímetro puede tener un efecto apreciable y que el calor puede fluir en cualquier dirección dependiendo de las temperaturas del agua y del aire. Como la

transferencia de calor a través del fondo de un embalse es prácticamente cero, los datos de tanques evaporímetros necesitan ajuste.

Normalmente, la advección de calor sensible a través de las paredes del tanque es suficiente para producir variaciones moderadas en el coeficiente del tanque bajo diferentes regímenes climáticos.

2.6. REDUCCIÓN DE LAS PÉRDIDAS POR EVAPORACIÓN

En todo el mundo, la demanda de agua aumenta con rapidez, tanto por el aumento de la población como por el incremento de superficies de regadíos, por lo que no es de extrañar que, desde hace años, las investigaciones que conducen a controlar la evaporación hayan sido numerosas.

En primer lugar pueden citarse las experiencias de Benjamín Franklin, en 1765, en Clapham, Inglaterra, al desparramar aceite sobre agua en varios estanques para formar una película protectora. Desde entonces, en relación con este objetivo, han sido numerosos los investigadores que han aportado su contribución. Entre estos Pockels (1891), Rayleigh (1899), Devaux (1913), Herdy (1913) y Langmuir (1917) que, con posterioridad, en 1932, recibió el Premio Nobel al demostrar que los alcoholes grasos de cadena larga se caracterizaban por formar capas monomoleculares al extenderse sobre superficies. A partir de él, Rideal (1925) ya observó, por primera vez, que las capas monomoleculares eran capaces de reducir la evaporación (Miro-Granada, 1984).

Han continuado posteriormente, y continúan, las experiencias, destacando los trabajos de Mansfield (1953), La Mer (1964) y muchos otros que pueden verse en la extensa bibliografía publicada por Frenkel (1965).

Las tecnologías experimentadas para reducir la evaporación en superficies de agua libre pueden clasificarse, en función de los principios empleados, en 4 grupos (Brown 1988):

- **Métodos químicos.** Basados en la aplicación de sustancias que forman una película sobre la superficie libre de agua.
- **Métodos físicos.** Modifican las propiedades físicas del agua.
- **Métodos estructurales.** Consisten principalmente en la cobertura de la superficie libre de líquido mediante estructuras que interceptan la radiación solar.
- **Otros métodos.** Se refieren a técnicas de diseño y manejo en los embalses.

Los métodos químicos hacen referencia a la aplicación de sustancias sintéticas menos densas y volátiles que el agua (alcoholes cetílicos y esteáricos principalmente), con el fin de conseguir una película de pequeño espesor que flote sobre el agua y disminuya las pérdidas por evaporación. Los trabajos pioneros en esta materia fueron realizados por Mansfield (1956) en Australia, continuándose posteriormente en Estados Unidos e Israel. Doménech (1990) obtuvo reducciones del 60-70 % en laboratorio, pero los resultados obtenidos en condiciones de viento suponen una disminución de la evaporación de entre el 10 y el 20%. Estos bajos porcentajes, junto con los numerosos problemas que plantea su aplicación y mantenimiento, indican que estos métodos son de poca utilidad para los fines perseguidos.

Los métodos físicos alteran las propiedades físicas del agua almacenada, como por ejemplo la densidad o el color, con el fin de disminuir la tasa de evaporación. Pueden clasificarse en tres grupos:

- El primer grupo incluiría aquellos que pretenden eliminar la estratificación térmica del agua en los embalses mediante un sistema de agitación. Estos métodos pretenden disminuir la temperatura superficial del agua y, consecuentemente, la evaporación. Este método fue inicialmente experimentado por Koberg y Ford (1965) en California, obteniendo disminuciones en la tasa de evaporación de hasta el 15%. Posteriores aplicaciones han sido desarrolladas, obteniéndose tasas de disminución de la evaporación siempre por debajo del 30%. La aplicación de esta técnica es más eficiente cuanta mayor diferencia de temperatura existe entre los estratos superficiales y profundos del embalse. En el caso de embalses de riego, de escasa profundidad, esta diferencia de temperaturas suele ser muy pequeña, por lo que la aplicación del método ofrece pocas posibilidades.
- El segundo grupo de técnicas consiste en la aplicación de coberturas flotantes. En este caso se disminuye la superficie de contacto entre el agua y la atmósfera y, por lo tanto, la evaporación. Además, si se emplean materiales de colores claros, puede disminuir la cantidad de radiación solar absorbida y, consecuentemente, la temperatura del agua en la balsa. Cooley (1983) experimentó diversas coberturas flotantes de elementos esféricos durante más de 10 años en Phoenix y Arizona (EEUU), obteniendo reducciones en la evaporación entre el 78 y el 95%. El principal inconveniente de esta técnica son

los daños producidos por el viento, que origina el desplazamiento de los elementos flotantes. Laing (1991) estudió el empleo de placas de polietileno arriostradas mediante elementos flexibles, eliminando el problema anterior.

- El tercer grupo hace referencia al empleo de tintes en el agua, con el objetivo de cambiar su color y por tanto el albedo de la superficie. Los escasos estudios sobre esta técnica (Cooley, 1975) indican que la disminución de la tasa de evaporación es muy escasa, por lo que su uso no debe ser considerado. Además, los tintes empleados pueden suponer inconvenientes a la hora de emplear el agua en el riego.

Los métodos estructurales hacen referencia al empleo de estructuras de sombreo con el fin de minimizar la acción de la radiación solar y el viento sobre la superficie de agua del embalse. El empleo de coberturas de acero laminado ha sido ampliamente empleado en embalses y depósitos para el suministro a poblaciones en Australia, obteniendo tasas de disminución superiores al 90%. Sin embargo, el elevado precio de estas estructuras y las grandes dimensiones que llegan a alcanzar las balsas de riego hacen que esta solución no se ajuste a nuestros objetivos. Cluff (1975) experimenta el empleo de láminas de plásticos reforzados sobre una estructura de cables de acero, obteniendo tasas de disminución en la evaporación del 90%, pero también plantea los numerosos problemas ocasionados por el efecto del viento. En los últimos años han aparecido soluciones comerciales que emplean mallas de sombreo permeables al viento (principalmente de polipropileno) sobre estructuras de cables acerados como posible solución al problema de evaporación, pero no se mencionan índices de efectividad de esta técnica ni se realizan consideraciones sobre el cálculo estructural.

Finalmente, dentro del grupo de otros métodos se incluyen estudios aislados sobre la influencia de diferentes aspectos de diseño y manejo de embalses de riego en la evaporación.

En España los estudios sobre técnicas para minimizar las perdidas por evaporación en embalses de uso agrícola son muy escasos. La primera referencia encontrada es del año 1994 y consistente en el estudio mecánico de una estructura de sombreo instalada en la Comunidad de Regantes de las Cuatro Vegas (Almería).

En la mayoría de los estudios mencionados se hace referencia a que la viabilidad económica de las soluciones propuestas depende del precio del agua y por tanto su

aplicación será más interesante cuanto mayor sea el mismo. El elevado valor económico que está adquiriendo actualmente el agua en las regiones áridas con elevado potencial agrícola y turístico, como el sureste español, está impulsado a escala internacional estudios con objetivos similares a los que este proyecto plantea (Webster y Sherman, 1995; Winter y Rosenberry, 1995; Condie y Webster, 1997; Ciolkosz y Albright, 2000; Bruton et al., 2000).

CAPITULO III

**MATERIAL Y MÉTODOS. ESTACIONES
EXPERIMENTALES EMPLEADAS EN EL
ESTUDIO DE LA REDUCCIÓN DE LA
EVAPORACIÓN**

3. MATERIAL Y MÉTODOS. ESTACIONES EXPERIMENTALES EMPLEADAS EN EL ESTUDIO DE LA REDUCCIÓN DE LA EVAPORACIÓN

3.1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Cuando surge la necesidad de medir una magnitud física, química o biológica para posteriormente poder procesarla y convertirla en una señal eléctrica (analógica o digital) fácilmente tratable, se hace necesario disponer de elementos sensores, transductores y transmisores, así como de un sistema de adquisición de datos para su procesamiento posterior.

Es indudable la necesidad de poder medir los factores climáticos y la evaporación para determinar las relaciones existentes entre ellos y establecer los modelos que sirvan de base de cálculo de la evaporación y de la reducción de la misma al emplear mallas de sombreo. Esto conlleva el tener que implementar una estación experimental para el registro de las variables climáticas que intervienen en el proceso.

En este capítulo se muestra la constitución y funcionamiento de la estación experimental agroclimática Tomás Ferro (TF) establecida para tal fin, así como las estaciones climáticas empleadas del SIAM.

3.2. ESTACIÓN EXPERIMENTAL TOMAS FERRO (UPCT)

3.2.1. Localización de la estación experimental

La estación experimental donde se ha llevado a cabo la investigación se encuentra ubicada en la Estación Experimental Agroalimentaria (ESEA) de la UPCT, situada en la pedanía de La Palma, perteneciente al término municipal de Cartagena.

En el siguiente mapa se puede ver donde se encuentra ubicada la estación dentro del Campo de Cartagena.

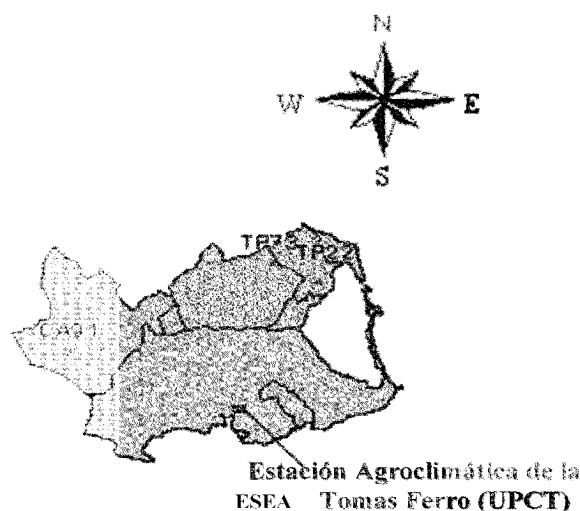


Figura 3.1. Localización de la Estación Experimental Agroclimática TF

3.2.2. Elementos que Constituyen la Estación Experimental Agroclimática TF

La estación experimental agroclimática (*Figura 3.3*) está compuesta por un sistema de captura de datos basado en un PC y dos tanques evaporímetros clase A en acero inoxidable enlazados con dos vasos auxiliares colocados sobre unas balanzas para la medida del agua evaporada. Para la medición de las variables climáticas se han dispuesto sobre uno de los tanques en un mástil de 2 metros los sensores que se muestran en la *Figura 3.2*.

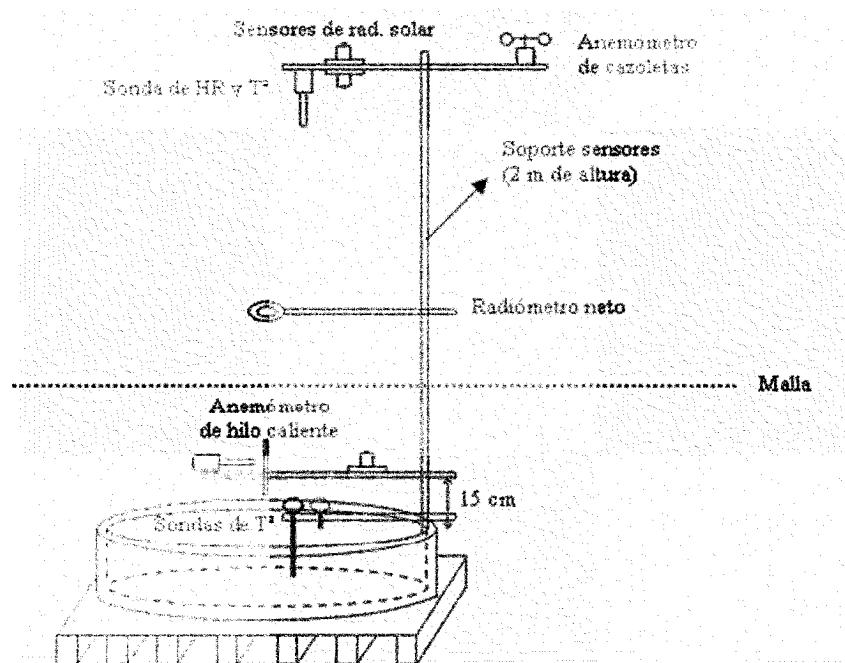


Figura 3.2. Disposición de los sensores sobre el tanque evaporímetro

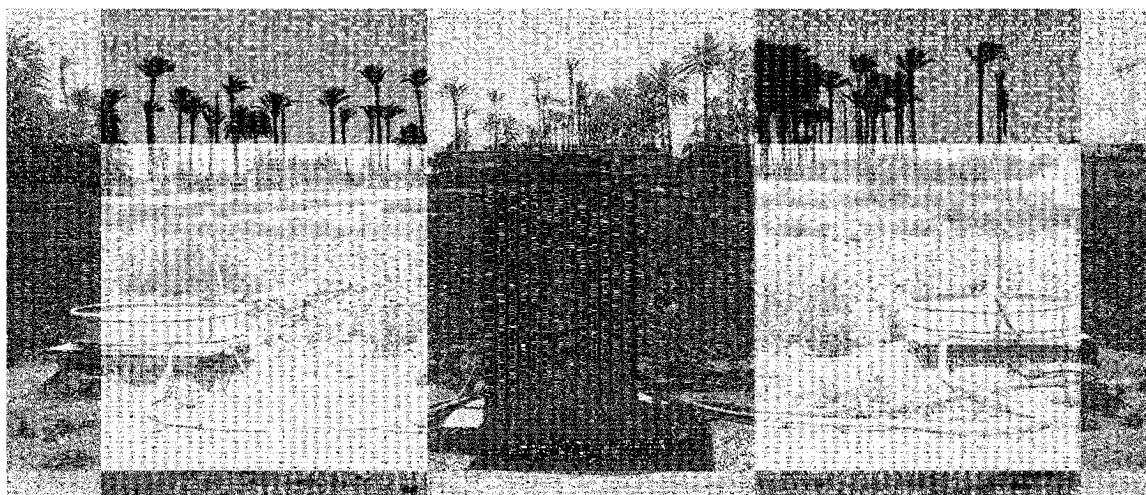


Figura 3.3. Estación Experimental Agroclimática ubicada en la ESEA de la UPCT

Para proteger de las condiciones climáticas adversas (lluvia, polvo, altas temperaturas, etc.), el PC y las balanzas se colocaron en el interior de un armario metálico de 70x70 cm. Este armario fue revestido con material aislante para evitar las altas temperaturas en el interior y se le colocó un tejado con el fin de evacuar el agua de lluvia y evitar la radiación directa del sol.

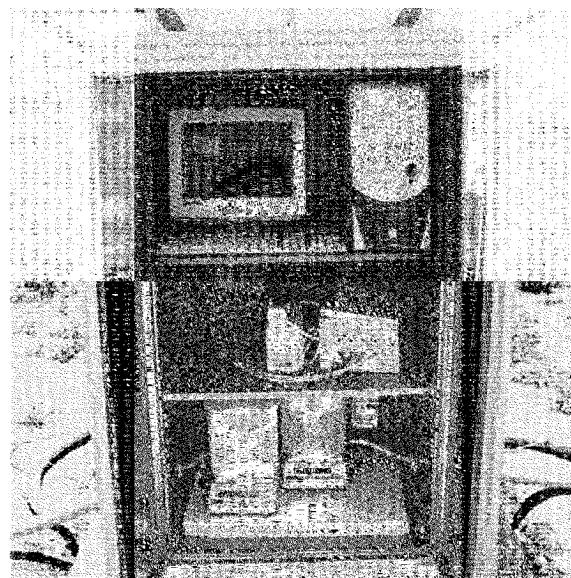


Figura 3.4. Elementos ubicados en el interior del armario

Se consiguió una buena ventilación interior colocando un ventilador en la parte posterior del armario.

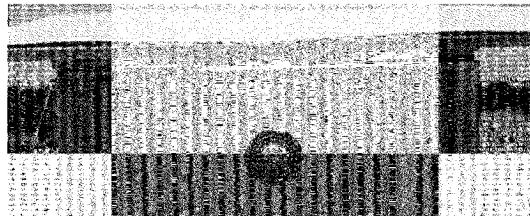


Figura 3.5. Detalle del ventilador

Previamente a la colocación del armario se tuvo que fabricar un dado de hormigón armado, para la fijación del mismo, cuyas dimensiones se establecieron en 1x1x0,4 m. (*Figura 3.3*). La sujeción se llevó a cabo mediante cuatro tornillos de acero inoxidable de 15 cm colocados en la base.

Después de la instalación se observó que las vibraciones provocadas por el viento o por roces fortuitos, eran transmitidas al interior y detectadas por las balanzas. Por este motivo se ideó una placa rígida con un pequeño tubo soldado en el centro, la cual se sujetó a las paredes del armario mediante roblones. La *Figura 3.6* muestra la placa.

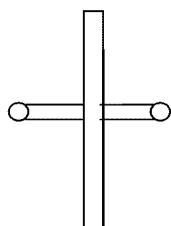


Figura 3.6. Detalle de la placa antivibraciones

En la parte exterior del armario se colocaron en los laterales dos llaves de paso, de forma que permitiese aislar la instalación exterior de la interior a la hora de cualquier manipulación llevada a cabo durante su mantenimiento.

También se le practicó un orificio en la zona superior del lateral izquierdo por donde se introdujo todo el cableado proveniente de los sensores climáticos. El lugar fue elegido en previsión de la mayor proximidad a la ubicación de dichos sensores y a la altura de colocación del PC.

El suministro eléctrico se obtuvo del cuadro de distribución ubicado en la entrada de la finca llevando una línea enterrada hasta el armario. La protección de la instalación interior del armario se realizó mediante un interruptor diferencial y interruptor automático magnetotérmico. Se puede observar en la *Figura 3.8*.

3.2.2.1. El tanque evaporímetro

Con la pretensión de simular el comportamiento de un embalse de riego a pequeña escala y los efectos que la aplicación de mallas de sombreo pudieran provocar, se dispusieron dos tanques evaporímetros Clase A recubiertos con aislante térmico de 10 cm de espesor en la base y 5 cm en todo el perímetro, con pantalla de vapor en el exterior (*Figura 3.7*). Los tanques se recubrieron con mallas antipájaros.

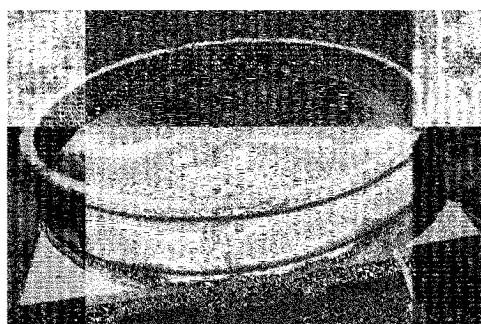


Figura 3.7. Detalle del aislamiento del tanque

3.2.2.2. Medida de la evaporación de los tanques evaporímetros

La medida de la evaporación se realizó con dos balanzas Sartorius BP4100 de 0,1 gr de precisión y rango 0-4 kg, con salida RS232 para adquisición de datos. Sobre ellas se colocaron los vasos auxiliares comunicados con los tanques.



Figura 3.8. Detalle de los vasos auxiliares comunicados con los tanques y las balanzas

3.2.2.3. Medida de la temperatura del agua del tanque evaporímetro

Se emplearon dos sondas RTD Pt100 con vaina de acero inoxidable de 15 y 30 cm, para sumergir en agua, con el fin de realizar lecturas tanto del agua superficial del tanque como del fondo.

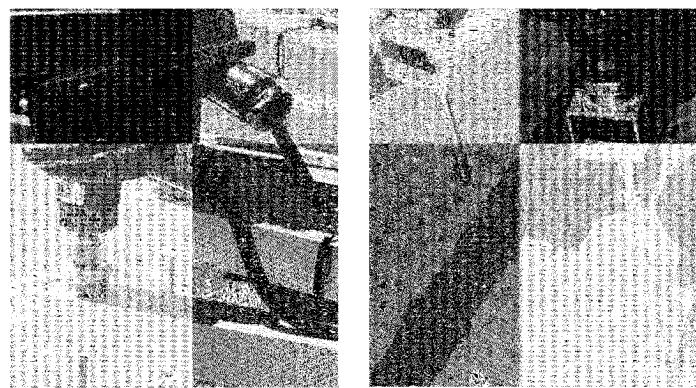


Figura. 3.9. Sondas RTD Pt100 de 15 y 30 cm., en el tanque evaporímetro

Sobre la cabeza de la sonda se acopla el transmisor de temperatura CM-40 con salida 4-20 mA a 2 hilos, como se puede observar en la placa de características del transmisor (*Figura 3.10*). El transmisor se configuró para trabajar en un rango de temperatura de -50 a 100 °C.

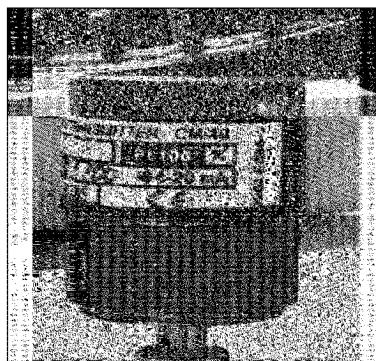


Figura 3.10. Placa de características del transmisor

3.2.2.4. Medida de las variables climáticas

1) Temperatura y humedad relativa del aire (Sonda Vaisala HMP45A)

La medición de la temperatura y humedad relativa del aire se lleva a cabo mediante dos sondas Vaisala HMP45A colocadas a dos niveles sobre el tanque evaporímetro, uno a dos metros de altura y otro a 15 cm sobre la superficie del agua. La *Figura 3.11* muestra las sondas HMP45A colocadas en la estación experimental agroclimática.

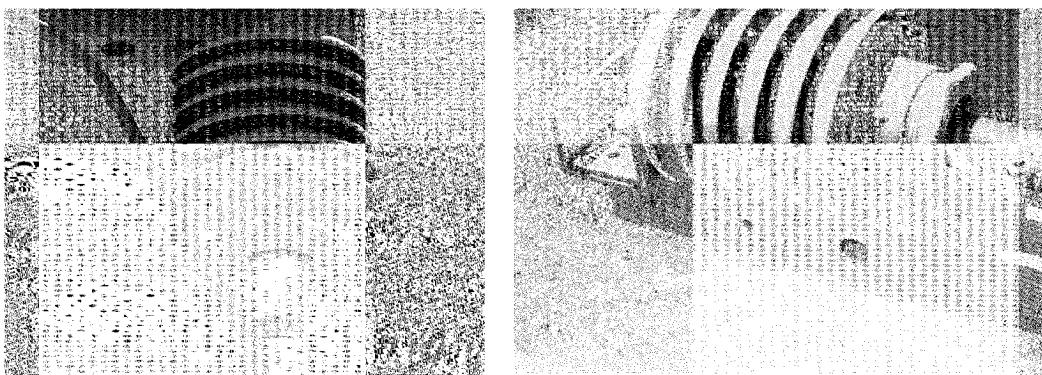


Figura 3.11. HMP45A colocado a 2m de altura y a 15 cm sobre el agua del tanque

La medida de la temperatura se realiza con un sensor de temperatura Pt 1000, que se basa en la variación de la resistencia del Platino con la temperatura. La humedad relativa se mide mediante un dispositivo capacitivo (sensor HUMICAP 180, polímero plástico que tiende a absorber humedad), que cambia sus características eléctricas respondiendo a variaciones de humedad, de tal manera que al absorber humedad disminuye la capacidad. Estos cambios son detectados, linealizados y amplificados por un circuito electrónico situado en la sonda, que además, compensa la HR con la temperatura.

Tabla. 3.1. Características de la sonda Vaisala HMP45A

| Variable meteorológica | Rango de la señal | Rango medida | Precisión | Sensor |
|------------------------|-------------------|----------------|-----------|------------|
| Temperatura | 0 - 1 V | -39,2°C + 60°C | ±0,2°C | Pt 1000 |
| Humedad relativa | 0 - 1 V | 0,8 - 100% | ±2% | HUMICAP180 |

Como accesorio lleva un protector para radiación no aspirado modelo URS1. Este dispositivo de apantallamiento múltiple protege al sensor de temperatura de la radiación directa y difusa, ya que, si ésta incidiese directamente sobre él, se registrarían de día medidas superiores a la realidad. Su efecto sobre el sensor de Humedad Relativa es el de evitar el rocío, la condensación o la lluvia, eliminando el efecto de histéresis que se produciría. Su diseño es tal que permite la ventilación natural y facilita el acceso al sensor para su montaje y desmontaje. Otros protectores tienen ventilación forzada que minimiza el efecto térmico sobre el sensor.

2) Radiación solar global (SKYE SP1110)

Para la medición de la radiación solar se utilizan tres sensores SKYE SP1110. Dos sensores son colocados a dos metros, invirtiendo uno de ellos para poder determinar el albedo (*Figura 3.12*).

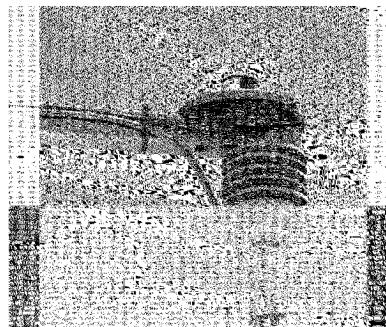


Figura 3.12. Disposición de los SP1110 a dos metros de altura

El tercero se coloca debajo de la malla, tal y como se muestra en la *Figura 3.13*, con el fin de determinar el porcentaje de radiación que deja pasar.

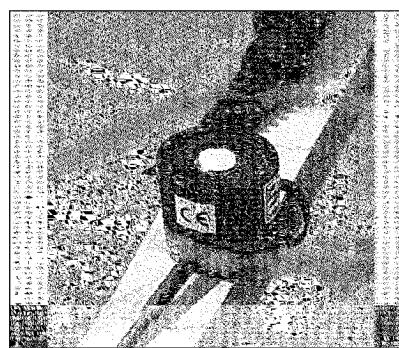


Figura. 3.13. Disposición del SP1110 debajo de la malla

Es un sensor de radiación solar compacto, térmicamente estable, de salida alta y basado en una célula fotoeléctrica de silicio. Se calibra con un piranómetro de termopilas de referencia, y en condiciones de luz natural. Su respuesta espectral se muestra en la *Figura 3.14*.

Tabla. 3.2. Características del sensor de radiación solar SKYE SP1110

| Variable meteorológica | Rango de la señal | Rango sensibilidad | Precisión |
|------------------------|--------------------------------|--------------------|-----------|
| Radiación solar | 1 mV por 100 Wm^{-2} | 350 - 1100 nm | 3% |

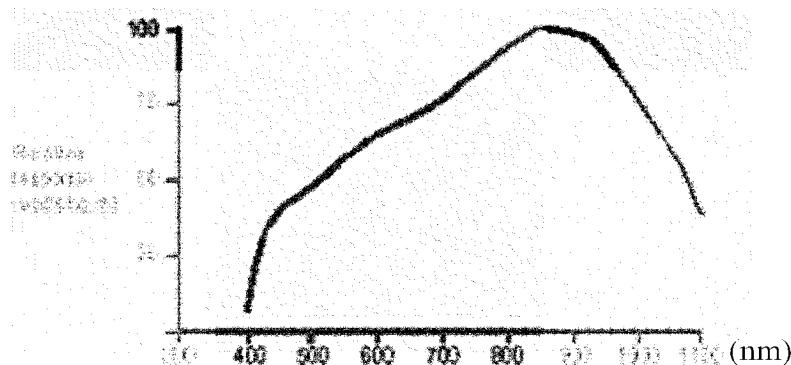


Figura. 3.14. Típica respuesta espectral del SP1110

3) Radiación neta (NR-LITE de Kipp & Zonen)

La radiación neta es la suma algebraica de todas las longitudes de onda (componentes de onda corta y onda larga) entrantes y salientes. La radiación entrante se compone de la radiación solar directa y de la difusa más la radiación de onda larga de la bóveda celeste. La radiación saliente está compuesta de la radiación solar reflejada más la componente terrestre de onda larga emitida por la superficie.

El sensor empleado está constituido por una termopila y su disposición se muestra en la Figura 3.15.



Figura. 3.15. Montaje de sensor NR-LITE sobre el tanque

Las características del sensor de radiación neta se muestran en la Tabla 3.3.

Tabla. 3.3. Características del NR-LITE de Kipp & Zonen

| Variable meteorológica | Rango de la señal | Rango sensibilidad | Precisión |
|------------------------|----------------------------------|-------------------------|-----------|
| Radiación solar | 10 μ V por W m^{-2} | 0,2 - 100 μm | 1% |

4) Anemómetro de cazoletas

Para la medida de la velocidad del viento a dos metros de altura se ha elegido el anemómetro de contactos A100R (*Figura 3.16*).

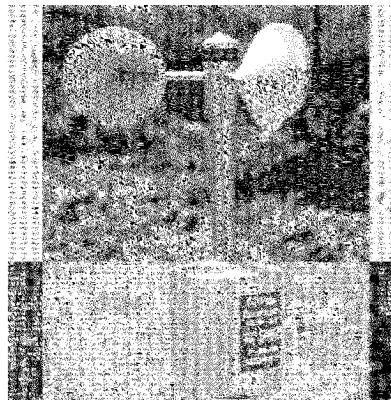


Figura. 3.16. Detalle del anemómetro de cazoletas

Su funcionamiento se basa en un imán que gira con el eje del molinete generando un campo variable, que provoca el cierre de un contacto tipo lengüeta para cada revolución del rotor. Los contactos no sufren rebote, y no es necesaria alimentación eléctrica. El anemómetro está construido en aleación de aluminio anodizado, acero inoxidable y de plástico resistente a la intemperie. El eje gira entre dos cojinetes de bolas resistentes a la corrosión. Los rodamientos están protegidos contra la entrada de las gotas de humedad y polvo, que hacen que el aparato pueda ser utilizado permanentemente en intemperie como es nuestro caso.

Tabla. 3.4. Características del anemómetro de cazoletas A100R

| Variable meteorológica | Precisión | Rango medida |
|------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------|
| Velocidad | $\pm 0,1 \text{ ms}^{-1}$ para $0,3\text{-}10 \text{ ms}^{-1}$ $\pm 1\% \text{ ms}^{-1}$ para $10\text{-}55 \text{ ms}^{-1}$ $\pm 2\% \text{ ms}^{-1}$ para $> 55 \text{ ms}^{-1}$ | $0,2 - 75 \text{ ms}^{-1}$ |

5) Anemómetro de hilo caliente

Un anemómetro de cazoletas no permite medir la velocidad del viento debajo de la malla, ya que las velocidades que se pueden presentar son muy bajas. Por este motivo se empleó un anemómetro de hilo caliente.

El modelo elegido fue el traductor de velocidad del aire TSI modelo 8455 junto con su sonda de hilo caliente, que se colocó sobre el tanque a una altura de 15 cm.

Tabla. 3.5. Características del anemómetro de hilo caliente

| Variable meteorológica | Precisión | Rango medida |
|------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| Velocidad | $\pm 0,2\% \text{ ms}^{-1}$ | 0,125 - 50 ms^{-1} |

3.2.2.5. Sistema de adquisición de datos

La adquisición de datos de todos los sensores a excepción de las dos balanzas la hace la tarjeta de adquisición de datos mod. PCI-9111/HR montada dentro del PC. Las balanzas van directamente conectadas a los puertos serie COM1 y COM2.

3.2.2.5.1. Tarjeta de adquisición de datos

Sus principales características son las siguientes:

- Conexión 32-bit PCI-Bus.
- 16 bit de resolución de las entradas analógicas.
- 16 entradas analógicas modo sencillo.
- 16 entradas digitales TTL.
- 16 salidas digitales.

Tabla. 3.6. Asignación de canales analógicos

| Entrada Analógica | Sensor |
|--------------------------|------------------------------------|
| 0 | Temperatura de agua nivel 1 |
| 1 | Temperatura del agua nivel 0 |
| 2 | Humedad Relativa nivel 0 |
| 3 | Temperatura del aire nivel 0 |
| 4 | Humedad Relativa nivel 1 |
| 5 | Temperatura del aire nivel 1 |
| 6 | Radiación Global Incidente nivel 1 |
| 7 | Radiación Global Reflejada nivel 1 |
| 8 | Radiación Neta. |
| 9 | Anemómetro de hilo caliente. |

Tabla. 3.7. Asignación de canales digitales

| Entrada Digital | Sensor |
|------------------------|-------------------------|
| 1 | Anemómetro de cazoletas |

Los sensores están colocados a dos niveles: el nivel 0 que son los situados más bajos y el nivel 1 que están más elevados que los anteriores.

3.2.2.5.2. Adquisición y grabación de datos

La grabación de datos también se hace por separado. Por una parte tenemos el programa que visualiza las lecturas de todos los sensores sin las dos balanzas. Este programa llamado ETSIA, está instalado en el directorio C:\ETSIA.

El programa se encarga de mostrar en pantalla los valores actuales de los distintos sensores y realizar la grabación de los datos. Se graban datos cada $\frac{1}{2}$ hora, cada hora y diarios. Todos estos datos son almacenados en un único archivo de texto C:\ETSIA\ETSIA.DAT.

En cuanto a la grabación de los datos de peso, al arrancar el ordenador se ejecutan automáticamente dos programas que quedarán residentes en memoria. El programa es único y se llama RTS. Lo que se hace es cargar dos veces el programa una vez por cada una de las balanzas que tenemos. Este programa recoge los datos del puerto serie que hemos configurado y los envía directamente a EXCEL. Por tanto siempre que queramos grabar datos de peso debe estar EXCEL abierta.

En el programa de captura de peso podemos modificar opciones de comunicación como el tipo de puerto, número y periodo de grabación. Se ha configurado el periodo de grabación para la recogida de datos en un minuto.

3.2.3. Mantenimiento

El mantenimiento de la estación ha consistido en la limpieza de los tanques de evaporímetros con el fin de que no se obture el conducto de unión con el vaso de la balanza. La aparición de algas se ha evitado con el empleo de sulfato de cobre.

Los sensores no requieren de un mantenimiento específico, salvo mantenerlos lo más limpios posible, sobre todo los de radiación solar que por su construcción pueden captar más suciedad que los demás.

Es conveniente hacer una calibración de todos los sensores al menos una vez al año.

3.2.4. Diseño de un dispositivo electrónico para controlar el llenado de los tanques de evaporación

3.2.4.1. Justificación del empleo de un dispositivo de control

Tras observar la evolución de la evaporación a lo largo de un día en los tanques instalados (*Figura 3.17*), se consideró que el momento idóneo para llenar los tanques era durante el periodo nocturno, entre las tres y las cuatro de la mañana, con el fin de que el intercambio térmico entre el agua del tanque y la de llenado interfiera lo mínimo posible en el proceso de evaporación. Para conseguirlo se tuvo que idear un sistema de control automático que permitiese el llenado del tanque en función de la altura del agua para que siempre se encontrara entre unos valores máximos y mínimos, además de controlar el momento del día en que se debía producir el aporte de agua.

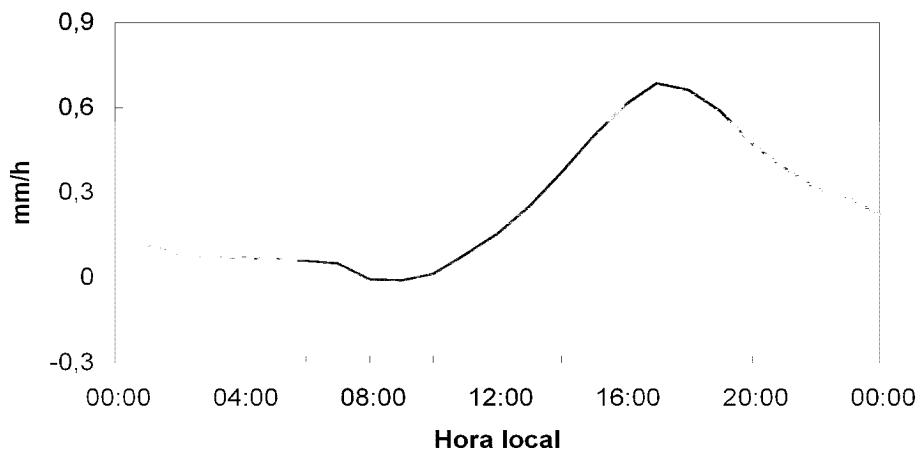


Figura 3.17. Evolución de la tasa de evaporación a escala horaria de un tanque evaporímetro ubicado en la Finca Tomas Ferro de la UPCT (14-5-03)

El control de llenado de un tanque evaporímetro, puede compararse con el control de llenado de pozos y depósitos de agua, en los cuales se utilizan dos detectores de nivel (máximo y mínimo) y una electrobomba que se pone en marcha cuando el agua está por debajo del nivel mínimo y se para cuando el agua alcanza el nivel máximo. Para llevarlo a cabo se puede emplear un sistema de control automático basado en la realización de un circuito mediante puertas lógicas (Ojeda, 1999). Este control también se puede realizar mediante el empleo de autómatas programables.

Diversas empresas, ofertan productos con funciones específicas destinados al control de pozos. Así, el EBR-1 es un ejemplo de aplicación de la empresa Orbis. La empresa Cebek también oferta el modulo I-61 para dicha tarea.

Con cualquiera de las opciones mencionadas se puede automatizar el llenado del tanque evaporímetro pero, además, se debe tener en cuenta un factor fundamental: la diferencia de temperaturas entre el agua de llenado y la contenida en el tanque. Un aporte de agua a distinta temperatura de la del tanque produciría un error de medida de la evaporación causado por el intercambio calorífico de las dos masas de agua. Tras observar la evolución horaria de la evaporación en tanques evaporímetros (*Figura 3.18*), se pone de manifiesto que durante el período nocturno existe una escasa evaporación y por lo tanto el aporte de agua tendrá una influencia mínima sobre la tasa de evaporación del agua en el tanque. Por tanto es necesario añadir a uno de los sistemas automáticos existentes en el mercado un control horario para la correcta automatización del tanque.

3.2.4.1. Diseño del dispositivo de control

Para poder automatizar el llenado del tanque evaporímetro, en función del nivel del agua y del periodo horario, se han necesitado los siguientes componentes:

- Módulo FE-2 de Cebek.
- Módulo I-61 de Cebek.
- Un interruptor horario Theben sul 188.
- Cable tetrapolar de 1,5 mm².
- Cable bipolar de 0,5 mm².
- Clavija macho.
- Una electroválvula 12 V.
- Tubería PE ø16 mm.
- Tubería de Cu ø16 mm.

La forma en que se ha realizado el montaje se muestra en la *Figura 3.18*:

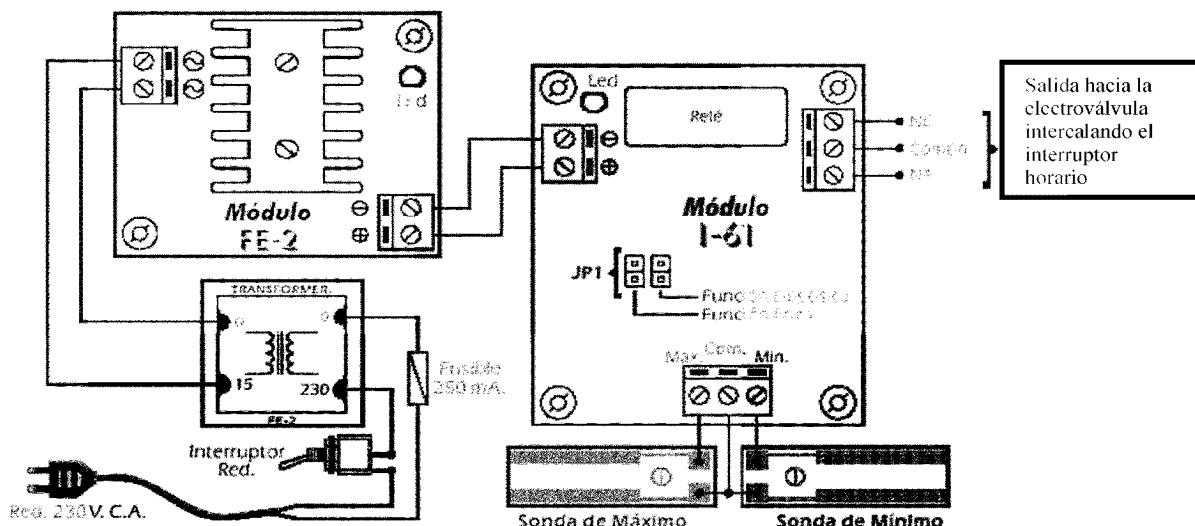


Figura 3.18. Esquema de montaje para la automatización del llenado de tanques evaporímetros al tener conectado en serie un interruptor horario

Este dispositivo permitía que cuando el nivel del agua disminuyese por debajo de la sonda de mínimo, el módulo I-61 activaría la salida hacia la electroválvula, pero al tener en serie el interruptor horario no se conectaba hasta que se cerraba permitiendo el paso, lo cual sólo se producía a la hora prefijada. Al llegar el agua al nivel de la sonda de máximo, el módulo paraba la salida desconectando la electroválvula, a pesar de que pudiera permanecer cerrado el interruptor horario. Este proceso se repetiría

constantemente cuando el agua volviera a disminuir nuevamente por debajo de la sonda de mínimo.

En la *Figura 3.19* se pueden observar todos los detalles de montaje.

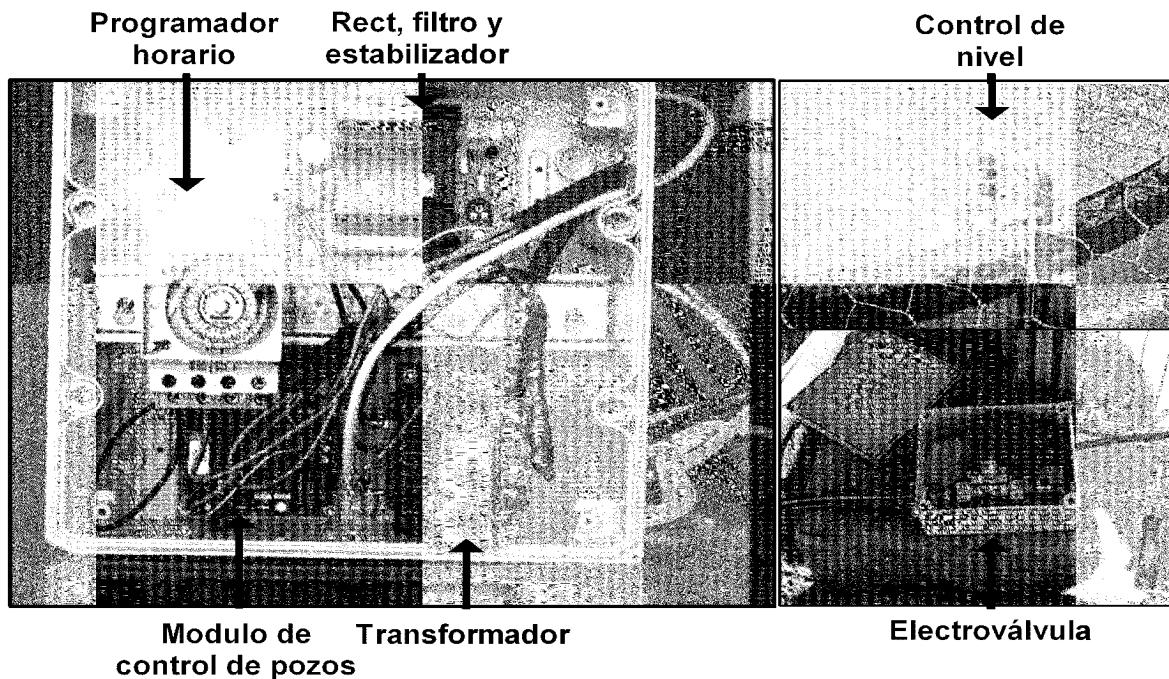


Figura 3.19. Detalles de elementos y montajes

3.3. ESTACIONES AGROCLIMÁTICAS EMPLEADA DEL SIAM

3.3.1. Localización de las estaciones agroclimáticas

Los datos considerados para calcular la evaporación del Campo de Cartagena pertenecen a la estación agroclimática situada en la localidad del Campillo (municipio de Fuente Alamo), cuya latitud es $37^{\circ} 41' 56''$ N, longitud $1^{\circ} 14' 17''$ O y altura 175 m. Los datos considerados para calcular la evaporación en Calasparra pertenecen a la estación agroclimática situada en el paraje de Rotas, cuya latitud es $38^{\circ} 15' 33''$ N, longitud $1^{\circ} 43' 47''$ O y altura 290 m.

3.3.2. Elementos que Constituyen las Estaciones Agroclimáticas del SIAM

3.3.2.1. Medida de la evaporación en cubeta clase A:

En las estaciones agroclimáticas de la red del SIAM la medida de la evaporación se hace por el método de medida directa en un tanque evaporímetro Clase A, elemento utilizado para la medida de la evaporación de agua de una lámina libre. Las estaciones

son automáticas con sensores, donde se mide la evaporación mediante un transmisor de nivel de agua para el tanque.

La instalación del tanque evaporímetro se realiza sobre un bastidor de madera con una altura de 10 cm sobre el suelo.

Transmisor de nivel de agua: Instrumento utilizado para la medida del nivel de agua del tanque evaporímetro Clase A, calculándose la evaporación por diferencia de lecturas. El sensor de ultrasonidos con compensación de temperatura está ubicado sobre un cilindro hueco para situarlo dentro del tanque Clase A. Dispone de 3 tornillos de rosca fina y un nivel de burbuja para la nivelación del sensor sobre el fondo del tanque. Características y Rango de medidas: De 0 a 100 mm con compensación de temperatura ambiente de 0 a 50 ° C. Precisión: según casos $\pm 1\%$ o $\pm 3\%$.

3.3.2.2. Medida de las variables climáticas:

Las estaciones agroclimáticas son del tipo Automática Campbell CRX10 y constan de:

1) Unidad Central

Tiene 12 canales analógicos SE (6 diferenciales), 2 de pulsos, 8 puertos de control digital y tres canales de excitación ($\pm 2,5V$).

2) Precipitación (Pluviómetro ARG100)

Se trata de un dispositivo de cazoletas basculantes que mide el volumen de precipitación. Está formado por dos partes, una base y un embudo superior para la recogida. La base alberga en su interior el mecanismo de cazoletas basculantes, protegiéndolo del exterior y permitiendo la sujeción del pluviómetro a un soporte. Ambas partes son de plástico resistente a radiación UV; el diseño del embudo evita las pérdidas debidas a deriva por efecto del viento. La cantidad de agua de lluvia caída se mide por el número de contactos, equivalente cada uno a 0,20 mm.

3) Velocidad y dirección de viento (ANEMOVELETA RM YOUNG 05103)

El cuerpo principal, la cabeza cónica, la hélice, la cola estabilizadora y otras partes internas, son moldeados por inyección con plásticos resistentes a los rayos UV.

- Medida de la velocidad del viento: La rotación de la hélice de 4 palas produce una señal eléctrica en corriente alterna, de frecuencia proporcional a la velocidad del viento.

Esta señal es inducida en una bobina estacionaria por el giro de un imán permanente de 6 polos, solidario al eje de las hélices. Por cada revolución provoca tres ciclos completos de una señal sinusoidal.

- Medida de la dirección del viento: La posición de la veleta es convertida por un potenciómetro de plástico conductor de alta precisión de $10\text{ K}\Omega$ de valor nominal, cuyo cursor es solidario al eje de la veleta. Cuando se aplica un voltaje constante, la señal de salida es una señal continua proporcional al ángulo medido.

Se generan las medias de velocidad, de magnitud vectorial y la de dirección vectorial en un intervalo de tiempo determinado. Con la dirección vectorial y la desviación estándar de ésta se pueden hacer cálculos que posteriormente se ponderarán en la velocidad del viento.

Tabla. 3.8. Características de la anemóveleta RM YOUNG 05103 aportadas por el SIAM

| Variable meteorológica | Precisión | Rango medida |
|------------------------|----------------------------------------------------------|-------------------------|
| Velocidad | $\pm 0,3\text{ ms}^{-1}$ para $1 - 60\text{ ms}^{-1}$ | $1 - 60\text{ ms}^{-1}$ |
| | $\pm 1\text{ ms}^{-1}$ para $60 - 1\,000\text{ ms}^{-1}$ | |
| Dirección | $\pm 3^\circ$ | $0 - 360^\circ$ |

4) Radiación solar (SKYE SP1110), temperatura y humedad relativa (Sonda Vaisala HMP45C)

Los sensores de radiación solar, temperatura y humedad relativa que se emplean en las estaciones del SIAM, son los mismos que se han descrito para la estación experimental agroclimática TF.

CAPITULO IV

ESTUDIO COMPARATIVO DE FÓRMULAS PARA

ESTIMAR LA EVAPORACIÓN A ESCALA

MENSUAL

4. ESTUDIO COMPARATIVO DE FÓRMULAS PARA ESTIMAR LA EVAPORACIÓN A ESCALA MENSUAL

4.1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Medir la evaporación en embalses y grandes lagos siempre ha resultado muy difícil (Miró-Granada, 1984; Sartori, 2000). Numerosos investigadores han estimado los valores de evaporación en grandes lagos a partir de variables climáticas (Jesen y Haise, 1963; Stephens y Stewart, 1963; Veihmeyer, 1964; Christiansen, 1966; Linarce, 1967; Burman, 1976).

Para estimar la evaporación a partir de variables climáticas existen varios métodos que han sido descritos por distintos autores (Brutsaert, 1982; Sing., 1989; Morton, 1990, 1994), los cuales se han expuesto en el capítulo II.

Existe la necesidad de analizar y comparar las distintas fórmulas de evaporación existentes que pertenecen a cada método. En este sentido Singh y Xu (1997a) evaluaron y compararon 13 fórmulas de evaporación basadas en el método de transferencia de masa. Más tarde, los mismos autores (1997b) examinaron la sensibilidad de estas fórmulas. Xu y Singh (1998) analizaron la dependencia de la evaporación a las variables climáticas, a diferentes escalas de tiempo. Las fórmulas de evaporación que emplean la radiación también fueron evaluadas en un estudio posterior de los mismos autores (2000). Más recientemente, volvieron a evaluar las fórmulas que para el cálculo de la evaporación emplean la temperatura del aire (Xu y Singh, 2001).

Se han llevado a cabo estudios para determinar el coeficiente de la ecuación de Priestley-Taylor y su análisis posterior usando modelos de capa límite convectiva (Lhomme, 1997). Aunque la ecuación de Priestley-Taylor nace como una simplificación de la fórmula de Penman para determinar la evaporación del agua en lámina libre, se ha generalizado su uso a la determinación de ET_0 , desarrollándose estudios comparativos para su empleo en diferentes cultivos y zonas (Pereira y Villa Nova, 1992). Los límites de aplicabilidad de la fórmula de Priestley-Taylor para determinar ET_0 fueron estudiados por McAneney y Itier (1996).

Las fórmulas basadas en el método de transferencia de masa, precisan conocer la temperatura superficial del agua T_s , cuyo valor no es generalmente proporcionado por las estaciones climáticas.

En este capítulo, se comparan diferentes fórmulas que estiman la evaporación en lámina libre a partir de variables climatológicas sin necesidad de utilizar T_s . Se han considerado 5 fórmulas que cumplen estas condiciones, que son los siguientes: Penman, Penman-FAO, Kohler, Priestley-Taylor y Makkink. Las variables de entrada tomadas de los registros obtenidos en el Campo de Cartagena (estación del Campillo) son: humedad relativa (HR), temperatura del aire (T_a), radiación solar (S_t) y velocidad del viento (u). También se pretende comparar los resultados obtenidos de cada fórmula con la evaporación del tanque y adaptar las fórmulas para predecir la evaporación del tanque clase A, en el Campo de Cartagena y en Calasparra.

4.2. DESCRIPCIÓN DE LAS FÓRMULAS COMPARADAS

4.2.1. Cálculos previos

Los promedios mensuales de todos los datos climáticos utilizados en las fórmulas, se han obtenido de las estaciones del SIAM, descritas en el capítulo III.

Para el empleo de las fórmulas de evaporación, se deben realizar los siguientes cálculos previos:

a) Densidad del aire

$$\rho_a = -0,046T_a + 1,3009 \quad (4.1)$$

donde ρ_a es la densidad del aire en Kg/m^3 y T_a es la temperatura del aire en $^{\circ}\text{C}$.

b) Densidad del agua

$$\rho_w = -0,00404T_s^2 - 0,03214T_s + 1000,01143 \quad (4.2)$$

donde ρ_w es la densidad del agua en Kg/m^3 y T_s es la temperatura superficial del agua en $^{\circ}\text{C}$.

c) Calor específico del aire

$$C_p = -0,08T_a + 1004,8 \quad (4.3)$$

donde la T_a es la temperatura del aire en $^{\circ}\text{C}$ y C_p en $\text{J/Kg}^{\circ}\text{K}$.

d) Calor latente de evaporación

Viene dado por la expresión:

$$\lambda = 2.501 - 0.002361T_s \quad (4.4)$$

donde λ es el calor latente de evaporación en MJ.kg⁻¹

e) Presión de vapor saturado

Viene dada por la siguiente expresión:

$$e^* = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3+T}\right) \quad (4.5)$$

donde e^* es la presión de vapor saturado en kPa.

f) Presión de vapor actual

La presión de vapor e , se expresa de la siguiente forma:

$$e = e^* HR \quad (4.6)$$

donde e está en kPa y HR es la humedad relativa en tanto por uno.

g) Radiación neta

Viene dada por la fórmula de Brunt (FAO, 1977):

$$R_n = (1-\alpha)S_t - \sigma T_a^4 (0.56 - 0.253 \sqrt{e_a}) (0.1 + 0.9 \frac{n_s}{N_d}) \quad (4.7)$$

donde S_t es la radiación global de onda corta en MJ m⁻² día⁻¹; α es el albedo para el agua $\alpha = 0.08$ (Shuttleworth, 1994); σ es la constante de Stefan-Boltzman que toma el valor $4,903 \cdot 10^{-9}$ MJ K⁻⁴ m⁻² día⁻¹; T_a es la temperatura absoluta del aire en °K; e_a es la presión de vapor a la temperatura del aire en kPa y n/N es la fracción de insolación o duración relativa de insolación, siendo n_s el número de horas de sol y N_d la duración teórica del día. R_n es la radiación neta en MJ m⁻² día⁻¹.

4.2.2. Fórmula de Penman

La fórmula de Penman se emplea para predecir la evaporación en lámina libre E_0 . Fue descrita en el capítulo II y viene dada por la ecuación 2.38.

Para calcular la evaporación del tanque E_{pan} , en el Campo de Cartagena y en Calasparra, se ha identificado la función de viento del término aerodinámico de la fórmula de Penman E_a , que mejores resultados proporciona. Los pasos seguidos son los siguientes:

- a) Se calcula E_a , despejando de la ecuación 2.38 y considerando la evaporación registrada en el tanque evaporímetro. Por tanto, E_a se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$E_a = \frac{E_{Pen}(\Delta + \gamma) - E_r\Delta}{\gamma} \quad (4.8)$$

- b) Se calcula el déficit de presión de vapor ($e_a^* - e_a$). Para calcular e_a^* se aplica la ec. 4.5 tomando los valores registrados en el lugar de estudio, mientras que e_a se obtiene aplicando la ec. 5.6 tomando como valores de entrada los registros de T_a y humedad relativa del aire. Se considera la altura de referencia a 2 m.
- c) Se determinan los valores de $f(u)$, que corresponden a la pendiente en cada punto, a partir de la ecuación 4.9:

$$f(u) = \frac{E_a}{(e_a^* - e_a)} \quad (4.9)$$

- d) Se relacionan los valores obtenidos aplicando la ecuación 4.9 con los valores de velocidad del viento registrados y se determina la función de mejor ajuste.

4.2.3. Fórmula Penman-FAO 77

La única variación con respecto a la fórmula original de Penman (1948) consiste en el empleo de una función de viento revisada y una corrección adicional para las condiciones climáticas diurnas y nocturnas no representativas de los climas en los que se haya determinado la función de viento (Doorenbos y Pruitt, 1977).

La función de viento $f(u)$ que fue definida para el cálculo de la evapotranspiración del cultivo de referencia se expresa de la siguiente forma:

$$f(u) = 0,27\left(1 + \frac{u_2}{100}\right) \quad (4.10)$$

donde u_2 es la velocidad total del viento en km/día a una altura de 2 m. Esta expresión se aplica cuando $(e_a^* - e_a)$ se indica en mb.

4.2.4. Fórmula de Kohler

En las experiencias llevadas en el lago Hefner, Kohler (1954), dedujo la relación para E_a dada por la ecuación 2.36.

4.2.5. Fórmula de Priestley-Taylor

Priestley-Taylor (1972) determinaron que el segundo término de la ecuación de Penman es aproximadamente el 30% del primero y su fórmula corresponde a la ecuación 2.39.

Para calcular la evaporación del tanque Clase A en las condiciones del Campo de Cartagena y de Calasparra, se ha estimado el coeficiente α_{PT} como la pendiente de la recta de mejor ajuste entre los valores obtenidos de $[(\Delta / (\Delta + \gamma))E_r]$ con los valores E_{pan} .

4.2.6. Fórmula de Makkink

La fórmula de Makkink (1957), utilizada sobre todo en Holanda para el cálculo de ET_0 , es también una simplificación de la fórmula de Penman:

$$E_0 = \alpha_{Mak} \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} S_t \quad (4.11)$$

$\alpha_{Mak} = 0.65$ (nuevo valor sugerido en 1992 = 0.75)

Al igual que para la fórmula de Priestley-Taylor se ha obtenido el coeficiente de Makkink como la pendiente de la recta de mejor ajuste entre los valores obtenidos de $[(\Delta / (\Delta + \gamma))S_t]$ con los valores E_{pan} .

4.3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Con los datos climatológicos y los valores del tanque evaporímetro clase A, determinados como se indica en el Capítulo III, se desarrolla un estudio comparativo entre las diferentes fórmulas empleadas para calcular la evaporación que no requieren de la temperatura superficial del agua.

4.3.1 Comparación de las fórmulas de Penman, Penman-FAO 77, Kohler y Epan

Los resultados obtenidos con las fórmulas de Penman, Penman-FAO 77, Kohler y los registros del tanque evaporímetro clase A, se representan en la *Figura 5.1* para permitir un mejor análisis comparativo de la evolución experimentada a lo largo del año. Se han considerado la media de los años 1999 a 2002 de la estación el Campillo.

Se comprueba (*Figura 4.1*) que los valores obtenidos de la fórmula de Penman son inferiores a los del tanque durante todo el año. Estos resultados son previsibles puesto que la fórmula de Penman fue desarrollada para calcular la evaporación en lámina libre

(Ward, 2000), y no tenía en cuenta los efectos propios del tanque sobre la función de viento.

La fórmula Penman FAO 77 se obtuvo cambiando la función de viento de la fórmula de Penman para determinar la evapotranspiración del cultivo de referencia ET_0 (Doorenbos y Pruitt, 1977). Como se muestra en la *Figura 4.1*, el empleo de esta fórmula proporciona valores de evaporación próximos a los valores registrados en el tanque.

También, los resultados obtenidos con la fórmula de Kohler se aproximan más a E_{pan} que los obtenidos con la fórmula de Penman.

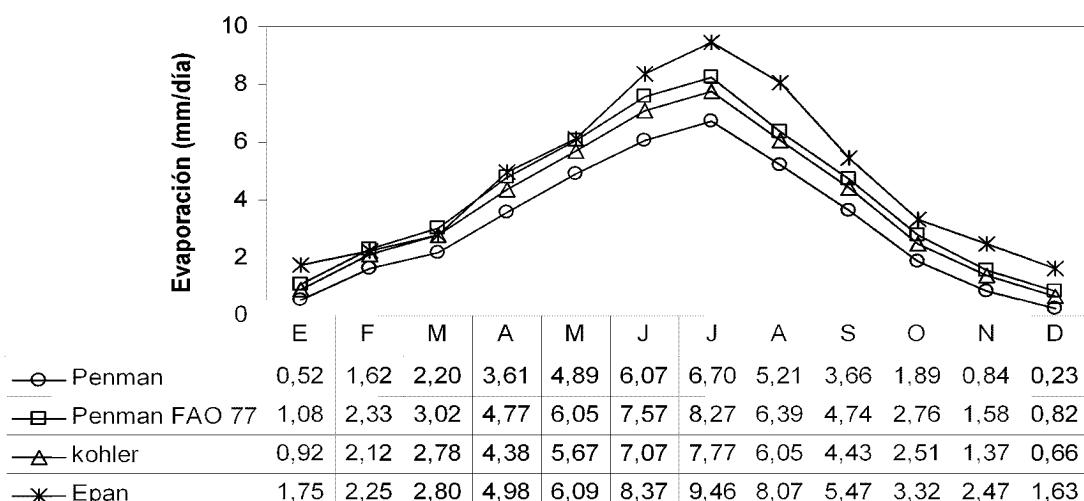


Figura 4.1. Evolución de la evaporación calculada por las fórmulas de Penman, Penman FAO 77, Kohler y la registrada en el tanque evaporímetro clase A en el Campo de Cartagena. (Estación del Campillo, media años 1999 a 2002)

4.3.2. Ajuste de la función de viento de la fórmula de Penman

4.3.2.1. Fórmula Penman-Campillo

Para mejorar el poder predictivo de la fórmula de Penman y obtener un mejor ajuste en las condiciones del Campo de Cartagena, se ha obtenido una ecuación empírica para la función de viento, siguiendo la metodología indicada en el apartado 4.2.2. Para ello se han considerado los valores promedio de las medias diarias de cada mes durante los años 1999 y 2000. La función de viento obtenida por regresión lineal se presenta en la *Figura 4.2*.

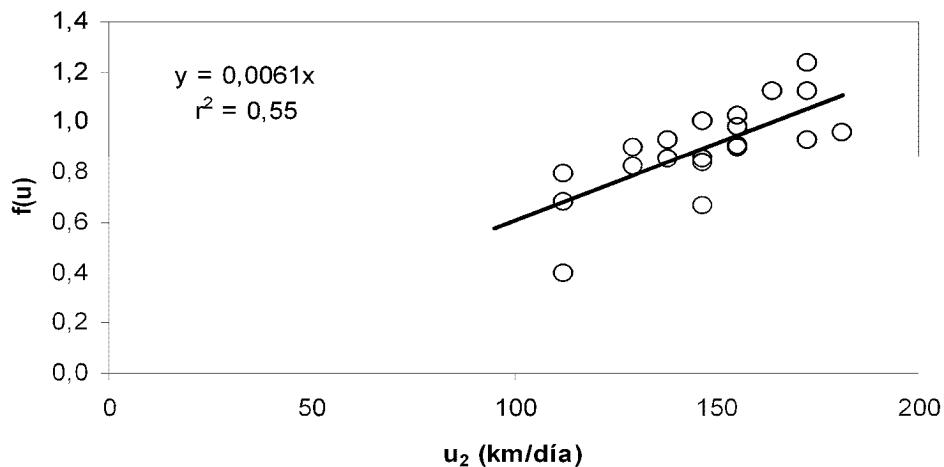


Figura 4.2. Determinación de la función de viento de la ecuación de Penman para los años 1999 y 2000 en el Campo de Cartagena (Estación del Campillo)

A la vista de los resultados, se puede establecer una nueva formulación de la ecuación de Penman, quedando el término advectivo expresado por la siguiente ecuación (Penman-Campillo):

$$E_a = 0,0061u_2(e_a^* - e_a) \quad (4.16)$$

donde u_2 es la velocidad media mensual del viento en km/día a una altura de 2 metros, $(e_a^* - e_a)$ se expresa en mmHg y E_a en mm/día. Si se expresa $(e_a^* - e_a)$ en mb se debe utilizar la ecuación 4.17.

$$E_a = 0,0046u_2(e_a^* - e_a) \quad (4.17)$$

Para su validación se han tomado los años 2001 y 2002, cuyos resultados se muestran en la *Figura 4.3*.

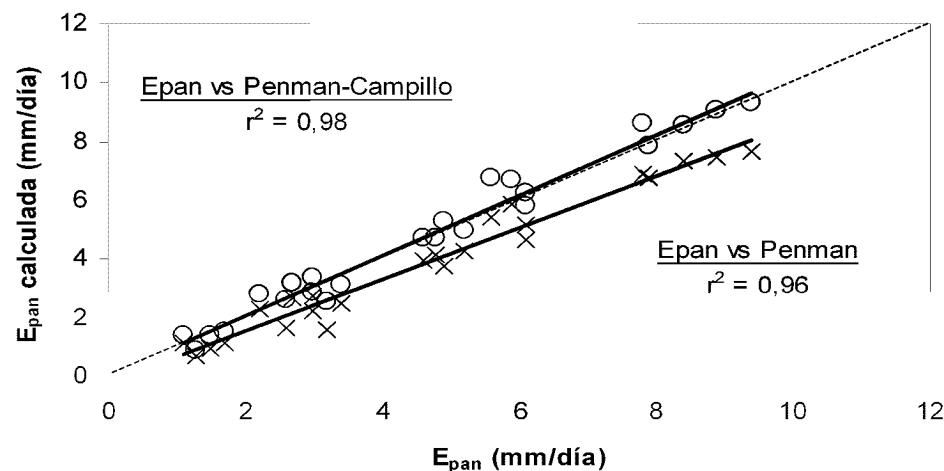


Figura 4.3. Validación de la fórmula Penman-Campillo para determinar la evaporación del tanque evaporímetro clase A en “El Campillo” y comparación con el modelo original de Penman

Como se observa en la *Figura 4.3*, se obtiene una correlación elevada entre los valores medidos de E_{pan} y los determinados tanto por la fórmula de Penman como por la fórmula Penman-Campillo, aunque como era de esperar los valores obtenidos de la fórmula de Penman son inferiores a los del tanque. Por el contrario la fórmula Penman-Campillo permite predecir con buena precisión la evaporación del tanque evaporímetro clase A en las condiciones del Campo de Cartagena.

Para determinar la importancia relativa de los componentes de radiación y aerodinámico de las fórmulas de Penman y Penman-Campillo, se presenta la evolución de cada uno de ellos en la *Figura 4.4*.

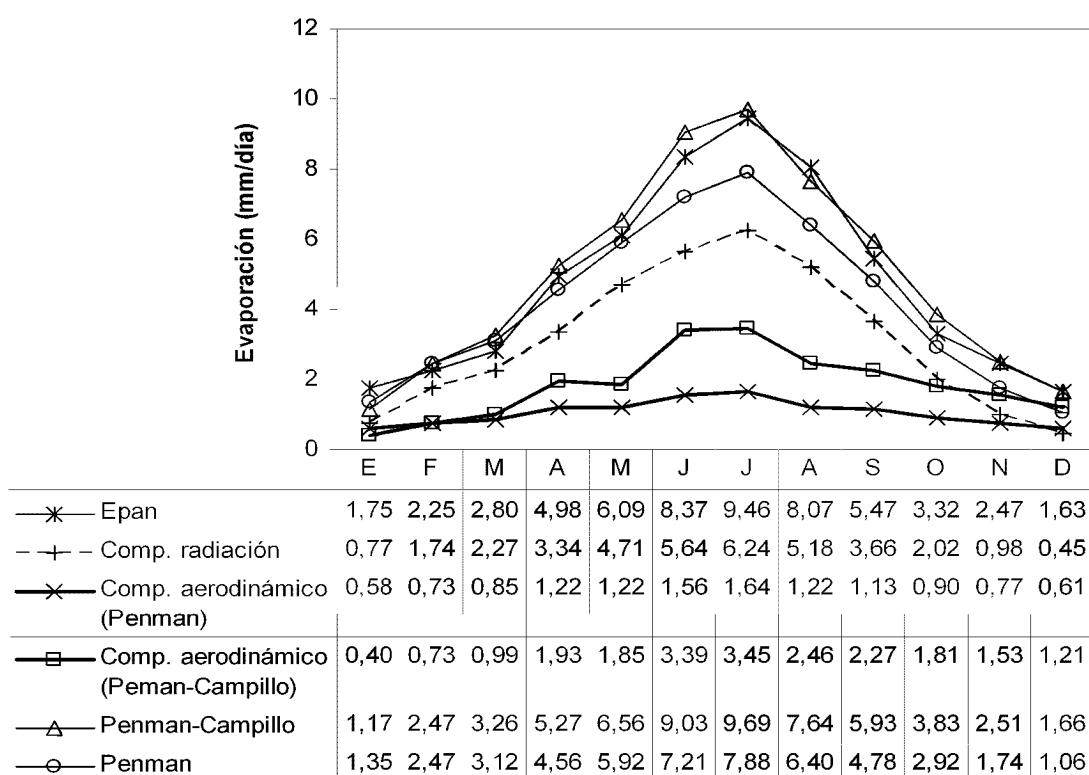


Figura 4.4. Evolución de E_{pan} y de los componentes de radiación y aerodinámico de las fórmulas de Penman y Penman-Campillo

La componente de radiación es la misma tanto para la fórmula de Penman como para la fórmula Penman-Campillo, por lo que la diferencia al estimar la evaporación radica en la componente aerodinámica de cada fórmula. Se comprueba en la *Figura 4.4* que la componente aerodinámica de la fórmula de Penman-Campillo es mayor que la de Penman, principalmente en los meses de verano. Esto conlleva que la evaporación

calculada con la fórmula Penman-Campillo predice con bastante exactitud los valores de E_{pan} , mientras que la fórmula de Penman subestima los valores de E_{pan} .

4.3.2.2. Fórmula Penman-Calasparra

Al igual que en el apartado anterior, para mejorar el poder predictivo de la fórmula de Penman en la zona de Calasparra, se ha deducido una ecuación empírica para la función de viento, siguiendo la metodología indicada en el apartado 4.2.2. Para ello, se han considerado los valores promedio de las medias diarias de cada mes durante los años 1999 y 2000. La función de viento que proporciona el mejor ajuste se presenta en la *Figura 4.5*.

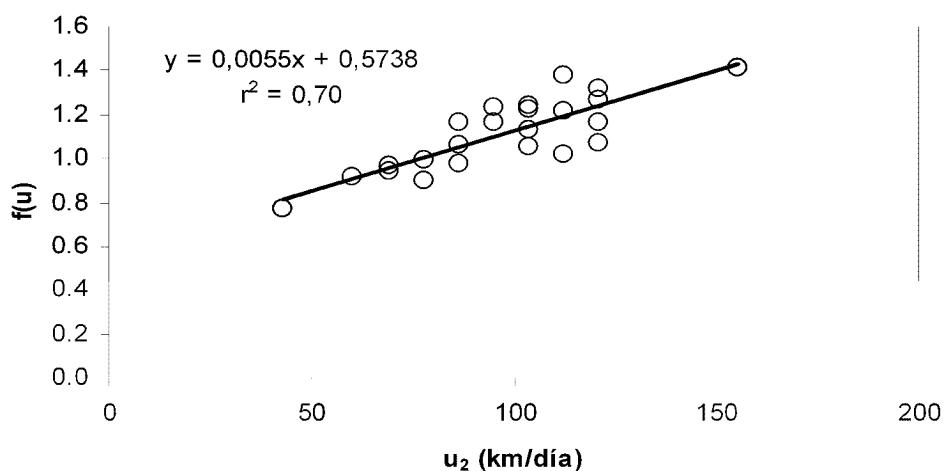


Figura 4.5. Determinación de la función de viento de la ecuación de Penman para los años 1999 y 2000 en Calasparra

Se puede establecer una nueva formulación de la ecuación de Penman, cuya función de viento sea la indicada en la *Figura 4.5*, quedando el término advectivo expresado por la siguiente ecuación (Penman-Calasparra):

$$E_a = (0,0055u_2 + 0,5738)(e_a^* - e_a) \quad (4.18)$$

donde u_2 es la velocidad total del viento en km/día a una altura de 2 metros, $(e_a^* - e_a)$ se expresa en mm Hg y E_a en mm/día. Si se expresa $(e_a^* - e_a)$ en mb se utiliza la ecuación 5.19.

$$E_a = (0,0041u_2 + 0,4301)(e_a^* - e_a) \quad (4.19)$$

Para su validación se han tomado los años 2001 y 2002, cuyos resultados se muestran en la *Figura 4.6*.

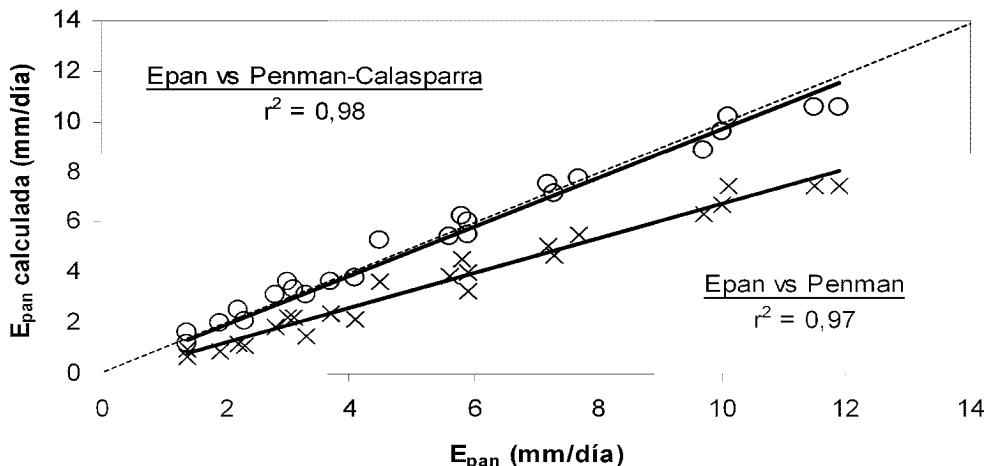


Figura 4.6. Validación de la fórmula Penman modificada para determinar la evaporación del tanque evaporímetro clase A en Calasparra y comparación con el modelo original de Penman

Como en el caso de El Campillo, se observa en la *Figura 4.6*, que la fórmula Penman-Calasparra permite predecir con precisión la evaporación del tanque evaporímetro clase A mientras que los valores obtenidos de la fórmula de Penman son inferiores a los del tanque

Para determinar la importancia de los componentes de radiación y aerodinámico de las fórmulas de Penman y Penman-Calasparra se presenta la evolución de cada uno de ellos en la *Figura 4.7*.

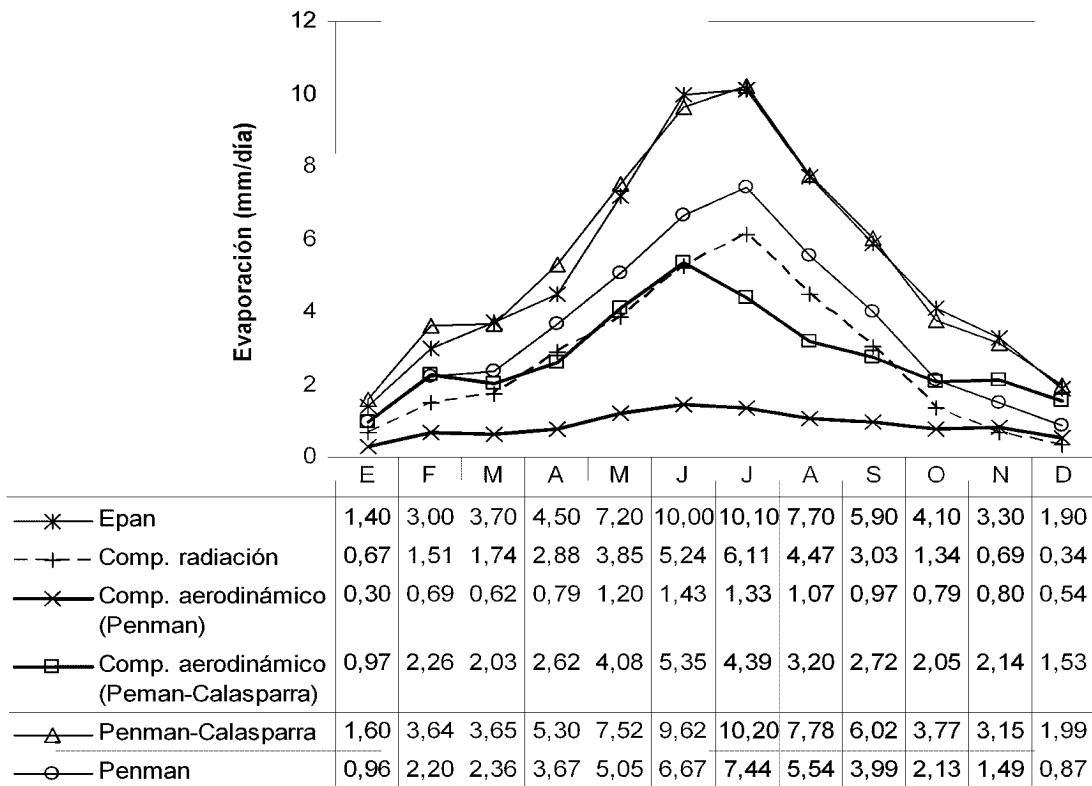


Figura 4.7. Evolución E_{pen} y de los componentes de radiación y aerodinámico de las fórmulas de Penman y Penman-Calasparra

Los resultados mostrados en la *Figura 4.7* son similares a los de la *Figura 4.4*. Se nota que la diferencia entre las componentes aerodinámicas de las fórmulas de Penman y Penman-Calasparra es mayor que en el caso de El Campillo.

4.3.2.3. Comparación de las funciones de viento

El análisis realizado en las secciones anteriores muestra la importancia de la función de viento de cada fórmula. En la *Figura 4.8* se pueden ver representadas las funciones de cada fórmula. Para su representación se han expresado todas las funciones con las mismas unidades (u_2 en km/día y $(e_a^* - e_a)$ en mb).

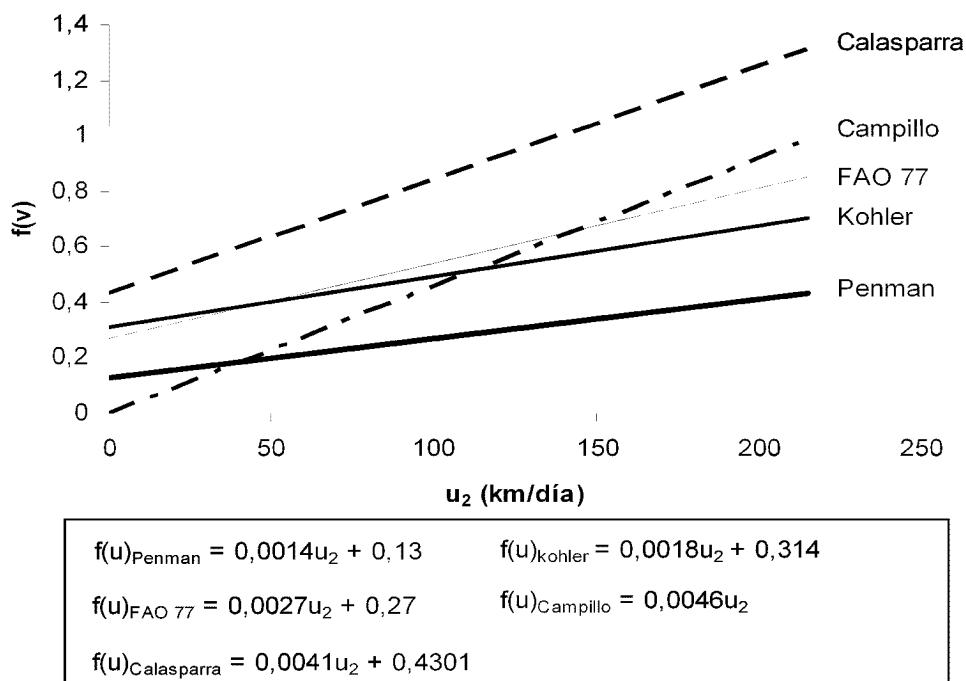


Figura 4.8. Comparación de las funciones de viento de las fórmulas de Penman, Penman-Campillo, Penman-Calasparra, Kohler y Penman-FAO 77

Las funciones utilizadas para el cálculo de la evaporación en lámina libre (Penman) y en grandes embalses (Kohler) son casi paralelas. Debido a que la función de viento de Kohler proporciona resultados superiores a la función de Penman, los valores de evaporación obtenidos de la fórmula de Kohler también serán superiores a los obtenidos por la fórmula de Penman. Este hecho se observa en la *Figura 4.1*.

La función de viento de la fórmula de Penman-FAO 77 es próxima a la de Kohler, aunque proporciona valores más elevados y, por tanto, valores de evaporación más próximos a E_{pan} (*Figura 4.1*)

Las funciones de viento determinadas para el tanque (Penman-Campillo y Penman-Calasparra) difieren de las restantes. Esta diferencia puede ser debida al efecto de bordes, a la topografía cercana a la estación meteorológica, a la cobertura vegetal alrededor del tanque o a la escala espacial considerada en cada fórmula.

4.3.3. Determinación del coeficiente de Priestley-Taylor para el Campo de Cartagena y para Calasparra

Como se indica en el apartado 4.2.5., para calcular la evaporación del tanque Clase A en las condiciones del Campo de Cartagena y de Calasparra, se ha estimado el coeficiente α_{PT} como la pendiente de la recta de mejor ajuste entre los valores obtenidos de $[(\Delta / (\Delta + \gamma))E_r]$ con los valores E_{pan} (*Figura 4.9*).

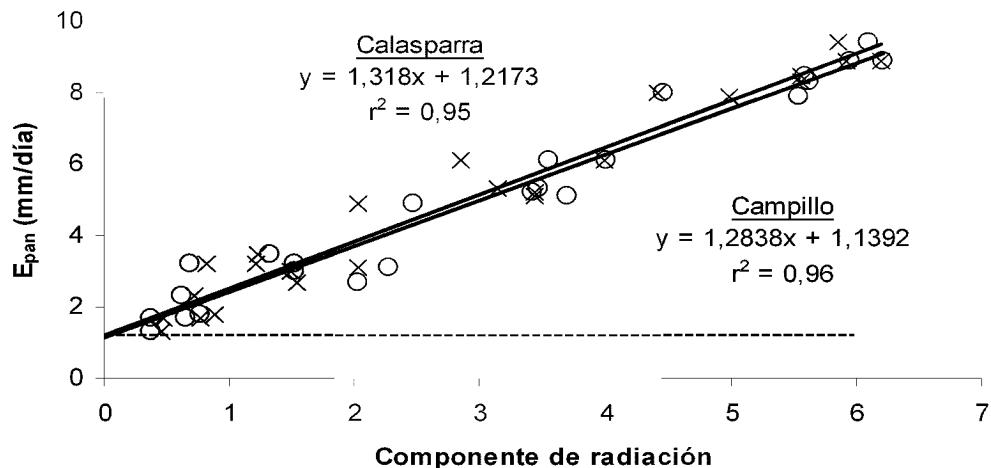


Figura 4.9. Determinación de α_{PT} para el Campo de Cartagena (estación El Campillo) y para Calasparra

Según Chow (1999), el valor de la componente aerodinámica de la fórmula de Penman es aproximadamente el 30% de la componente de radiación, por lo que α_{PT} es 1,30, aunque dependiendo de las condiciones específicas de cada zona puede oscilar entre 1,25 y 1,40. Tanto los valores obtenidos para el Campo de Cartagena como para Calasparra son coherentes, ya que sus valores son respectivamente $\alpha_{PT} = 1,28$ y $\alpha_{PT} = 1,32$.

Los valores del coeficiente de Priestley-Taylor se aplican generalmente en lámina libre, pero cuando se pretenden aplicar a un tanque, se aprecia un término residual α_0 , producto del efecto del tanque (*Figura 4.9*). Como este término residual se mantiene constante durante todo el año, su influencia sobre el cálculo de la evaporación va a ser mayor en los meses de invierno ya que la evaporación es menor. El valor del término residual para el Campo de Cartagena es $\alpha_0 = 1,14$ mm/día y para Calasparra es $\alpha_0 = 1,22$ mm/día.

La ecuación de Priestley-Taylor, cuando se aplica para calcular la evaporación en un tanque evaporímetro Clase A, se debe expresar de forma general del siguiente modo:

$$E_{pan} = \alpha_0 + \alpha_{PT} \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r \quad (4.20)$$

Para su validación se han tomado los años 2001 y 2002, cuyos resultados se muestran en la *Figura 4.10*.

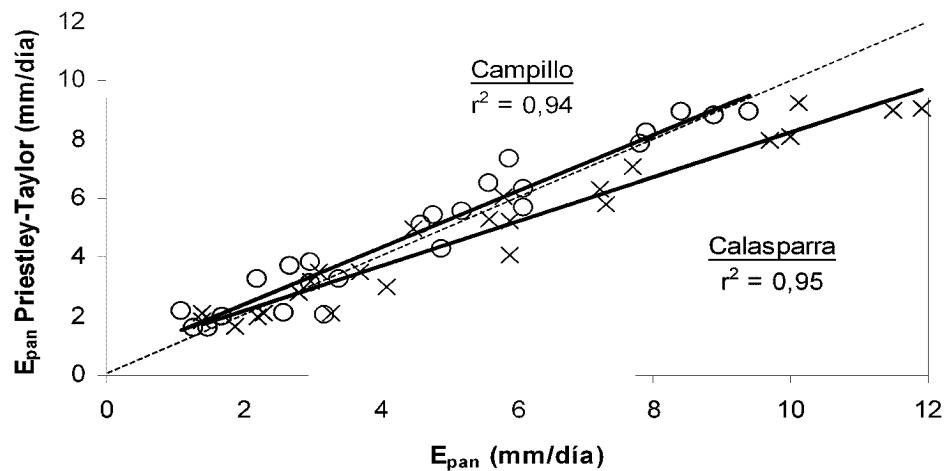


Figura 4.10. Validación de los coeficientes de Priestley-Taylor obtenidos para determinar la evaporación del tanque evaporímetro clase A en El Campillo y en Calasparra

Se comprueba en la *Figura 4.10* que en El Campillo se obtienen valores muy próximos a la evaporación del tanque mientras que en Calasparra se subestima la evaporación del tanque al aplicar los coeficientes calculados.

4.3.4. Determinación del coeficiente de Makkink para el Campo de Cartagena y para Calasparra

Al igual que para el coeficiente de Priestley-Taylor se ha obtenido el coeficiente de Makkink como la pendiente de la recta de mejor ajuste entre los valores obtenidos de $[(\Delta / (\Delta + \gamma))S_t]$, donde S_t se expresa mm/día, con los valores E_{pan} (*Figura 4.11*).

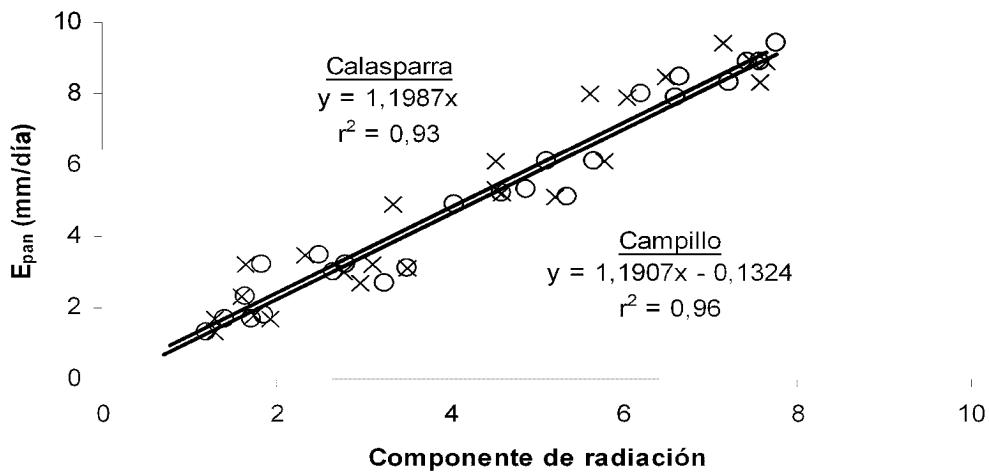


Figura 4.11. Determinación de α_{Mak} para el Campo de Cartagena (estación El Campillo) y para Calasparra

Los coeficientes que se han obtenido para el Campo de Cartagena y para Calasparra son prácticamente los mismos: $\alpha_{Mak} = 1,2$. Este valor es muy diferente al valor dado por Makkink $\alpha_{Mak} = 0,75$. Esta diferencia puede ser debida a que Makkink (1957) lo determinó en Holanda para calcular ET_0 , mientras que en nuestro caso, se ha determinado para el cálculo de E_{pan} en condiciones climáticas distintas.

Para su validación se han tomado los años 2001 y 2002, cuyos resultados se muestran en la *Figura 4.12*.

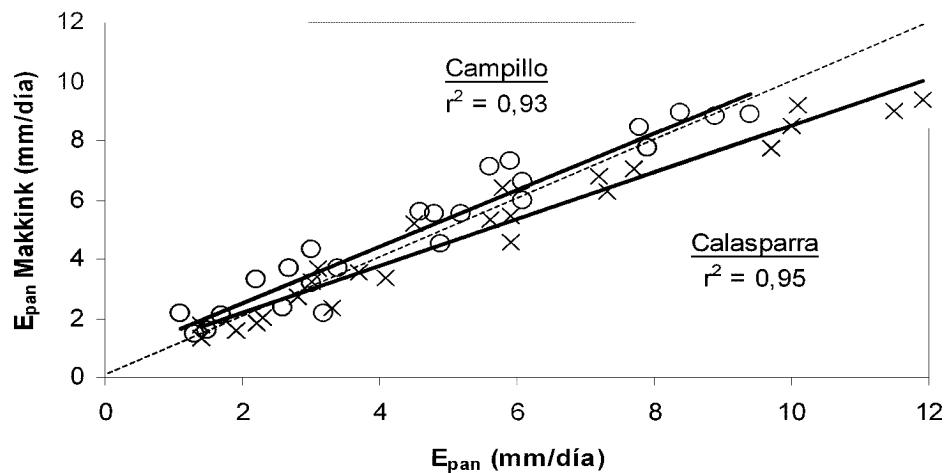


Figura 4.12. Validación de los coeficientes de Priestley-Taylor obtenidos para determinar la evaporación del tanque evaporímetro Clase A en El Campillo y en Calasparra

En la *Figura 4.12*, al igual que en la *Figura 4.10* con los coeficientes obtenidos para la fórmula de Priestley-Taylor, se comprueba que en El Campillo se obtienen valores muy próximos a la evaporación del tanque mientras que en Calasparra se subestima la evaporación del tanque al aplicar los coeficientes calculados.

4.4. CONCLUSIONES

De los resultados detallados en el apartado anterior y del estudio de los antecedentes bibliográficos se pueden indicar las siguientes conclusiones:

- a) La disponibilidad de numerosas fórmulas para determinar la evaporación y la accesibilidad de los datos necesarios para su uso, dificulta la elección de la fórmula más adecuada. En algunos casos se precisa conocer la temperatura superficial del agua, cuyo valor no es proporcionado por las estaciones meteorológicas ya que depende de las características del cuerpo de agua. Por este motivo, se ha realizado un análisis de las posibles fórmulas que, sin necesidad de conocer la temperatura superficial del agua, permiten calcular la evaporación.
- b) Al comparar las fórmulas de Penman, Kohler y Penman-FAO 77 con el tanque evaporímetro, se comprueba (*Figura 5.1*) que los valores obtenidos son inferiores a los del tanque durante todo el año ya que la fórmula de Penman fue desarrollada para calcular la evaporación en lámina libre, sin tener en cuenta los efectos propios del tanque, y las fórmulas de Kohler y Penman-FAO 77 se realizaron para un lago y para determinar ET_0 respectivamente. Por este motivo, se ha adaptado la ecuación de Penman para predecir la evaporación del tanque clase A en las condiciones del Campo de Cartagena (estación del Campillo) y en Calasparra, determinando nuevas funciones de viento que han dado lugar a las fórmulas Penman-Campillo y Penman-Calasparra, que tras su validación se puede indicar que estiman la evaporación del tanque correctamente.
- c) Como la única diferencia entre las diferentes fórmulas basadas en Penman es la función de viento empleada, se ha realizado un estudio comparativo de las mismas. Las funciones utilizadas para el cálculo de la evaporación en lámina libre (Penman) y en grandes embalses (Kohler) son casi paralelas, mientras que las determinadas para el tanque (Penman-Campillo y Penman-Calasparra) difieren de las restantes. Esta diferencia puede ser debida al efecto de bordes, a la topografía cercana a la estación

meteorológica, a la cobertura vegetal alrededor del tanque o a la escala espacial considerada en cada fórmula.

La función de viento de la fórmula de Penman-FAO 77 es próxima a la de Kohler, aunque proporciona valores más elevados y, por tanto, valores de evaporación más próximos a E_{pan} .

d) Se han identificado los valores de α_{PT} de la fórmula de Priestley-Taylor para calcular la evaporación del tanque clase A en el Campo de Cartagena y Calasparra, cuyos resultados han mostrado que la componente aerodinámica de la fórmula de Penman es aproximadamente el 30% al igual que en lámina libre. Pero debido al efecto del tanque, se ha encontrado un término residual α_0 cuya aplicación resulta muy importante en los meses de invierno, ya que la evaporación es menor y α_0 permanece constante durante todo el año. Al intentar validar estas fórmulas durante los años 2001 y 2002 se ha comprobado que en El Campillo se obtienen valores muy próximos a la evaporación del tanque mientras que en Calasparra se subestima la evaporación.

e) Para poder calcular la evaporación del tanque con la fórmula de Makkink también se han identificado los valores de α_{Mak} . Los valores obtenidos han sido aproximadamente iguales para el Campo de Cartagena y para Calasparra ($\alpha_{Mak} = 1,2$), variando considerablemente de los valores determinados por Makkink, debido a que Makkink lo determinó en Holanda para calcular ET_0 , mientras que ahora se ha determinado para el cálculo de E_{pan} en condiciones climáticas distintas. Tras su validación se han obtenido unos resultados similares a los de Priestley-Taylor.

f) Como conclusión se puede indicar que las fórmulas de Penman, Penman-FAO 77, Kohler, Priestley-Taylor y Makkink no han proporcionado buenos resultados al estimar la evaporación del tanque. Por el contrario, si se ha conseguido estimar E_{pan} correctamente cuando se han adaptado las fórmulas de Penman, Priestley-Taylor y Makkink para cada zona y se han tenido en cuenta los efectos del tanque, aunque en Calasparra Priestley-Taylor y Makkink han subestimado E_{pan} al intentar validarla. Se debe tener en cuenta, que para el empleo de estas fórmulas, se deben utilizar los promedios mensuales de los valores medios diarios.

CAPITULO V

PROPUESTA DE FÓRMULAS EMPÍRICAS DE

EVAPORACIÓN DEL TANQUE A ESCALA

HORARIA Y DIARIA

5. PROPUESTA DE FÓRMULAS EMPÍRICAS DE EVAPORACIÓN DEL TANQUE A ESCALA HORARIA Y DIARIA

5.1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Como se ha indicado en el capítulo IV las fórmulas existentes no predicen adecuadamente la evaporación en tanques evaporímetros clase A en las condiciones del Campo de Cartagena. Por este motivo, se han adaptado las fórmulas de Penman, Priestley-Taylor y Makkink, que una vez calibradas para cada zona, ofrecen buenos resultados utilizando los promedios mensuales de los valores medios diarios.

Varios investigadores afirman que las fórmulas basadas en la transferencia de masa que se han desarrollado para cada zona climática proporcionan muy buenos resultados (Harbeck, 1962; Miró-Granada, 1984; Singh y Xu, 1997), siendo necesario para su uso conocer la temperatura superficial del agua T_s .

Con carácter general, las fórmulas obtenidas en diferentes zonas climáticas, con distinta área o con diferente escala de tiempo difieren entre si. Esta circunstancia lleva tener que desarrollar fórmulas diferentes según la escala de tiempo o la escala espacial que se pretenda utilizar para determinar la evaporación del embalse.

La elección del método más adecuado para el desarrollo de las fórmulas se basa en el conocimiento de las condiciones ambientales y su efecto sobre el proceso de evaporación (Linsley, 1992). Por tanto, es necesario estudiar la evolución experimentada por la evaporación a lo largo del día y las variables climáticas que intervienen en el proceso, para determinar la influencia ejercida por cada una de ellas y establecer las fórmulas matemáticas que permitan su cálculo.

Los objetivos del presente capítulo son:

- a) estudiar los principales factores climáticos que gobiernan la evaporación del tanque y justificar la elección del método elegido para obtener las fórmulas.
- b) establecer y validar las fórmulas más adecuadas para calcular la evaporación del tanque evaporímetro clase A, en las condiciones del Campo de Cartagena, tanto a escala diaria como horaria. Para llevar a cabo este estudio se han tomado los datos de la estación experimental TF descrita en el capítulo III.

5.2. ANÁLISIS DE LOS FACTORES CLIMÁTICOS QUE GOBIERNAN EL PROCESO DE EVAPORACIÓN

Son varios los factores climáticos que intervienen en la evaporación. Según Morton (1969), la evaporación depende del suministro de energía calorífica y del gradiente de presión de vapor, los cuales dependen a su vez de la temperatura del agua y del aire, velocidad del viento, presión atmosférica, radiación solar, calidad del agua y de la naturaleza y forma de la superficie evaporante.

En este apartado se analiza la influencia de los factores climáticos comparando la tasa de evaporación horaria E_{pan} ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) y los promedios horarios de las variables climáticas, pudiendo observar su evolución en la *Figura 5.1*.

Parte de la radiación solar S_t que incide sobre el agua del tanque es almacenada en su interior provocando un aumento de la temperatura, pero debido a su inercia térmica, la temperatura del agua del tanque experimenta un retraso respecto a la radiación solar. Este fenómeno se puede observar si comparamos la evolución de la radiación solar mostrada en la *Figura 5.1a* y la evolución de T_s en la *Figura 5.1c*, donde S_t alcanza su valor máximo a las 14:00 h mientras que T_s lo hace a las 17:00 h. Este retraso de tres horas también lo experimenta E_{pan} (*Figura 5.1a*), alcanzando sus valores máximos y mínimos al mismo tiempo que T_s (*Figura 5.1c*). Esto sugiere que uno de los factores más importantes en el proceso de evaporación es la energía calorífica almacenada en el cuerpo de agua, independientemente de que la fuente de energía proceda de la radiación solar, del suelo o del intercambio de energía calorífica con la atmósfera. Por el contrario la temperatura del aire no evoluciona igual que la del agua y existe un adelanto del valor máximo (*Figura 5.1d*) que coincide con el valor máximo de radiación solar a las 14:00h (*Figura 5.1a*).

Llamas (1993) indica que el número de moléculas que se escapan de un líquido depende de la presión de vapor de éste, mientras que el número de moléculas que retorna depende de la presión del vapor del aire, por tanto, si existe una diferencia positiva, por pequeña que sea, entre la presión de vapor a la temperatura del agua (e_s) y la presión de vapor de aire encima de la superficie líquida (e_a) se produce su evaporación, con lo cual se puede decir que la tasa de agua evaporada es proporcional a la diferencia entre e_s y e_a . La evolución de este gradiente de presiones de vapor, considerando la presión de

vapor del aire a 2 metros ($e_s - e_{200}$) y a 15 cm. ($e_s - e_{15}$) se representa en las *Figuras 5.1e* y *5.1f* respectivamente, donde se comprueba que sigue una evolución similar a E_{pan} .

Si en lugar de comparar el gradiente de presiones de vapor comparamos la evolución del déficit de presión de vapor (DPV) del aire a las mismas alturas DPV_{200} y DPV_{15} se puede comprobar que no mantiene una relación tan estrecha con la evaporación (*Figuras 5.1g* y *5.1h*). Estas gráficas nos permiten afirmar que el parámetro de referencia más adecuado para determinar la evaporación es el gradiente de presión de vapor entre la superficie del agua y el aire, y puesto que la mayoría de las estaciones climáticas miden los valores de temperatura y humedad del aire a 2 metros de altura, será de uso habitual emplear el término ($e_s - e_{200}$).

Al producirse la evaporación del agua, se incrementa la humedad de la masa de aire circundante hasta que se satura (Monsalve, 1999). El viento ayuda a remover el aire saturado, permitiendo que continúe el proceso de evaporación (Subramaya, 1984). Para comprobar la influencia de este factor se ha considerado un día de invierno con grandes variaciones en la velocidad del viento (*Figura 5.1b*). En esta Figura se aprecia cómo el viento influye sobre la evolución de la evaporación.

Según lo expuesto anteriormente, se puede indicar que la evaporación es función de la velocidad del viento y del gradiente de presión de vapor entre la superficie del agua y el aire.

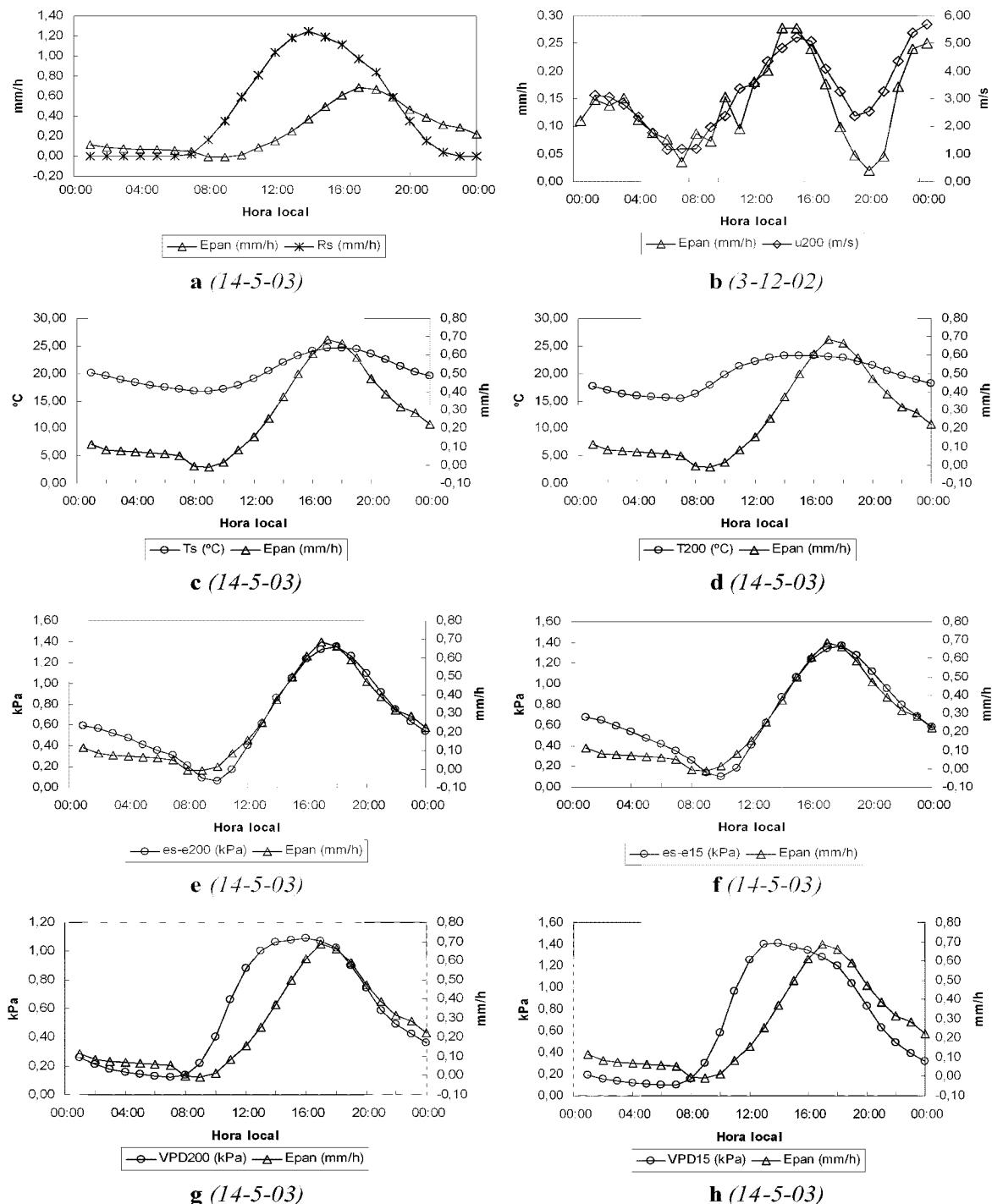


Figura 5.1. Comparación de la evolución de distintos factores climáticos y E_{pan} a lo largo del día

5.3. DETERMINACIÓN DE LAS FÓRMULAS DE EVAPORACIÓN

5.3.1. Metodología

Las fórmulas basadas en Penman, como las representadas en el capítulo IV, consideran para el término aerodinámico E_a , el DPV del aire a una altura de referencia. Como hemos visto en el apartado anterior, a nivel horario ni el DPV ni la radiación solar son representativos para definir el proceso de evaporación, ya que la inercia térmica del agua produce un retraso de la evaporación del tanque y se hace necesario conocer la temperatura superficial del agua. Por este motivo no parece adecuado emplear fórmulas basadas en Penman para estimar la evaporación de cuerpos de agua a nivel horario. Por el contrario, si ofrecen buenos resultados cuando se pretende calcular la evaporación a nivel diario y los valores promedio de temperatura del aire y del agua son similares. Todas las fórmulas basadas en Penman, para cuerpos de agua, se han desarrollado tomando como mínimo los valores promedios de las medias diarias de 10 días (Miró-Granada, 1984). Muchos autores emplean fórmulas basadas en Penman para predecir la evapotranspiración del cultivo de referencia, ET_0 , incluso a nivel horario, pero se debe tener en cuenta que la vegetación no posee la misma inercia térmica que un cuerpo de agua. Por otro lado, hay que considerar que estas fórmulas no tienen en cuenta el área, la cual afecta a la evaporación de los cuerpos de agua (Shuttleworth, 1994).

Las fórmulas basadas en el método de transferencia de masa emplean la velocidad del viento y el gradiente de presión de vapor entre la superficie del agua y el aire para determinar la evaporación de superficies de agua libre (Singh and Xu, 1997). Además, son generalmente los más fáciles de aplicar y a menudo son los únicos métodos prácticos disponibles (Singh, 1989). Fueron los primeros en usarse (Dalton, 1802; Meyer, 1915; Penman, 1948), estando ampliamente extendidos.

Algunas fórmulas basadas en el método de transferencia de masa emplean ecuaciones tipo Dalton (Monsalve, 1999), que para superficies de agua libre puede escribirse como:

$$E_0 = h_v(e_s - e_a) \quad (5.1)$$

donde E_0 es la evaporación en superficies de agua libre, e_s es la presión de vapor de saturación a la temperatura de la superficie del agua, e_a es la presión de vapor en el aire y h_v es la conductancia aerodinámica. En ocasiones, h_v es tomado como $h_v = 1/r_v$, donde r_v es la resistencia aerodinámica (Elías and Castellví, 2001). Aunque h_v depende de la velocidad horizontal del viento, de la rugosidad superficial y de la turbulencia térmica

inducida, normalmente se asume que depende solamente de la velocidad del viento, u . En numerosos trabajos anteriores, se ha propuesto una relación del tipo:

$$h_v = a + bu \quad (5.2)$$

Para calcular la evaporación del tanque, tanto a escala horaria como diaria, se ha elegido este tipo de modelo.

Un gran número de autores indican que las fórmulas obtenidas dan resultados satisfactorios (Thornthwaite y Holzman, 1939; Meyer, 1944; Sverdrup, 1946; Sutton, 1949) empleando variables fácilmente medibles.

Los pasos seguidos para establecer las fórmulas de evaporación son los siguientes:

- Se calcula el gradiente de presión de vapor ($e_s - e_a$). Para calcular e_s se aplica la ec. 4.5 tomando los valores registrados de T_s en el tanque evaporímetro, mientras que e_a se obtiene aplicando la ec. 4.6 tomando como valores de entrada los registros de temperatura y humedad relativa del aire. Si se considera la altura de referencia a 2 m se obtiene ($e_s - e_{200}$) mientras que si se considera a 15 cm se obtiene ($e_s - e_{15}$).
- Se determinan los valores de h_v a partir de la ecuación 5.1, considerando los registros de E_{pan} en lugar de E_0 . Por tanto, la ecuación a emplear es la siguiente:

$$h_v = \frac{E_{pan}}{(e_s - e_a)} \quad (5.3)$$

- Se asume que h_v es una función de viento dada por la ecuación 5.2. Los coeficientes a y b se deducen por regresión lineal entre u y h_v .

Esta función depende entre otros factores de la altura a la que se realizan las mediciones de la velocidad del viento y de presión de vapor. Aunque las dos alturas no necesitan ser las mismas, es aconsejable utilizar la misma disposición experimental para determinar la función.

Otras fórmulas basadas en el método transferencia de masa emplean ecuaciones del tipo 5.4, denominando el coeficiente N como “coeficiente de transferencia de masa” (Harbeck, 1962):

$$E_0 = N u(e_s - e_a) \quad (5.4)$$

donde E_θ , e_s y e_a son los mismos términos que en la ecuación 5.1; u es la velocidad media del viento a la altura de referencia.

Para determinar fórmulas como las empleadas por Harbeck y poder compararlas con las del tipo Dalton, se han seguido los siguientes pasos:

- Se calcula el gradiente de presión de vapor ($e_s - e_a$) a las dos alturas como ya se ha indicado y se multiplica por u .
- Se establecen correlaciones entre los valores registrados de E_{pan} y los valores calculados de $u(e_s - e_a)$ para cada periodo. La pendiente de la recta de mejor ajuste es el coeficiente de transferencia de masa N .

No se han desarrollado fórmulas con el DPV ya que como se aprecia en las *Figuras 5.1g y 5.1h* no es la mejor variable explicativa para estimar la evaporación del tanque. Tan solo podrían resultar útiles cuando la temperatura del aire coincide con la del agua y por tanto ($e_s - e_a$) sería igual al DPV.

Para establecer tanto las fórmulas a escala horaria como diaria, se ha seguido la metodología descrita.

5.3.2. Fórmulas obtenidas a escala horaria

De los datos presentados por Sánchez (1993), se deduce que en la Región de Murcia, casi el 70-80 % de la evaporación anual se produce durante la primavera y verano, registrándose los valores máximos durante los meses de junio, julio y agosto. De aquí la gran importancia que tiene establecer fórmulas que determinen correctamente la evaporación durante estos meses. Con este fin, se han escogido al azar 5 días del mes de agosto del 2002, por lo que se han considerado 120 horas para establecer las fórmulas a partir de los valores de E_{pan} en mmh^{-1} , $e_s - e_a$ en kPa y u en ms^{-1} .

Tanto las fórmulas tipo Dalton (ec. 5.5 y 5.6) como las fórmulas tipo Harbeck (ec. 5.7 y 5.8) que se han obtenido siguiendo la metodología descrita en el apartado anterior se muestran en la *Tabla 5.1*.

Tabla 5.1. Fórmulas de evaporación a escala horaria del tanque evaporímetro clase A para el Campo de Cartagena considerando 5 días al azar del mes de agosto del 2002

| Ecuación | r ² | nº |
|------------------------------------------------------|----------------|-------|
| $E_{pan} = (0,094 u_{200} + 0,0658) (e_s - e_{200})$ | 0,90 | (5.5) |
| $E_{pan} = (0,097 u_{200} + 0,0443) (e_s - e_{15})$ | 0,90 | (5.6) |
| $E_{pan} = 0,1162 u_{200} (e_s - e_{200})$ | 0,89 | (5.7) |
| $E_{pan} = 0,1183 u_{200} (e_s - e_{15})$ | 0,89 | (5.8) |

Durante el mes de agosto en el que se han determinado las fórmulas, al igual que para el resto de meses de verano, los días fueron soleados, sin nubosidad y con vientos moderados, sin superar nunca los $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Como a lo largo del año las condiciones ambientales pueden ser muy variables, se han seleccionado 10 días correspondientes a las cuatro estaciones a lo largo de los años 2002 y 2003 en los que varían las condiciones de nubosidad, velocidad del viento, temperatura del aire, temperatura del agua, etc. Las fórmulas obtenidas se muestran en la *Tabla 5.2*.

Tabla 5.2. Fórmulas de evaporación obtenidas a escala horaria para el tanque evaporímetro clase A en el Campo de Cartagena, considerando 10 días correspondientes a las cuatro estaciones a lo largo de los años 2002 y 2003 en los que varían totalmente las condiciones de nubosidad, velocidad del viento, temperatura del aire y del agua, etc.

| Ecuación | r ² | nº |
|------------------------------------------------------|----------------|--------|
| $E_{pan} = (0,095 u_{200} + 0,0858) (e_s - e_{200})$ | 0,90 | (5.9) |
| $E_{pan} = (0,0997 u_{200} + 0,0625) (e_s - e_{15})$ | 0,89 | (5.10) |
| $E_{pan} = 0,1116 u_{200} (e_s - e_{200})$ | 0,87 | (5.11) |
| $E_{pan} = 0,1123 u_{200} (e_s - e_{15})$ | 0,88 | (5.12) |

Tanto las fórmulas que se han obtenido considerando la estación más cálida (*Tabla 5.1*) como las cuatro estaciones (*Tabla 5.2*) son similares, lo que sugiere que las fórmulas obtenidas para una estación pueden ser empleadas durante el resto del año con buenos resultados.

Todas las fórmulas se han obtenido utilizando la velocidad del aire a una altura de 2 metros, puesto que es la altura a la que suelen medirla la mayoría de estaciones climáticas.

Muchos autores (Chow, 1999; Monsalve, 1999; Elías y Castellví, 2001) indican que el perfil de viento sigue una función logarítmica con la altura. Entre los valores de u_{200} y u_{15} se ha encontrado una relación lineal. En el caso de que se necesitara para posteriores investigaciones transformar las fórmulas utilizando la velocidad del viento a 15 centímetros sobre el tanque se puede emplear la ecuación 5.13.

$$u_{15} = 0,435 u_{200} \quad (5.13)$$

Durante las primeras horas de la mañana de algunos días del año se ha observado cierta condensación sobre el tanque. Como las fórmulas que aquí se muestran tan solo permiten el cálculo de la evaporación, los días en que exista condensación podrían sobrestimarla si se aplican en el computo global de las 24 horas.

5.3.3. Validación de las fórmulas obtenidas a escala horaria

Con el fin de validar las fórmulas presentadas en la *Tabla 5.1*, se han contrastado los valores obtenidos con cada una de ellas y los datos registrados de evaporación del tanque. Para ello se han tomado cinco días al azar del mes de julio del 2002, y por tanto, se han considerado 120 horas para validar las fórmulas. La *Figura 5.2* muestra los resultados.

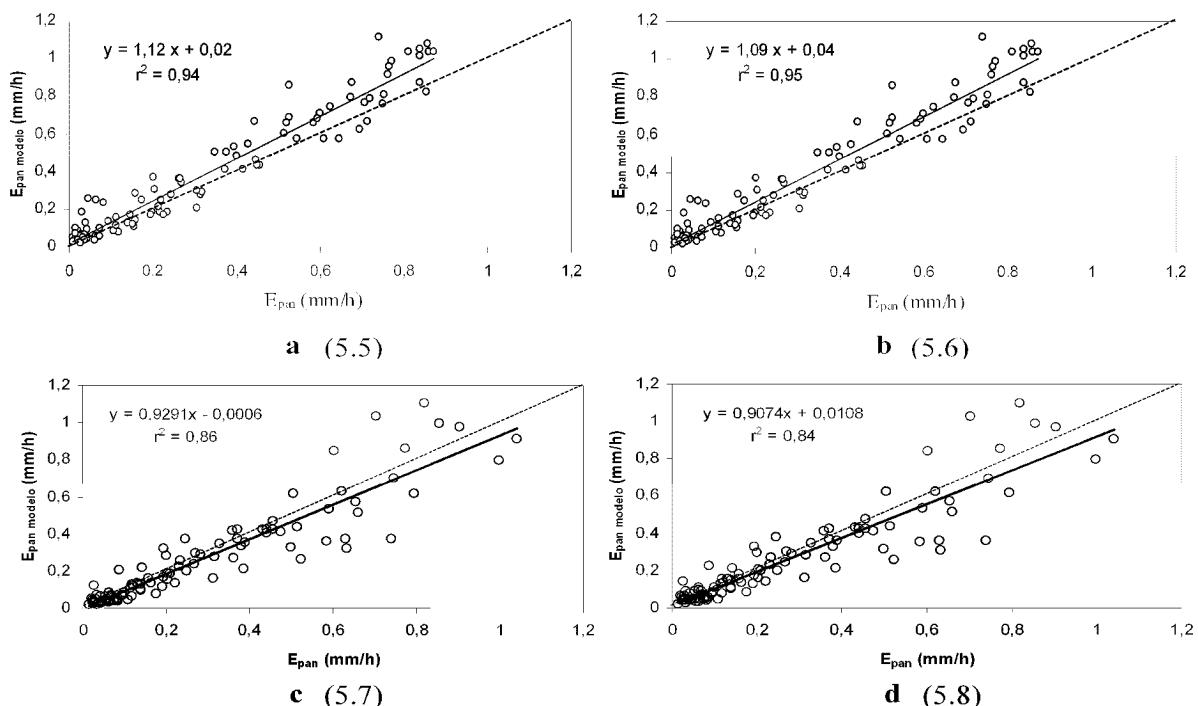


Figura 5.2. Validación de las fórmulas presentados en la Tabla 5.1

Como se aprecia en la *Figura 5.2* las fórmulas tipo Dalton (5.5 y 5.6) a pesar de su buena correlación sobreestiman, aunque en pequeña cantidad, la evaporación registrada en el tanque clase A. También muestra que las fórmulas tipo Harbeck (5.7 y 5.8) presentan una peor correlación y por el contrario subestiman la evaporación del tanque.

Para validar las fórmulas presentadas en las *Tablas 5.2 y 5.3*, se han seleccionado 10 días distintos a los elegidos para la determinación de las fórmulas, correspondientes a las cuatro estaciones a lo largo de los años 2002 y 2003 en los que varían totalmente las condiciones de nubosidad, velocidad del viento, temperatura del aire y del agua, etc. La *Figura 5.3* muestra los resultados obtenidos al contrastar los valores proporcionados por cada fórmula con los datos registrados de evaporación del tanque.

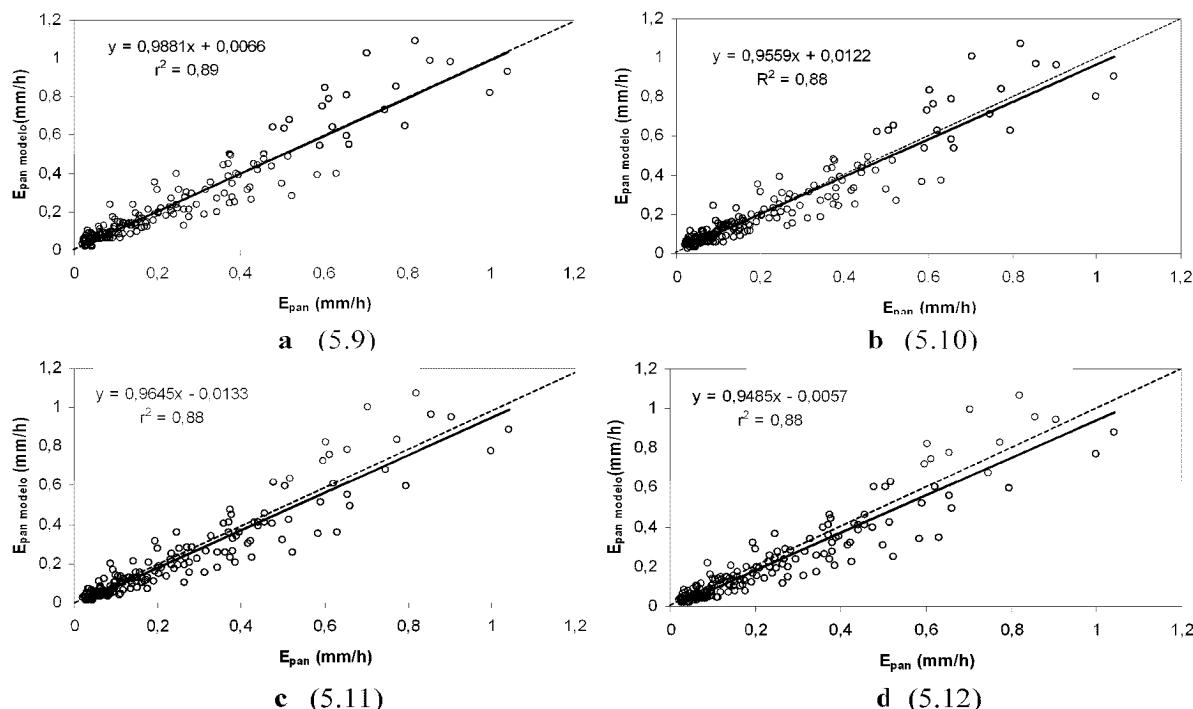


Figura 5.3. Validación de las fórmulas presentados en la Tabla 5.2

La *Figura 5.3* muestra una correlación similar tanto para las fórmulas tipo Dalton (5.9 y 5.10) como para las fórmulas tipo Harbeck (5.11 y 5.12), siendo la pendiente de las fórmulas tipo Dalton más próxima a uno. Las fórmulas tipo Harbeck, al igual que las mostradas en la *Figura 5.2*, subestiman la evaporación del tanque.

Según lo expuesto, se puede deducir que las fórmulas que mejor estiman la evaporación del tanque a escala horaria son las de tipo Dalton. Tanto las fórmulas que consideran ($e_s - e_{200}$) como las que consideran ($e_s - e_{15}$) muestran resultados similares y puesto que la mayoría de estaciones climáticas consideran una altura de 2 metros, se considera que la fórmula que se debe utilizar es la ec. 5.9.

Con carácter general, todas las fórmulas de tipo Harbeck subestiman la evaporación del tanque a escala horaria, pero no se descarta su empleo ya que el error es relativamente pequeño.

5.3.4. Fórmulas obtenidas a escala diaria

Para establecer las fórmulas de evaporación a nivel diario, se han calculado los valores medios diarios tanto de la evaporación del tanque como de las diversas variables climáticas registradas en la estación experimental TF descrita en el Capítulo III. Con el fin de verificar que estas fórmulas puedan aplicarse en cualquier época del año, se han

seleccionado 10 días correspondientes a los meses de primavera y verano y 10 días pertenecientes a los meses de otoño e invierno de los años 2002 y 2003, en los que se han presentado diferentes condiciones ambientales. Todos los días se han caracterizado por la ausencia de lluvia, siendo soleados o con cierta nubosidad. Los valores de radiación solar han oscilado entre 44 y 378 Wm⁻² y la velocidad del viento ha variado entre 1,61 y 3,27 ms⁻¹.

En la *Tabla 5.3* se presentan las fórmulas de evaporación obtenidas para el tanque clase A en el Campo de Cartagena, donde E_{pan} está en mm día⁻¹, el gradiente de presión en kPa y la velocidad del viento en m·s⁻¹.

Tabla 5.3. Fórmulas de evaporación obtenidas a escala diaria para el tanque evaporímetro clase A en el Campo de Cartagena, considerando 20 días correspondientes a las cuatro estaciones a lo largo de los años 2002 y 2003 en los que varían totalmente las condiciones de nubosidad, velocidad del viento, temperatura del aire y del agua, etc

| Ecuación | r ² | nº |
|-------------------------------------------------------|----------------|--------|
| $E_{pan} = (1,2093 u_{200} + 4.5474) (e_s - e_{200})$ | 0,95 | (5.14) |
| $E_{pan} = (0,9266 u_{200} + 5.4117) (e_s - e_{15})$ | 0,95 | (5.15) |
| $E_{pan} = 3,3367 u_{200} (e_s - e_{200})$ | 0,90 | (5.16) |
| $E_{pan} = 3,2477 u_{200} (e_s - e_{15})$ | 0,91 | (5.17) |

Al comparar las funciones de viento obtenidas para las fórmulas tipo Dalton a escala diaria con las funciones de las fórmulas obtenidas a escala horaria se observa una diferencia muy significativa (*Figura 5.4*). Sin embargo, apenas existe diferencia entre las fórmulas obtenidas considerando 2 metros o 15 centímetros como altura de referencia para la medida de la humedad y temperatura del aire.

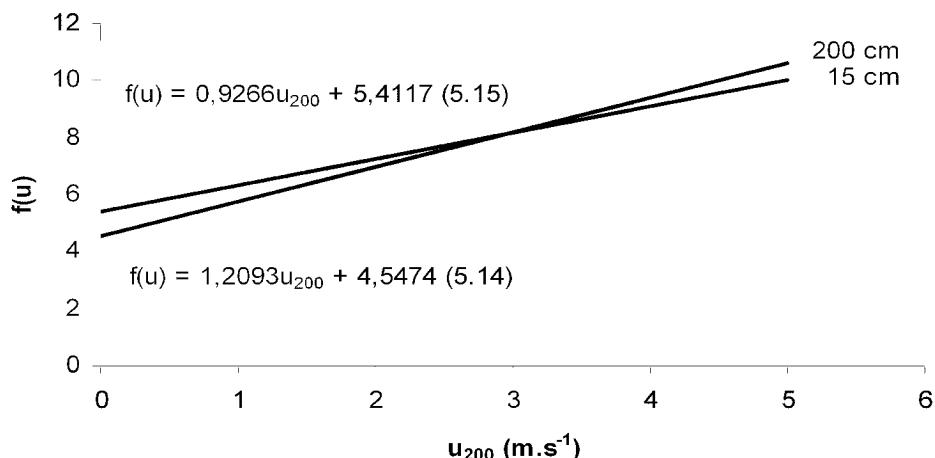
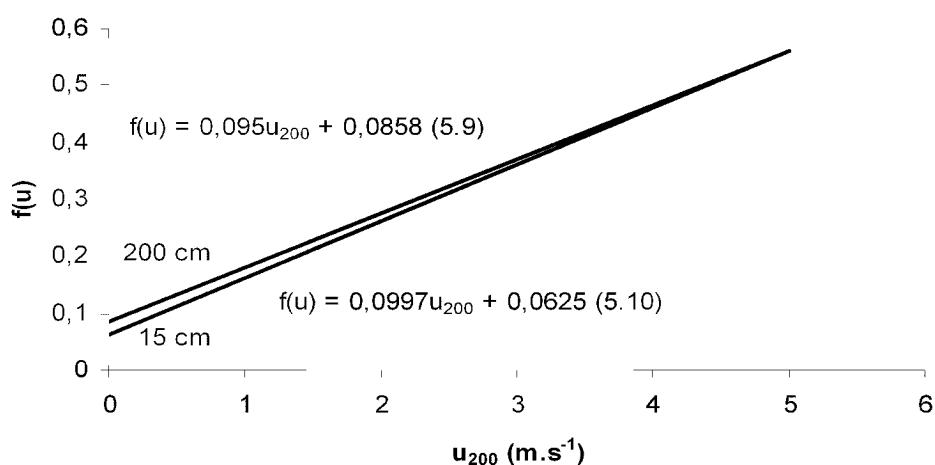
Escala Diaria**Escala Horaria**

Figura 5.4. Comparación de las funciones de viento a escala horaria y diaria

5.3.5. Validación de las fórmulas obtenidas a escala diaria

Con el fin de validar las fórmulas presentados en la *Tabla 5.3* se han seleccionado 20 días distintos a los elegidos para la realización de las fórmulas, correspondientes a las cuatro estaciones a lo largo de los años 2002 y 2003 en los que varían las condiciones de nubosidad, velocidad del viento, temperatura del aire, temperatura del agua, etc. La *Figura 5.5* muestra los resultados obtenidos al contrastar los valores proporcionados por cada modelo con los datos registrados de evaporación del tanque.

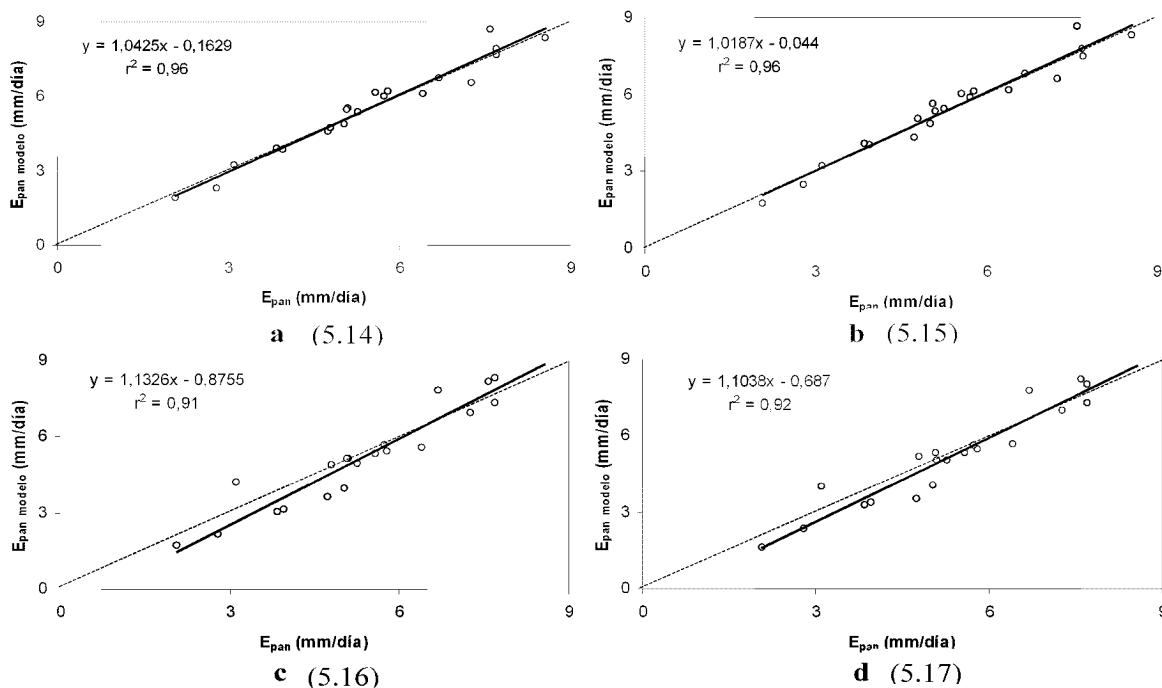


Figura 5.5. Validación de las fórmulas presentados en la Tabla 5.3

Se puede observar en la *Figura 5.5* que en todas las fórmulas diarias se ha obtenido una correlación mejor que en las fórmulas horarias. Las fórmulas tipo Dalton muestran una correlación muy buena y pendiente muy próxima a uno, como se aprecia en las *Figuras 5.5a y b*. En las *Figuras 5.5c y d* se observa que las fórmulas de evaporación tipo Harbeck subestiman la evaporación para valores bajos ($< 5,6 \text{ mm/día}$) y la sobreestiman para valores altos ($> 6,6 \text{ mm/día}$).

Se han realizado diversos estudios teóricos y semipíricos de la evaporación desde superficies de humedad uniforme de extensión limitada, así como en tanques evaporímetros (Harbeck, 1962; Brutsaert, 1968; Brutsaert, 1970) o hierba húmeda (Rao, 1974) rodeada por suelo seco “efecto oasis”.

La tasa de evaporación (en mm dia^{-1}) para una superficie de agua de área $A (\text{m}^2)$, con $0,5 \text{ m} < A^{0,5} < 5 \text{ m}$, se puede determinar por la ecuación (5.18), donde la presión de vapor es $e_s (\text{kPa})$; y $e_2 (\text{kPa})$ y $u_2 (\text{m.s}^{-1})$ se miden a la altura de 2 m. La ecuación siguiente es propuesta por Brutsaert (1982).

$$E = 3,623A^{-0,066}(e_s - e_2)u_2 \quad (5.18)$$

Como el área del tanque evaporímetro es de $1,148 \text{ m}^2$, al sustituir este valor en la ecuación (5.18), se obtiene un coeficiente $N = 3,59$. Si comparamos con el obtenido

para el tanque aislado $N = 3,3367$ (ec. 5.16) se comprueba que los valores son similares. La pequeña diferencia existente puede ser debido a que las cubetas con las que se obtuvo la fórmula (5.18) no estaban aisladas y la fórmula (5.16) fue obtenida con una cubeta recubierta con aislante.

La *Figura 5.6* muestra los resultados obtenidos al aplicar la ecuación (5.18) a los mismos datos con los que se validó la fórmula (5.16). Se puede indicar que esta fórmula también es válida, aunque tiende a subestimar cuando la evaporación es pequeña y a sobreestimar para altas tasas de evaporación. Este comportamiento es característico de todas las fórmulas de tipo Harbeck que se han estudiado.

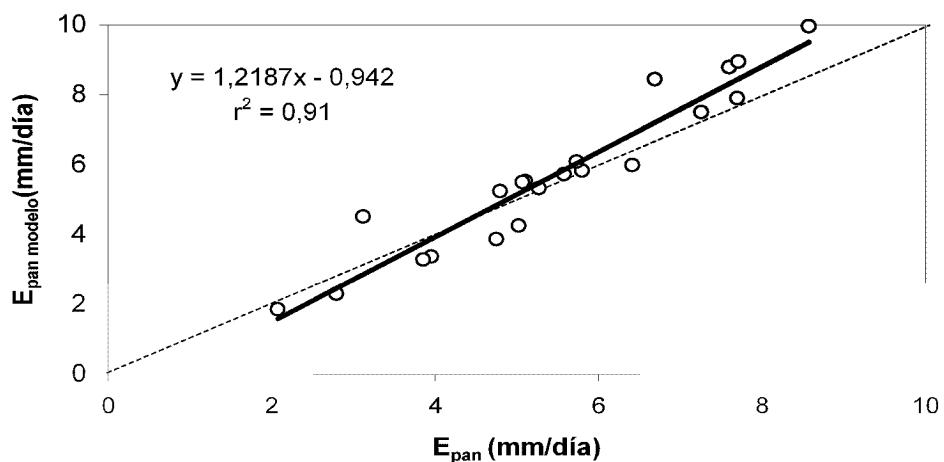


Figura 5.6. Validación de la fórmula (5.18)

5.3.6. Comparación con las fórmulas obtenidas para lagos y grandes embalses

Diversos autores han propuesto fórmulas de evaporación basadas en el método de transferencia de masa para lagos. Si comparamos estas fórmulas con las obtenidas para el tanque podemos observar la influencia tanto del clima como del área.

En 1976 el Geological Survey de U.S.A. completó un estudio de doce años del lago Hyco en Carolina del Norte (Giese, 1976). Se desarrolló una fórmula para determinar la evaporación a partir de la ecuación de transferencia de masa sugerida por Harbeck (Harbeck, 1962). Para la obtención de los datos necesarios se empleó una estación flotante en el centro del lago Hyco. Los valores de presión de vapor e_s , se determinaron a partir de las temperaturas medidas continuamente en la superficie del lago y los valores de e_a se determinaron a partir de los registros de temperatura del aire y humedad

relativa obtenidos de una estación del Servicio Nacional de Meteorología (National Weather Service) en el aeropuerto cercano de Raleigh-Durham y de una estación de meteorología cerca de la central eléctrica junto al lago. La velocidad del viento se determinó con un anemómetro montado en la balsa en el medio del lago. El valor N se calculó como la pendiente de una línea recta con relación al producto de u_{200} ($e_s - e_a$), dando como resultado $N = 0,00136$, expresándose la fórmula del siguiente modo (5.19):

$$E_o = 0,00136 u_{200} (e_s - e_{200}) \quad (5.19)$$

tomando los valores de presión de vapor en Pa y la velocidad del viento en $m.s^{-1}$.

Si transformamos el coeficiente N para valores de presión de vapor en kPa se expresa del siguiente modo (ec. 5.20).

$$E_o = 1,36 u_{200} (e_s - e_{200}) \quad (5.20)$$

Como el valor de N obtenido para el tanque es $N = 3,3367$ (ec. 5.16), si observamos la relación entre ellos, se comprueba para los mismos valores climáticos, que el lago Hyco evaporaría aproximadamente un 60 % menos que el tanque. Pero es importante tener en cuenta, para interpretar correctamente este dato, que para las mismas condiciones climáticas externas la temperatura superficial del agua del tanque va a ser diferente a la del lago Hyco, puesto que cambia el tamaño y el volumen del cuerpo de agua.

Tanto las ecuaciones desarrolladas en el lago Hefner como en el lago Mead corresponden a las del tipo Harbeck (ec. 5.4). Se han desarrollado otras fórmulas empíricas (ec. 2.25, 2.26, 2.27) a partir de los datos obtenidos en el lago Hefner en 1954 (Oklahoma), con una superficie de $10 km^2$, donde las presiones de vapor están dadas en milibares, el viento está en metros por segundo y la evaporación del lago en milímetros por día (Linsley, 1992). Si consideramos la presión de vapor de las ecuaciones 2.25, 2.26, 2.27 en kPa, el coeficiente N toma el valor de 1.22, 0.97 y 1.09 respectivamente. Como podemos comprobar, al igual que para el lago Hyco, los valores de evaporación que se obtendrían en las mismas condiciones climáticas van a ser muy inferiores a los del tanque. La variabilidad de los coeficientes obtenidos para el mismo lago se debe a que las fórmulas se obtuvieron a partir de datos registrados a distintas alturas y en lugares diferentes (sobre el lago y en la orilla del lago).

Harbeck, relacionó el coeficiente de transferencia de masa N , determinado para diversos embalses con sus áreas respectivas (hasta de $120 km^2$). Esta relación es presentada por

Shuttleworth, e indica, que para lagos con $50 \text{ m} < A^{0.5} < 100 \text{ km}$, la evaporación viene expresada por:

$$E = 2,909 A^{-0.05} (e_s - e_2) u_2 \quad (5.21)$$

en la cual e_2 y e_s están en kPa, y u_2 es la velocidad del viento a 2 m de altura expresada en m.s^{-1} . Se debe de tener en cuenta que e_s se obtiene a partir de los datos de temperatura del aire y e_2 con datos de estaciones meteorológicas situadas fuera de la capa límite interna del embalse.

5.4. CONCLUSIONES

De los resultados mostrados en los apartados anteriores se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- a) Se han estudiado las variables climáticas que inciden en la evaporación horaria en un tanque evaporímetro en el Campo de Cartagena. De su análisis se deduce que la variable más adecuada para estimar la evaporación del tanque es el gradiente de presión de vapor entre la superficie del agua y el aire (a 0,15 y a 2 m), mientras que el déficit de presión de vapor del aire (DPV a 0,15 y 2 m) no parece representar una variable pertinente para describir la evolución horaria de la evaporación. La temperatura de superficie del agua, T_s , aparece como la variable clave en el proceso de evaporación a corto plazo, junto con la velocidad del viento, u . Es importante destacar que la radiación solar S_t no tiene una relación directa con la tasa de evaporación, que experimenta un retraso de entre 2 y 3 horas respecto a la radiación solar.
- b) Las fórmulas basadas en el método de transferencia de masa se han considerado las más adecuadas, ya que emplean la velocidad del viento y $(e_s - e_a)$ para predecir la evaporación. Debido al desfase horario provocado por la inercia térmica del agua, tanto de S_t como del DPV con E_{pan} , se ha desestimado el empleo de fórmulas basadas en Penman.
- c) Se han desarrollado y validado fórmulas para estimar E_{pan} a escala horaria, tanto para los meses de verano como para las cuatro estaciones del año. Las fórmulas obtenidas en ambos casos han sido similares, lo que sugiere que las fórmulas desarrolladas durante los meses de verano pueden hacerse extensibles para el resto del año.

- d) Para estimar E_{pan} , tanto a escala horaria como diaria, se han desarrollado fórmulas tipo Harbeck y fórmulas tipo Dalton. Tras su validación, se ha comprobado que las fórmulas tipo Dalton proporcionan mejores resultados, aunque no se descarta el empleo de las fórmulas tipo Harbeck.
- e) Las funciones de viento obtenidas para las fórmulas tipo Dalton a escala horaria y diaria son muy diferentes, por lo que una función determinada a una escala de tiempo no se puede emplear a otra escala diferente. Sin embargo, apenas se ha observado diferencia entre las funciones obtenidas considerando e_{15} y e_{200} .
- f) Durante las primeras horas de la mañana de algunos días del año se ha observado cierta condensación sobre el tanque, pero este fenómeno no se ha tenido en cuenta, ya que el aporte suele ser prácticamente insignificante. Como las fórmulas que aquí se muestran tan solo permiten el cálculo de la evaporación, los días que exista condensación podrían sobreestimarla si se aplican en el computo global de las 24 horas.
- g) Se ha estimado E_{pan} con la fórmula indicada por Brutsaert, teniendo en cuenta el área del tanque evaporímetro. Tras observar los resultados obtenidos se puede indicar que esta fórmula también es válida, aunque con valores bajos tiende a subestimar la evaporación y con valores altos tiende a sobreestimarla, pero este comportamiento es característico de todos las fórmulas tipo Harbeck que se han estudiado.
- h) Al comparar el coeficiente de transferencia N , obtenido para el tanque con el que se obtuvo para el lago Hyco se comprueba para los mismos valores climáticos, que el lago Hyco evaporaría aproximadamente un 60 % menos que el tanque. Esto es debido a la diferencia en tamaño y volumen.
- i) En este capítulo se han dado las herramientas más adecuadas para predecir la evaporación en tanques evaporímetros clase A situados en el Campo de Cartagena. Para ello se han propuesto y evaluado varias fórmulas, indicando para cada una de ellas como y cuando se deben aplicar, así como sus posibles limitaciones. También se han comparado con algunas ya existentes y se ha indicado sus posibilidades de aplicación.

CAPITULO VI

MODELIZACIÓN DEL COMPORTAMIENTO DEL

TANQUE EVAPORÍMETRO FRENTE A LAS

CONDICIONES AMBIENTALES

6. MODELIZACIÓN DEL COMPORTAMIENTO DEL TANQUE EVAPORÍMETRO CLASE A FRENTE A LAS CONDICIONES AMBIENTALES

6.1. INTRODUCCIÓN

Como se ha mostrado en el capítulo V, para determinar con la mayor exactitud posible la evaporación en tanques evaporímetros clase A, es necesario conocer la temperatura superficial del agua T_s . Por este motivo, se hace preciso para su determinación, establecer un balance de energía en el que intervenga como única incógnita T_s . Para determinar esta incógnita, se ha planteado un balance energético a escala horaria considerando distintas capas en el volumen de agua del tanque, pero debido a la existencia de flujos convectivos que homogenizan la temperatura en el tanque (Jacobs et al, 1998; Molina et al, 2002), se ha planteado un segundo modelo simplificado, también a escala horaria, considerando el tanque isotermo.

Por tanto, el objetivo de este capítulo es presentar un enfoque para modelizar el comportamiento de un tanque evaporímetro a partir de un balance de energía que permita obtener T_s , variable clave en la determinación de la evaporación en cuerpos de agua. Los datos de entrada para establecer el balance son los proporcionados por cualquier estación meteorológica: radiación solar, humedad relativa, temperatura del aire y velocidad del viento. De esta forma, se podrá simular el funcionamiento de un tanque evaporímetro a partir de las variables climáticas habitualmente disponibles en las estaciones. Por su facilidad de manejo en cálculos posteriores, los modelos necesarios se han implementado en una hoja de cálculo “Microsoft Excel” estableciendo los algoritmos de programación en “Visual Basic”.

En los modelos planteados se asume que no existen flujos térmicos en el fondo y paredes del tanque con el fin de que los modelos obtenidos sean extrapolables al estudio de cuerpos de mayor tamaño (balsas de riego, pequeños embalses, etc.). Por tanto, para la evaluación experimental de los modelos, se ha dispuesto un aislamiento térmico en las paredes y fondo del tanque.

6.2. DESCRIPCIÓN DEL MODELO MULTICAPA

Para la modelización de T_s en tanques evaporímetros Clase A mediante un balance energético considerando distintas capas en el volumen de agua, se propone un modelo basado en los estudios de Losordo y Piedrahita (1991), Lucassen (1996) y Jacobs (1997 y 1998). La *Figura 6.1* muestra la distribución de energía durante el día y durante la noche en un tanque en el que se han considerado 5 capas.

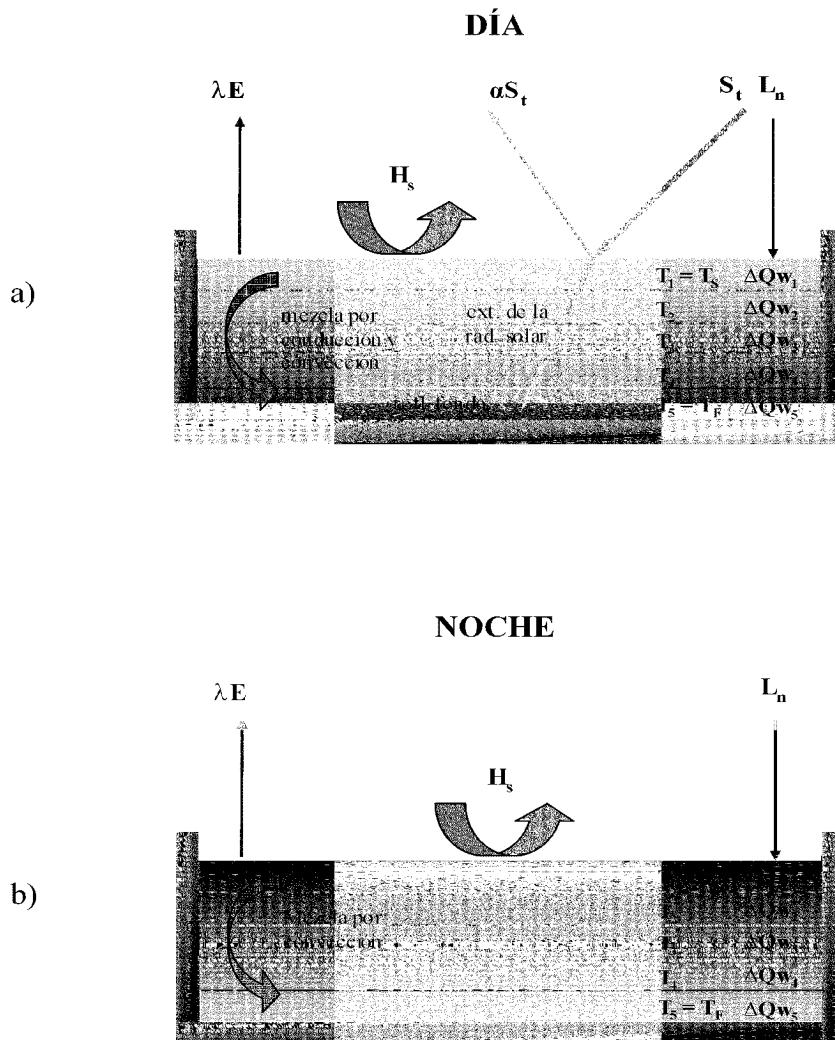


Figura 6.1. Esquema con todos los términos de energía que intervienen en el balance del tanque evaporímetro. a) durante el día y b) durante la noche

Durante el día la radiación solar de onda corta S_t incide sobre el agua del tanque. Inmediatamente en la superficie del agua, una parte α de la misma es reflejada (albedo), mientras que el resto es transmitido al interior del cuerpo de agua (Jones, 1992;

Monteith, 1980). La radiación transmitida se absorbe en las diferentes capas de agua en función de la longitud de la trayectoria seguida en cada una, aunque también se ve fuertemente afectada por la turbidez del agua (Jacobs, 1997). En la superficie del tanque se producen otros procesos de intercambio con la atmósfera, en forma de radiación de onda larga, calor sensible y calor latente (Cathcart, 1987).

Durante la noche, existe un enfriamiento en la superficie del cuerpo de agua por la emisión de radiación de onda larga (*Figura 6.8-b*). Una disminución de la temperatura superficial (se considera igual a la temperatura de la primera capa T_l) incrementa la densidad del agua de esta capa por encima de las restantes que es responsable del crecimiento de una capa de mezcla de densidad uniforme. En el transcurso de la noche la temperatura de la capa de mezcla decrece gradualmente y consecuentemente la profundidad de la capa de mezcla también se incrementa (Jacobs, 1997), es decir se produce una convección natural que homogeneiza la temperatura del tanque.

Teniendo en cuenta estos intercambios de energía en la primera capa de agua superficial con profundidad δ , el balance de energía es:

$$S_{ab} + L_n + H_s - \lambda E - G_w - \Delta Q_{w1} = 0 \quad (6.1)$$

donde S_{ab} representa la radiación de onda corta absorbida en la capa, L_n la radiación neta de onda larga, H_s es el calor sensible intercambiado con la atmósfera, λE es calor latente de evaporación, ΔQ_{w1} es la variación de calor almacenado durante el tiempo considerado y G_w es el calor intercambiado por el agua en el interior de la capa. Todos los términos se han expresado en W/m^2 . Para el resto de capas el balance de energía es:

$$S_{ab} - G_w - \Delta Q_w = 0 \quad (6.2)$$

6.2.1. Determinación de la radiación absorbida de onda corta S_{ab}

La radiación de onda corta absorbida en la capa superficial S_{ab1} es igual:

$$S_{ab1} = S_t (1 - \alpha) \left[\beta_s + (1 - \beta_s) \left(1 - e^{-\frac{\varepsilon \delta}{\cos \theta}} \right) \right] \quad (6.3)$$

donde ε es el coeficiente de extinción, tomado como $\varepsilon = 12 \text{ m}^{-1}$ para el agua limpia (Weast, 1980), $\cos \theta$ es el factor de corrección para la trayectoria actual de S_t a través de la capa de agua, que depende del ángulo cenital del sol θ (Höhne, 1954), β_s es la cantidad de radiación de onda corta inmediatamente absorbida en la primera capa y

tomada como $0,45 [S_t (1-\alpha)]$ (Orlob, 1983; Octavio et al., 1977). Tomando para todas las capas el mismo espesor y el mismo coeficiente de extinción, el valor de S_{ab} para el resto de capas viene determinado por la siguiente ecuación:

$$S_{ab}(n) = S_t(1-\alpha)(1-\beta_s)e^{-\frac{\varepsilon(n-1)\delta}{\cos\theta}}(1-e^{-\frac{\varepsilon\delta}{\cos\theta}}) \quad (6.4)$$

siendo n el número de la capa.

Se considera que en el fondo del tanque el coeficiente de reflexión del acero inoxidable es $\alpha_{st} = 0,05$ (Weast, 1980). De esta forma, la radiación reflejada en el fondo del tanque será transmitida y absorbida según transcurre por las distintas capas.

6.2.2. Determinación del calor intercambiado en el seno del agua G_w

Este término del balance energético incluye el intercambio de calor en el seno del agua por conducción y convección. En el presente modelo, se asume que la mezcla puede ser debida a la estratificación del agua por diferencia de densidad y la componente del viento en el interface aire-agua (Bloss y Harleman, 1979). El transporte de calor en el seno del agua se puede estimar como:

$$G_w = -c_w K_w(z) \frac{\Delta T_w}{\Delta z_w} \quad (6.5)$$

donde c_w es la capacidad calorífica volumétrica del agua a la temperatura de la capa. La difusividad efectiva, $K_w(z)$, es una función de la velocidad de fricción en la superficie del agua w^* , la profundidad z_w en el agua y la estratificación debida a la densidad del agua, expresada por el número de Richardson del agua Ri_w . En el presente modelo se adopta inicialmente el valor de la conducción de calor por turbulencia en el agua propuesto por Henderson-Seller (1984):

$$K_{0,z}(z) = \frac{w^*}{30k_*} e^{-k_*^* z} \quad (6.6)$$

junto con las correcciones de la estratificación sugeridas por Sundaram and Rehm (1973):

$$K_w(z) = \frac{K_{0,z}(z)}{1 + \sigma_1 Ri_w(z)} \quad (6.7)$$

donde k^* es una función empírica (Sundaram y Rehm, 1973), σ_l es una constante ($\sigma_l = 0,05$) y el número de Richardson para el agua, Ri_w , igual:

$$Ri_w(z) = \frac{\alpha_w g z^2 \Delta T_w}{w^{*2} \Delta z_w} \quad (6.8)$$

donde g es la gravedad, $\Delta T_w / \Delta z_w$ es la diferencia de temperatura entre las capas de agua con relación a la profundidad y α_w es el coeficiente de expansión para el agua, tomado como una función de la temperatura absoluta T_w (Sundaram y Rehm, 1973):

$$\alpha_w = 1,5 \cdot 10^{-5} (T_w - 277) - 2 \cdot 10^{-7} (T_w - 277)^2 \quad (6.9)$$

La velocidad de fricción superficial en la superficie del agua w^* , segun Henderson-Sellers (1984) se expresa del siguiente modo:

$$w^* = \sqrt{\frac{\rho_a C_z(z) u^2}{\rho_w}} \quad (6.10)$$

donde ρ_a y ρ_w son las densidades del aire y agua, respectivamente, u es la velocidad del viento a 2 m y $C_z(z)$ es el coefiente de arrastre (*drag coefficient*) para superficies de agua abierta, tomado como $C_z = 0,0016$ (Condie y Webster, 1997) que es muy similar al valor de 0,0015 obtenido por (Webster et. al 1995).

6.2.3. Determinación del calor sensible intercambiado con la atmósfera H_s

Ya se ha comentado que el tanque está perfectamente aislado, por lo que los flujos térmicos a través de las paredes y del fondo se consideran despreciables. En la superficie del tanque, el flujo de calor sensible H_s es determinado por la ecuación 6.11.

$$H_s = h_c \rho_a C_p (T_a - T_w) \quad (6.11)$$

donde ρ_a y C_p son la densidad y el calor específico del aire respectivamente, T_a corresponde a la temperatura del aire a 2 m y T_w a la temperatura del agua del tanque. h_c es el coeficiente de difusividad térmica del aire que, según Bowen, puede ser aproximado al valor del coeficiente de transporte de vapor h_v (Monsalve, 1999), el cual ha sido determinado de forma empírica para el tanque evaporímetro en el Campo de Cartagena como una función de viento incluida en las ecuaciones 5.9 a nivel horario y 5.14 a nivel diario.

6.2.4. Determinación del calor latente intercambiado con la atmósfera λE

Las fórmulas de evaporación empleadas son las que se han determinado para el tanque en el capítulo V. Para estimar la evaporación a nivel horario, se ha utilizado la ecuación 5.9, y a nivel diario la ecuación 5.14.

6.2.5. Determinación de la radiación neta de onda larga L_n

La radiación neta de onda larga, de 3 a 100 μm , es la diferencia entre la radiación de onda larga que llega de la atmósfera al tanque L_i y la radiación que emite el tanque a la atmósfera L_o .

$$L_n = L_i - L_o \quad (6.12)$$

La radiación de onda larga R_e , emitida por todo cuerpo, depende de su temperatura superficial. La emisión de radiación es dada por la ley de Stefan-Boltzmann.

$$R_e = \varepsilon_s \sigma T^4 \quad (6.13)$$

donde ε_s es la emisividad de la superficie, σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2 \cdot \text{K}^4$) y T es la temperatura absoluta de la superficie en grados Kelvin (Giancoli, 1984). Para un radiador perfecto, o cuerpo negro, la emisividad es $\varepsilon_s = 1$; para superficies de agua $\varepsilon_w \approx 0,97$ (Miro-Granada, 1984).

Sustituyendo la ecuación 6.13 en la 6.12, L_n se puede expresar de la siguiente forma:

$$L_n = ((1 - \rho) \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_w \sigma T_w^4) C_F \quad (6.14)$$

siendo el coeficiente de reflexión de onda larga $\rho = 0,03$ (Miro-Granada, 1984), T_a^4 y T_w^4 la temperatura del aire a 2 m y la temperatura superficial del agua respectivamente, en $^\circ\text{C}$. C_F representa el coeficiente de forma, que para el tanque se considera 1 (Oroud, 1998).

La emisividad de la atmósfera es calculada usando la expresión empírica propuesta por Brutsaert (1975),

$$\varepsilon_a = 0,56 + 0,2529 \times \sqrt{e_a} \quad (6.15)$$

donde e_a es presión de vapor a 2 m expresada en kPa.

6.2.6. Variación del calor almacenado en el cuerpo de agua ΔQ_w

El calor almacenado en el cuerpo de agua ΔQ_w viene dado por la siguiente ecuación (Oroud, 1998; Jacobs, 1998):

$$Q_w = c_w \delta \frac{\Delta T_w}{\Delta t} \quad (6.16)$$

donde c_w es la capacidad calorífica volumétrica del agua a la temperatura de la capa, δ es el espesor o profundidad de la capa y $\Delta T_w / \Delta t$ es el cambio de temperatura del agua en tiempo considerado.

6.3. DESCRIPCIÓN DEL MODELO SIMPLIFICADO

Se ha comprobado experimentalmente que la diferencia entre la temperatura superficial del agua T_s de un tanque evaporímetro y la temperatura del fondo es insignificante (Jacobs et al, 1998; Molina et al, 2002). Esta circunstancia indica que el tanque es isotermo y, por tanto, se puede considerar que T_s es igual a la temperatura de todo el volumen de agua T_w . Con esta hipótesis, el balance dado por la ecuación 6.1 se puede simplificar de la siguiente forma:

$$R_n + H_s - \lambda E - \Delta Q_w = 0 \quad (6.17)$$

donde R_n representa la radiación neta (*Figura 6.2*). Todos los términos se han tomado para establecer el balance en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$.

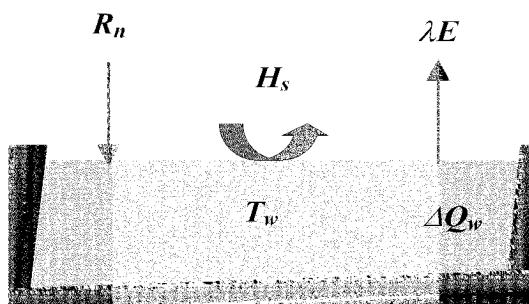


Figura 6.2. Balance de energía en un tanque evaporímetro clase A isotermo

Chow (1999) estableció un balance de energía para un tanque evaporímetro similar al indicado en la ecuación 6.17, pero incorporando el calor conducido hacia el suelo. Este término no se ha considerado ya que el tanque empleado está perfectamente aislado y no existe intercambio de calor hacia el suelo ni por las paredes (efecto de bordes).

La radiación neta R_n es considerada como la suma de la radiación neta de onda corta S_n y la neta de onda larga L_n (Jones, 1992; Monteith, 1980; Doorenbos y Pruitt, 1986).

$$R_n = S_n + L_n \quad (6.18)$$

Como S_n es igual a la radiación total incidente de onda corta S_t menos la reflejada S_r (Shuttleworth, 1994), también se puede indicar que es la radiación de onda corta absorbida y transmitida en la superficie considerada.

El albedo α representa la relación entre la energía reflejada y la energía incidente. El albedo para una superficie de agua limpia, en tanques evaporímetros, es $\alpha = 0,08$ (Weast, 1980; Jacobs, 1997).

$$S_n = S_t - S_r = (1 - \alpha) S_t \quad (6.19)$$

El calor sensible intercambiado con la atmósfera H_s , el calor latente de evaporación λE y el calor almacenado en el volumen de agua ΔQ_w que intervienen en el balance de energía (ec. 6.17), son las indicadas anteriormente.

6.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

6.4.1. Evolución de los factores climáticos

Se han seleccionado cuatro días correspondientes a las cuatro estaciones del año donde las condiciones meteorológicas son representativas de cada periodo, lo cual permite analizar el comportamiento del tanque evaporímetro frente a las diversas condiciones climáticas que se pueden presentar a lo largo del año.

Tanto el primer día (1-5-2003) como el segundo (4-8-2002), se caracterizan por buen tiempo y regímenes de vientos moderados. Durante este período la velocidad del viento a 2 m de altura, u_2 , no excedió los $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, que se registraron durante el día. Durante la noche decrecieron los valores del viento hasta $0,6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, casi diez veces inferior a los valores diurnos. El tercer día (17-10-2002) se ha elegido porque, a diferencia de los anteriores, transcurrió con presencia de nubosidad en las horas centrales del día. No se produjeron fuertes rachas de viento y el valor máximo alcanzado fue de $3,67 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. La característica fundamental del último día seleccionado (7-1-2003) es la presencia de fuertes vientos que superaron los $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ durante el día y alcanzaron valores de hasta $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ durante la noche. La cantidad de horas de sol, así como los valores registrados de radiación solar fueron característicos de la época en la que se encuadran los días seleccionados a excepción, como ya se ha indicado, del tercer día. Las mediciones de la

temperatura del agua del tanque evaporímetro en la superficie T_s y el fondo T_f , así como la del aire se muestran en la *Figura 6.3*. Los valores reflejados en la figura sugieren que para todos los días elegidos, indiferentemente de la época, la estratificación que pudiera formarse en el agua del tanque durante el día, desaparece como consecuencia de la mezcla producida por el viento que incide en la superficie. Durante la noche se produce la mezcla por convección natural como consecuencia del enfriamiento del agua superficial. Este mismo fenómeno también se puso de manifiestos en investigaciones anteriores (Losordo y Piedrahita, 1991; Jacobs et al. 1997). Se puede concluir que el tanque es isotermo a lo largo del día. Este comportamiento térmico se ha puesto de manifiesto durante todo el año.

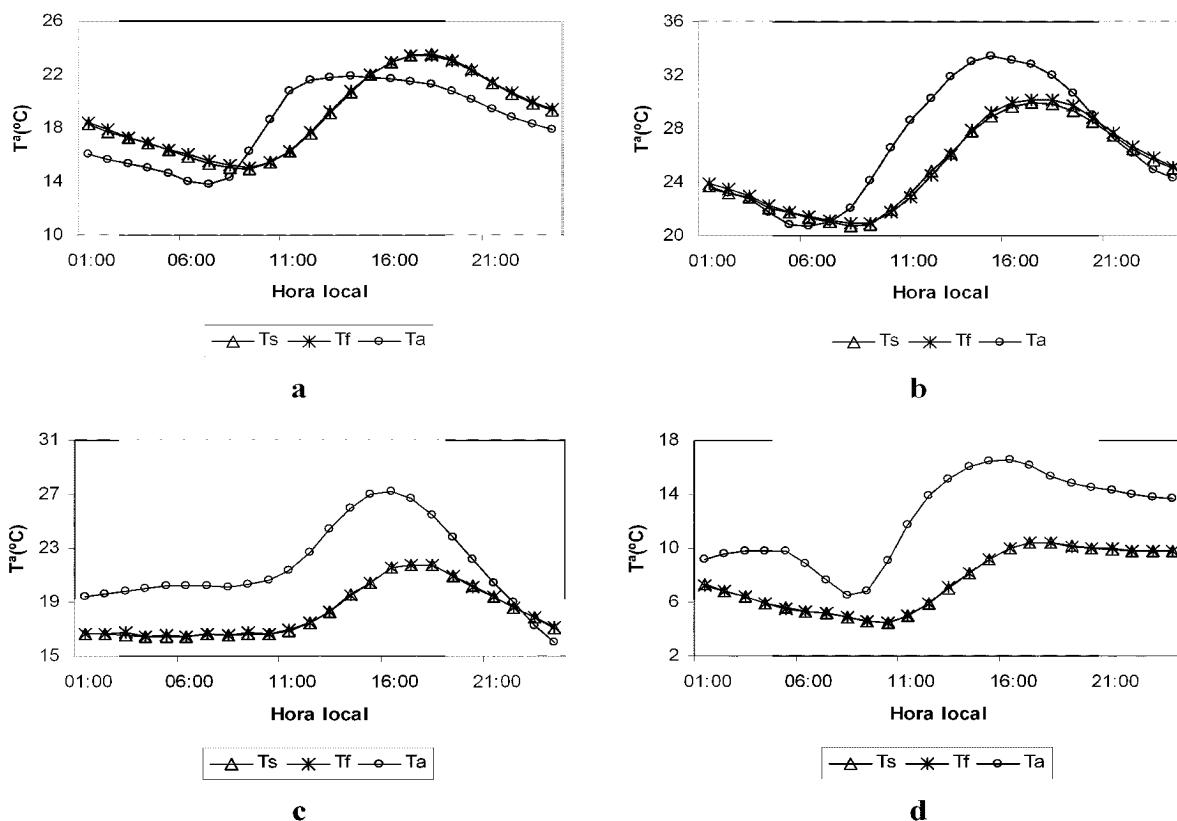


Figura 6.3. Valores horarios de temperatura del agua superficial del tanque T_s , del fondo T_f y el aire T_a , registrados los días: a) 1-5-03, b) 4-8-02, c) 17-10-02, d) 7-1-03

6.4.2. Modelo multicapa

Los resultados del modelo multicapa descrito anteriormente, muestran una estratificación térmica que no corresponde con los resultados experimentales. Estos mismos resultados se obtuvieron en los primeros intentos de modelizar el

comportamiento térmico de un tanque Clase A realizados por Jacobs et al, (1998), en los que se mostraba una clara estratificación térmica, los cuales también diferían considerablemente de los datos registrados. La forma del tanque y en particular el efecto de la turbulencia del borde del tanque tienen una gran influencia en la eficiencia en la mezcla (Jacobs et al, 1998). Por este motivo se deben de realizar modificaciones en el modelo.

Como la ecuación 6.5 define el transporte de calor dentro del cuerpo de agua, está debe ser afectada para su correcto funcionamiento. Una parte del calor dentro de la masa de agua es transmitido por conducción y otra parte es debida al efecto de mezcla producido por el viento que incide sobre la superficie del cuerpo de agua (Condie y Webster, 2001). La transferencia de calor por conducción viene definida por la ecuación 6.20 (Holman, 2000):

$$Q_{cd} = K_{cd} \frac{\Delta T_w}{\Delta z_w} \quad (6.20)$$

donde K_{cd} es la conductividad del agua cuyos valores varían entre 0,586 a 20°C y 0,553 a 0°C (Amigo Martín, 1999), $\Delta T_w/\Delta z_w$ es la variación de la temperatura con la profundidad.

Debido a que la mezcla que se produce en el tanque depende del viento, se ha incorporado una función de viento $g(u)$ que permite cuantificar el transporte de calor en el seno del agua. Para ello se ha multiplicado Q_{cd} por $g(u)$, quedando la ecuación 6.5 rescrita del siguiente modo (ec. 6.21):

$$G_w = g(u) K_{cd} \frac{\Delta T_w}{\Delta z_w} \quad (6.21)$$

Incorporando en el modelo la ecuación 6.20 se sigue observando cierta estratificación del agua. Para conseguir que el modelo del tanque tenga un comportamiento isotermo, se ha estimado la cantidad de energía que se necesita en cada capa para que la temperatura corresponda con los valores registrados. Como esta cantidad es aportada por la mezcla producida por el viento, se ha ajustado en la ecuación 6.21 una función lineal de viento del tipo $g(u)=au_2$. La ecuación obtenida es la siguiente:

$$g(u) = 20u_2 \quad (6.22)$$

donde u_2 es la velocidad del viento en $m \cdot s^{-1}$ a dos metros de altura.

Los resultados obtenidos con el modelo corregido muestran la coincidencia de la temperatura a lo largo del día en las diferentes capas, según se recoge en la *Figura 6.4*.

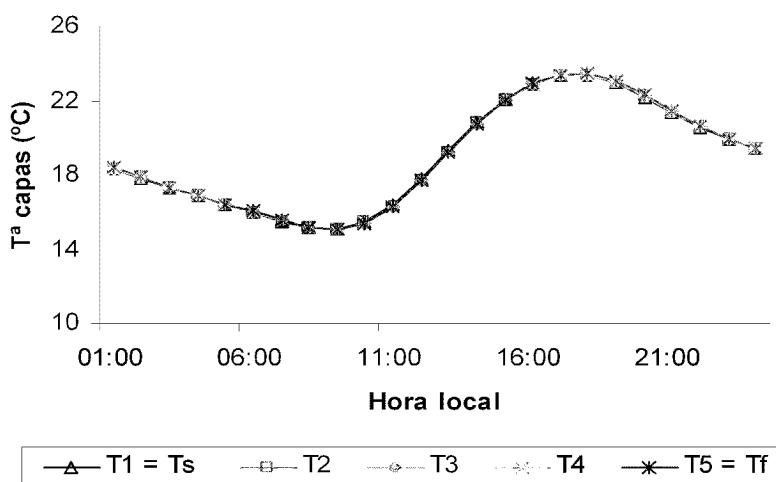


Figura 6.4. Evolución de las temperaturas modelizadas en el tanque evaporímetro (1-5-2003)

Jacobs et al. (1998), ajustaron su modelo, modificando la rugosidad de la superficie y el coeficiente de arrastre, pero obtuvieron una pequeña discrepancia con los valores observados en los extremos. En nuestro caso, el empleo de la función de viento obtenida de forma empírica (ec. 6.22), ha solucionado estas discrepancias, como se puede observar en la *Figura 6.5*.

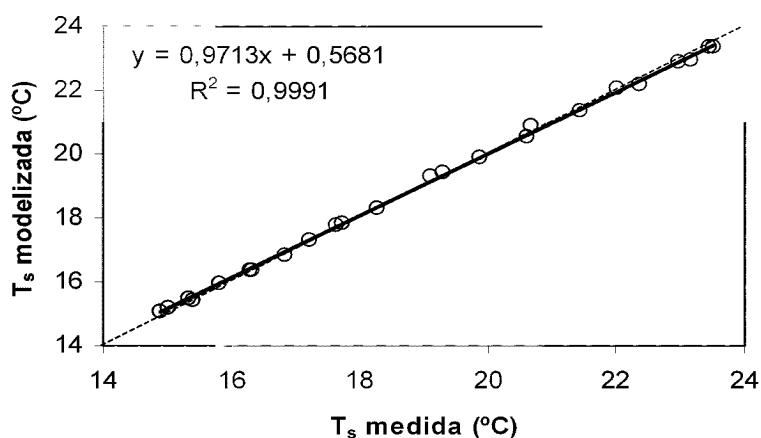


Figura 6.5. Correlación entre la temperatura superficial registrada y la modelizada en el tanque (1-5-2003)

Aplicando el mismo modelo corregido para todos los días seleccionados se obtienen los resultados mostrados en la *Figura 6.6*.

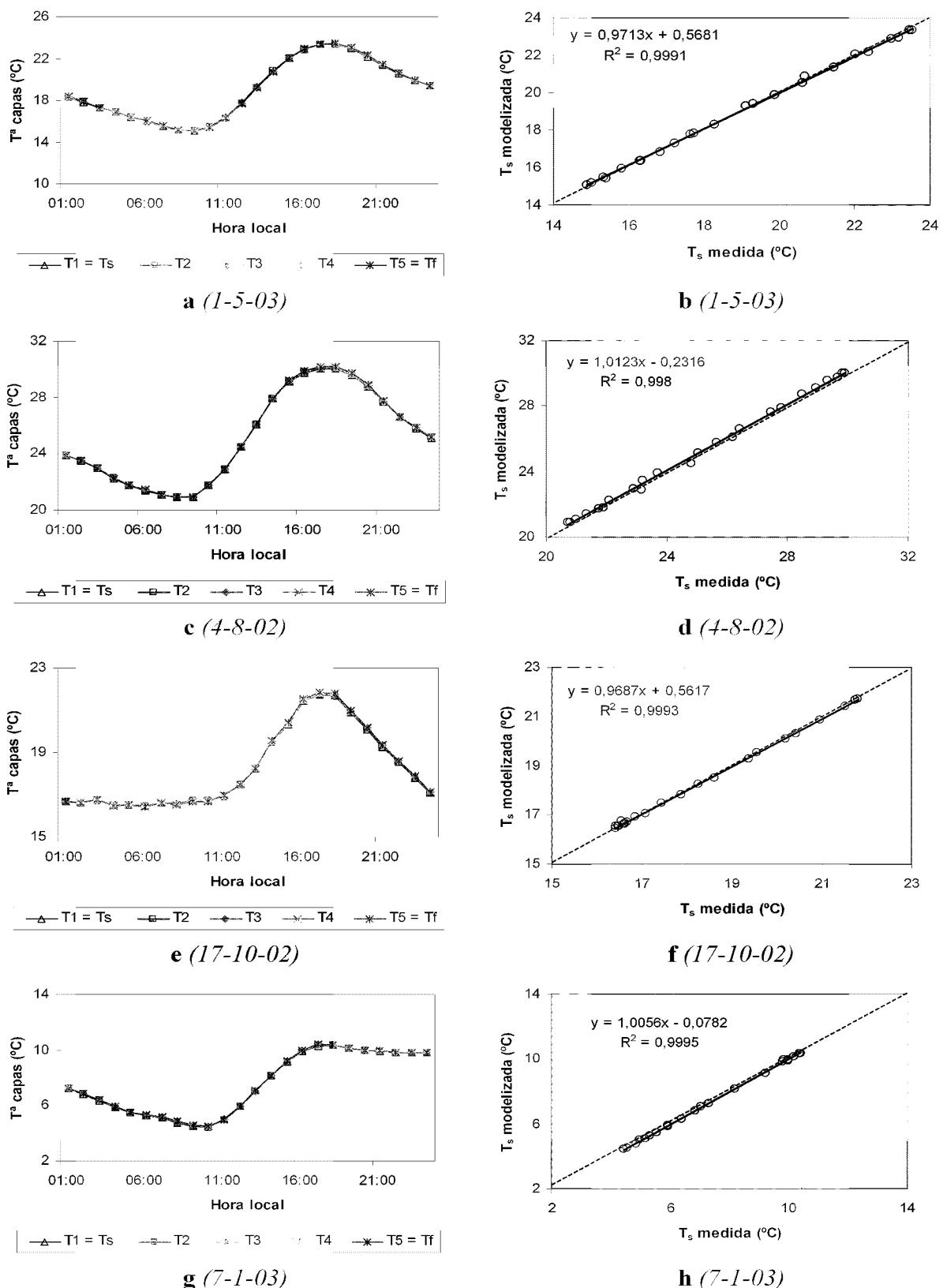


Figura 6.6. Temperatura registrada en cada capa y correlación entre la temperatura superficial registrada y la modelizada en el tanque en los cuatro días estudiados

6.4.3. Modelo simplificado

6.4.3.1. Modelización de la temperatura del agua del tanque evaporímetro

El empleo de modelos multicapa precisa del conocimiento de los valores de contorno, es decir, de la temperatura en el fondo del tanque. Este hecho implica que la aplicación de modelos multicapa requiere la medición de variables adicionales a las habitualmente disponibles en estaciones meteorológicas, circunstancia que limita su aplicación práctica. Por tanto, su empleo debe orientarse al análisis de los procesos de intercambio térmico por convección y conducción y la definición de la posible estratificación térmica en el caso de grandes cuerpos de agua.

Como demuestran los resultados experimentales, el tanque puede ser considerado isotermo, por lo que podemos aplicar el modelo simplificado descrito anteriormente. La aplicación de este modelo permite determinar la temperatura del agua del tanque T_w . Los resultados obtenidos se muestran en la *Figura 6.7*.

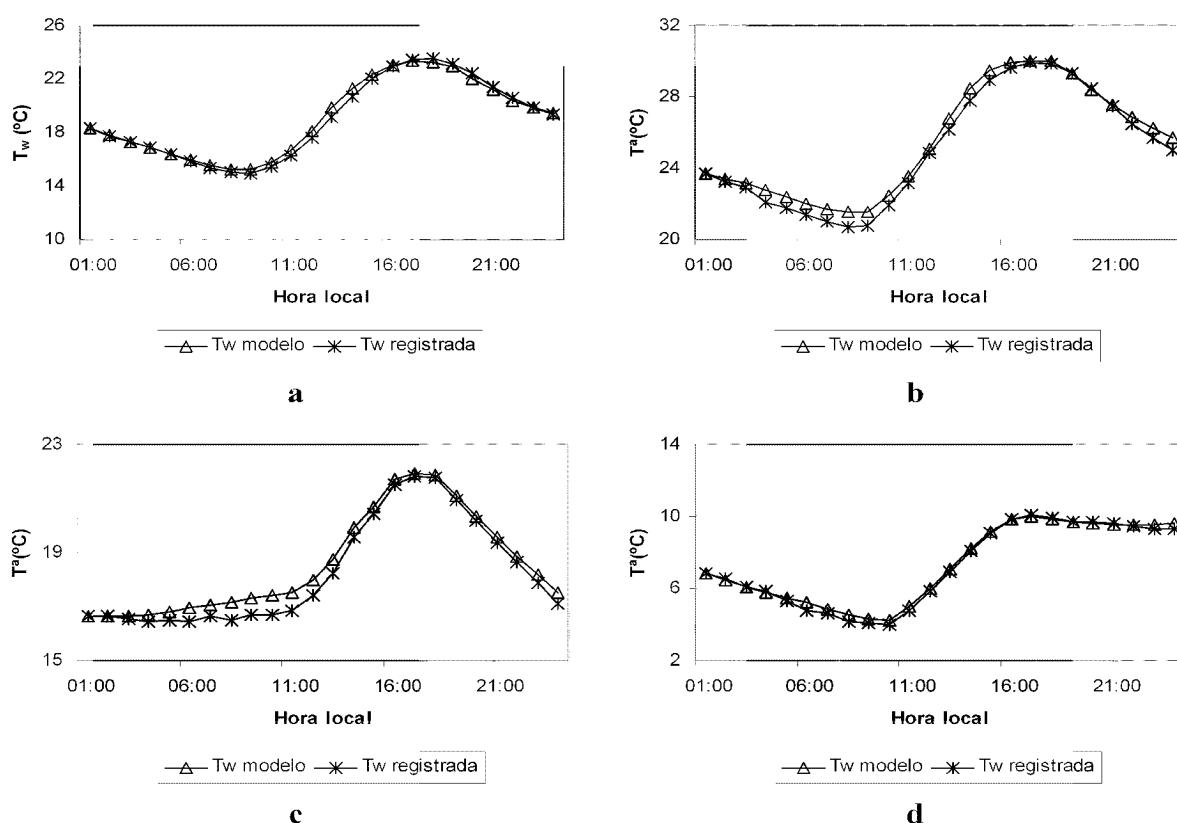


Figura 6.7. Evolución horaria de la temperatura del agua del tanque modelizada y registrada los días: a) 1-5-03, b) 4-8-02, c) 17-10-02, d) 7-1-03

En la *Figura 6.7* se puede observar como la temperatura modelizada prácticamente coincide con la temperatura registrada a lo largo del día en los cuatro días estudiados. La correlación obtenida para todos los días supera $r^2 = 0,98$, y la máxima desviación obtenida es $0,71\text{ }^\circ\text{C}$ el 17-10-02, siendo su desviación estándar de $0,23$.

6.4.3.2. Influencia de la temperatura modelizada sobre el cálculo de la evaporación

Tomando la temperatura modelizada para estimar la evaporación con el modelo simplificado, y comparando los valores calculados con los registrados para cada día, se comprueba que el modelo responde correctamente a la hora de predecir la evaporación, como se puede comprobar en la *Figura 6.8*. No se profundiza en el análisis de este apartado pues ya se ha realizado en el Capítulo V.

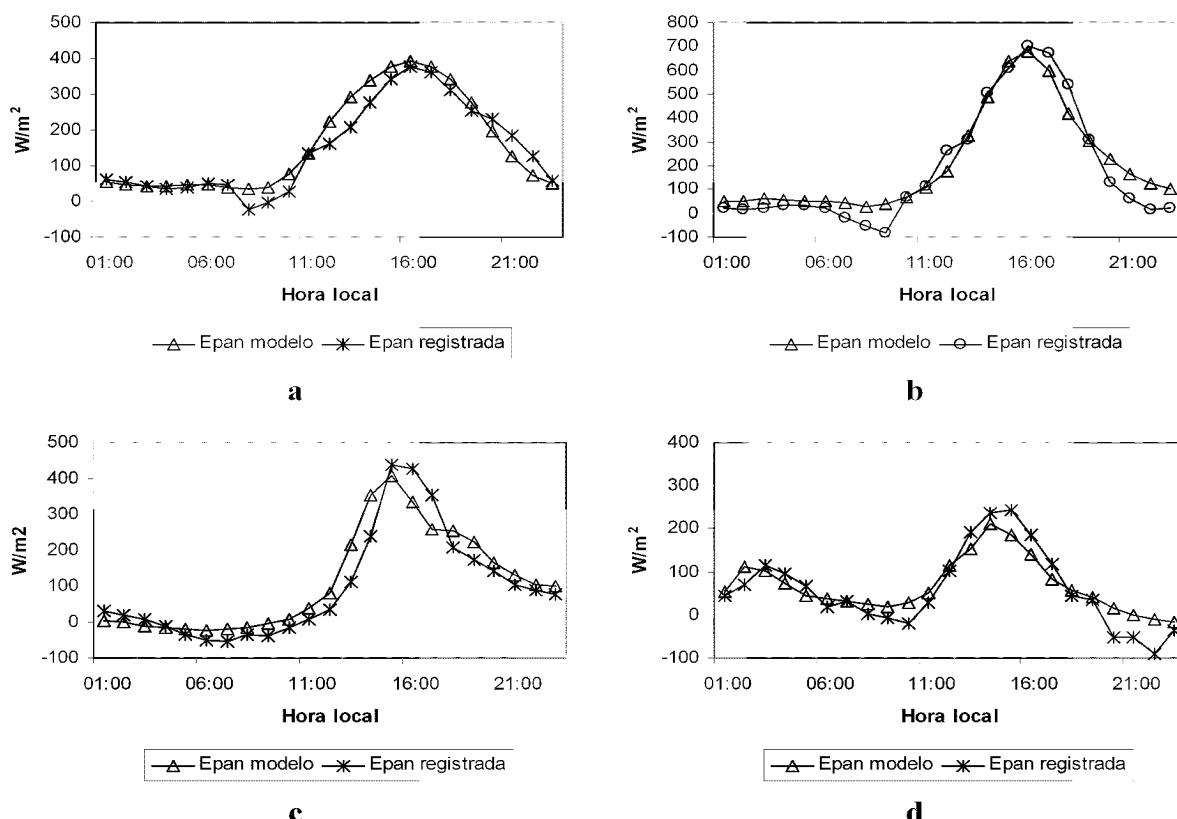


Figura 6.8. Evolución horaria de la evaporación del agua del tanque modelizada y registrada los días: a) 1-5-03, b) 4-8-02, c) 17-10-02, d) 7-1-03

6.4.3.3. Comportamiento del tanque evaporímetro frente a las condiciones climáticas

Analizar la evolución de todos los parámetros que intervienen en el modelo multicapa puede resultar engoroso, pero la aplicación del modelo simplificado permite establecer una representación gráfica que muestra el comportamiento del tanque evaporímetro frente a las condiciones climáticas. Para ello se han representado en la *Figura 6.9* todos los componentes que intervienen en el balance de energía correspondiente a la ecuación 6.13. La interpretación correcta de las distintas figuras conlleva tener en cuenta los sentidos de las flechas indicados en la *Figura 6.2*.

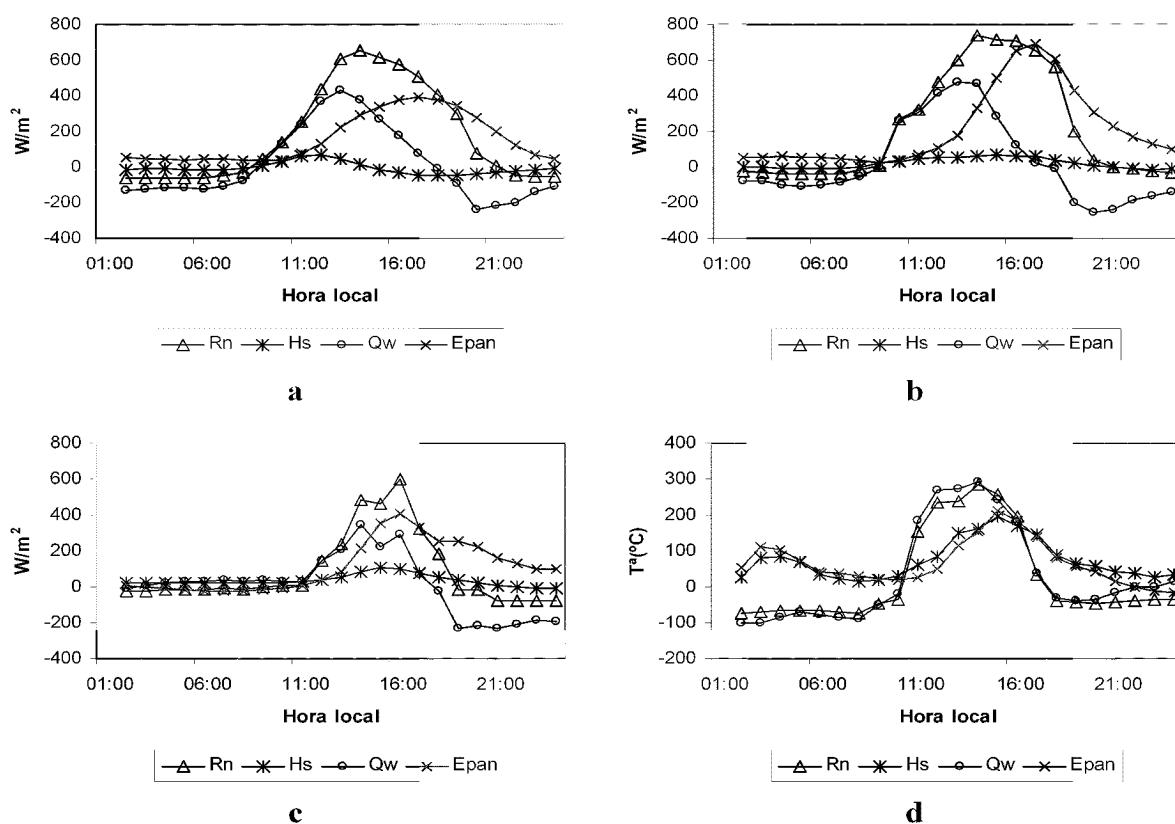


Figura 6.9. Valores horarios de los términos que intervienen en el balance de energía, registrados los días: a) 1-5-03, b) 4-8-02, c) 17-10-02, d) 7-1-03

Los días de primavera y verano muestran un comportamiento similar (*Figura 7.9 a y b*). Durante la noche, la energía necesaria para la evaporación es proporcionada por el calor almacenado en el agua, pero también se pierde el calor almacenado en forma de radiación de onda larga e intercambio de calor sensible con la atmósfera. Desde el amanecer hasta las horas de máxima radiación, la energía procedente de la radiación solar se almacena principalmente en el agua provocando un incremento de la

temperatura. Al mismo tiempo, otra parte se utiliza en proceso de evaporación. Pero no toda la energía almacenada y empleada en la evaporación procede de la radiación solar, sino que existe un aporte, aunque en menor medida, proveniente de la atmósfera H_s . Cuando decrece la radiación solar, se observa que sigue aumentando la evaporación, obteniendo la energía necesaria del calor que previamente se ha almacenado en el agua. Durante el transcurso de la tarde hasta la noche, se produce un fuerte decrecimiento del calor almacenado, que se sigue empleando principalmente en el proceso de evaporación. El día 17-10-02 correspondiente al periodo otoñal (*Figura 6.7 c*), se caracteriza por la disminución de las horas de sol y por la irregularidad en los máximos de radiación debido a la nubosidad. Por lo demás, se puede indicar que sigue un comportamiento similar a lo indicado anteriormente.

Totalmente distinto es el comportamiento observado en el invierno (*Figura 6.9 d*), donde el intercambio de calor sensible con la atmósfera juega un rol muy importante. Se comprueba que las curvas de H_s y E_{pan} se desplazan a lo largo del día prácticamente unidas, al igual que lo hacen las curvas de R_n y ΔQ_w . Este comportamiento sugiere que debido a la poca radiación solar recibida, es el calor sensible intercambiado con la atmósfera lo que gobierna la evaporación del tanque.

6.5. CONCLUSIONES

De los resultados mostrados en el apartado anterior se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- A pesar que durante el día se produce una estratificación en el cuerpo de agua, esta desaparece como consecuencia de la mezcla producida por el viento. Durante la noche al enfriarse más la superficie que el fondo se produce un movimiento por convección natural que junto con la mezcla producida por el viento consigue una homogeneización de la temperatura del tanque. Por ello se puede indicar, desde el punto de vista del comportamiento térmico, que el tanque evaporímetro Clase A es isotermo.
- El modelo multicapa utilizado inicialmente muestra una clara estratificación del tanque, por lo que no permite definir correctamente el comportamiento térmico del tanque. Tras definir e incorporar al modelo una función de viento que determina la mezcla del agua, la cual va a afectar a la conducción de calor en el interior de la masa de agua, se ha conseguido reproducir con fidelidad el comportamiento del tanque.

- c) El modelo simplificado utilizado estima correctamente la temperatura del agua del tanque evaporímetro sin necesidad de considerar la temperatura del fondo, con lo cual es posible trabajar con los datos proporcionados por cualquier estación meteorológica para determinar la temperatura de superficie que interviene en el modelo de evaporación.
- d) Se ha mostrado el comportamiento experimentado por el tanque evaporímetro a lo largo del día frente a diversas condiciones climáticas, analizando como afectan todos los términos que intervienen en el balance de energía. Del análisis de los distintos flujos del balance energético se deduce que, en los periodos invernales, cuando la radiación solar disminuye notablemente, es el calor sensible intercambiado con la atmósfera el que gobierna la evaporación del tanque.

CAPITULO VII

MODELIZACIÓN DEL COMPORTAMIENTO DE

EMBALSES DE RIEGO FRENTE A LAS

CONDICIONES AMBIENTALES

7. MODELIZACIÓN DEL COMPORTAMIENTO DE EMBALSES DE RIEGO FRENTE A LAS CONDICIONES AMBIENTALES

7.1. INTRODUCCIÓN

Para aplicar el balance de energía a volúmenes de agua mayores como lagos, estanques o grandes embalses, se debe tener en cuenta que existe una estratificación del agua, es decir, va a existir un gradiente de temperaturas (Lemckert et al. 1998; Monismith, 1985-86; Romero et al. 1996-98; Saggio et al. 1998; Stevens et al. 1996; Taylor, 1993; Wiegand et al. 1987), y por tanto se debe analizar por capas.

La estratificación térmica a través de los sistemas de agua dulce pueden ser representados por un perfil similar al que se muestra en la *Figura 7.1*. (Condie and Webster, 2001).

La estratificación térmica de los lagos se debe en gran medida al calentamiento directo por el sol (Imberger y Patterson 1990). La estratificación térmica es el fenómeno por el que en los lagos se desarrollan dos capas de agua de diferente temperatura: caliente en la parte superior (epilimnion o capa de mezcla) y fría en el fondo (hypolimnion). Estas capas son relativamente uniformes en temperatura pero están separadas por una región de rápido cambio de temperatura (metalimnion o thermocline).

El epilimnion está constituido por una capa de mezcla superficial caracterizada por mantener una temperatura aproximadamente uniforme como consecuencia de las turbulencias generadas por el viento (Imboden, 1990).

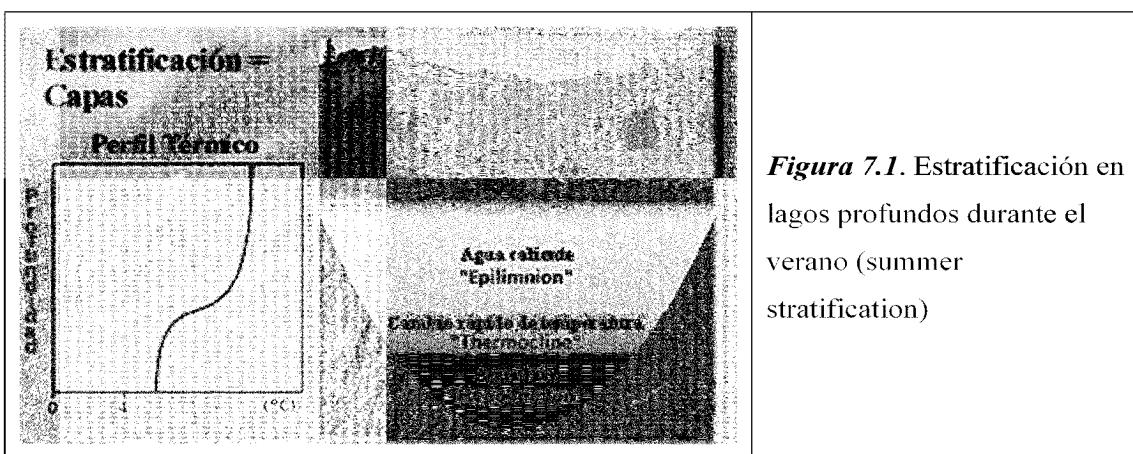
Según la estación del año el comportamiento que experimentan los lagos o grandes embalses, es diferente (Cole, 1994; Goldman, et al. 1983; Wetzel, 1983):

a. Estratificación de verano (Summer stratification)

En el verano, como consecuencia del calentamiento del sol y la extinción de la radiación solar en el agua, se crea un gradiente de temperaturas muy pronunciado en el interior del lago, quedando el agua más fría y más densa en el fondo y el agua más caliente y menos densa en la zona superior, separadas por una capa intermedia donde se produce un cambio rápido de temperatura. Es decir, quedan claramente diferenciados el epilimnion, metalimnion e hypolimnion (*Figura 7.1*).

Una vez que el lago está completamente estratificado, este es termodinámicamente estable. Bajo esas condiciones el thermocline tan solo puede ser destruido por enfriamiento del epilimnion. Vientos muy fuertes pueden estrechar los límites entre las capas del agua, pero no provocarán la desestratificación del lago. Por tanto, durante el verano se forman en el lago como capas de agua aisladas. El hypolimnion queda aislado de la superficie. Una vez que el lago está estratificado el calentamiento directo es la única fuente importante de calor para el hypolimnion, lo cual, solo ocurre cuando el agua está suficientemente transparente para permitir que la luz penetre bajo el thermocline.

La estratificación térmica es más característica de lagos profundos. Los lagos poco profundos tan solo sufren estratificación durante cortos períodos de tiempo (Cole, 1994).



b. Homogeneización otoñal (Fall overturn)

En otoño, llega menos energía solar a la superficie del lago durante el día y las pérdidas de calor son mayores durante la noche. Como la superficie del agua se enfria, se incrementa su densidad y baja al fondo del epilimnion desplazando el agua caliente a la superficie. La corriente de convección resultante y la mezcla producida por el viento empieza a debilitar el thermocline. Como la temperatura del agua disminuye, el epilimnion aumenta en profundidad, provocando que la diferencia de temperatura y densidad entre las capas adyacentes sea despreciable. Esta pequeña resistencia remanente es vencida por el viento y se produce la mezcla del lago de arriba a abajo. La estratificación térmica desaparece y el lago se vuelve uniforme en temperatura con la profundidad. Esto es conocido como Fall overturn (*Figura 7.2*).

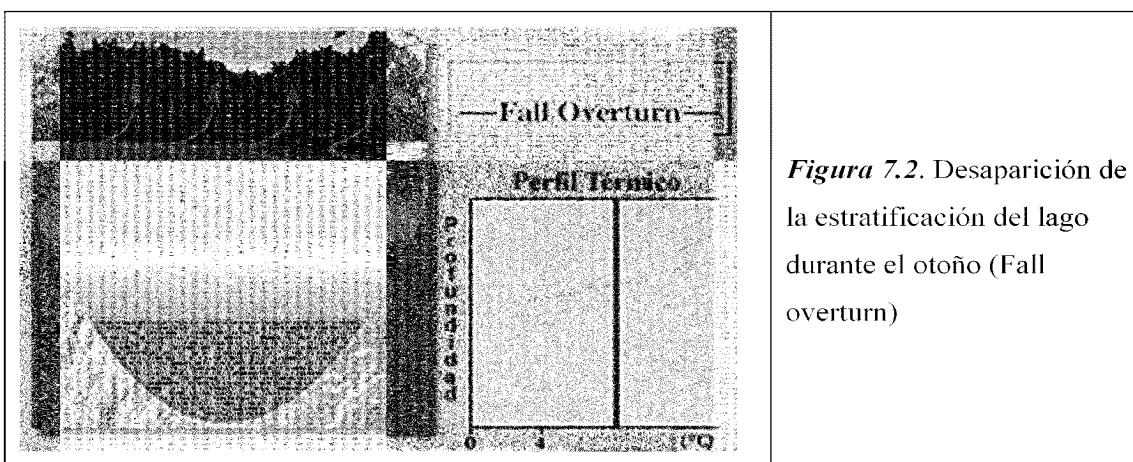


Figura 7.2. Desaparición de la estratificación del lago durante el otoño (Fall overturn)

c. Estancamiento invernal (Winter stagnation)

Después de la mezcla otoñal, el lago está isotermo y completamente homogeneizado. Esta mezcla se observa hasta en superficies heladas. El agua permanece bajo el hielo ligeramente caliente ($\approx 4^{\circ}\text{C}$) produciendo una estratificación inversa dentro de unos pocos centímetros por debajo del hielo (Figura 7.3 y 7.4).

La presencia de hielo que cubre la superficie protege de los vientos posteriores que mezclarían el agua y conserva el calor remanente del lago. En el caso de climas templados, no se suele producir hielo y la mezcla isoterna del lago permanecerá durante el invierno, existiendo un comportamiento similar al Fall overturn.

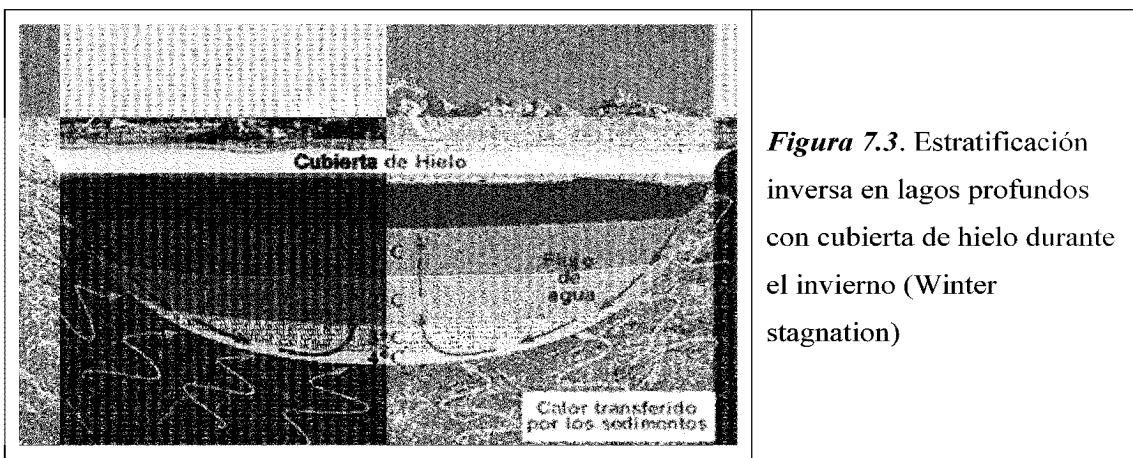


Figura 7.3. Estratificación inversa en lagos profundos con cubierta de hielo durante el invierno (Winter stagnation)

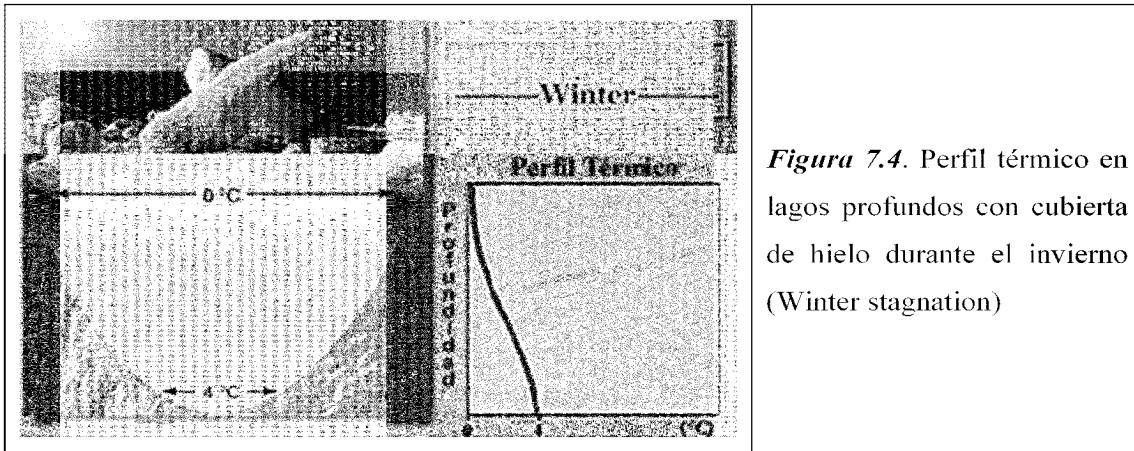


Figura 7.4. Perfil térmico en lagos profundos con cubierta de hielo durante el invierno (Winter stagnation)

d. Homogeneización y calentamiento primaveral (Spring overturn y spring heating)

Con la llegada del calor y días largos, la temperatura del agua superficial aumenta y por tanto, se vuelve menos densa la zona superficial que el fondo, desaparecen las turbulencias generadas en invierno y la estratificación inversa, llegando a homogeneizar la temperatura del lago (Spring overturn, *Figura 7.5*). Conforme avanza la primavera, los días van creciendo y se calienta más la superficie comenzando a estratificarse nuevamente el lago de cara al verano (Spring heating, *Figura 7.6*).

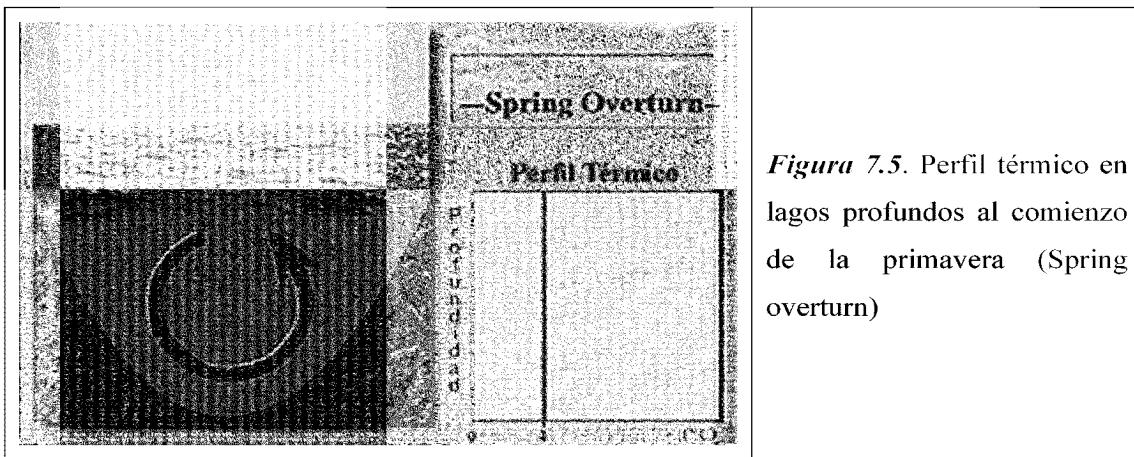
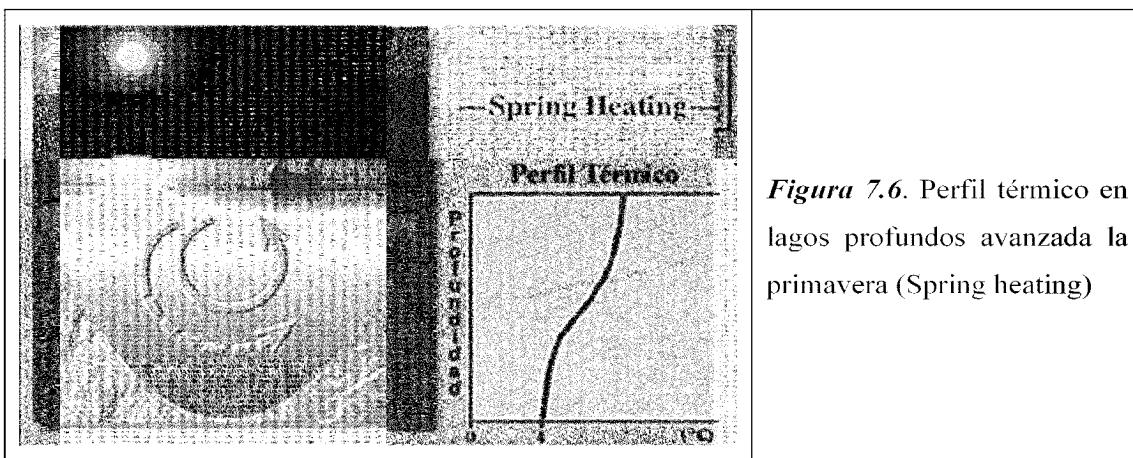


Figura 7.5. Perfil térmico en lagos profundos al comienzo de la primavera (Spring overturn)



A nivel diario, el lago tiene un comportamiento similar al estacional (Condie y Webster 2001).

En los embalses y grandes lagos hay que tener en cuenta, además de la estratificación, la advección local producida por el paso de una masa de aire desde una superficie seca a otra húmeda (Brutsaert, 1982). Este fenómeno es conocido como “efecto oasis” (Doorenbos y Pruitt, 1977). Conforme aumenta del área de lagos y embalses, la evaporación experimenta una reducción (Miró-Granada, 1984; Shuttleworth, 1994).

La determinación de la estratificación interna de lagos es tratada por varios autores (Bernard e Imberger, 2003; Hodges et al., 2000) empleando un modelo computerizado tridimensional denominado ELCOM. Para estimar la evapotranspiración potencial y real y la evaporación en lagos se utiliza un programa informático denominado WREVAP, que fue desarrollado por Morton et al.(1985). Este programa tiene tres opciones: modelo CRAE (para determinar la evapotranspiración de superficies cultivadas), modelo CRWE (para determinar la evaporación en superficies saturadas) y modelo CRLE (para determinar la evaporación en lagos). La mayoría de los autores emplean este programa para el cálculo de la evapotranspiración (Szilagvi, 2001; Marcelino et al., 1995). Para analizar el comportamiento de embalses y lagos también se emplea el programa denominado DYRESM (Dynamic Reservoir Simulation Model), el cual permite estudiar tanto la estratificación de los embalses como la evaporación (Antenucci e Imerito, 2000). Los archivos de resultados se pueden incorporar a otro programa denominado MODELLER que permite visualizarlos de forma gráfica.

El objetivo de este capítulo es presentar los modelos empleados para la determinación del comportamiento de lagos y embalses y proponer un modelo aplicable a los embalses de riego impermeabilizados con geomembranas, característicos del suroeste español. Para ello se parte de los modelos validados para el tanque evaporímetro, incorporando la posible estratificación del embalse y el fenómeno de advección como consecuencia de su tamaño. Dado el pequeño tamaño de este tipo de embalses de riego, la estratificación se produce durante pequeños períodos de tiempo (Condie y Webster, 2001), por lo que se propone un modelo simplificado con el que evaluar el comportamiento de los embalses considerando despreciable la pequeña estatificación que se puede presentar en un análisis estacional. Este modelo simplificado para embalses se puede aplicar conociendo las variables climáticas que facilitan la mayoría de estaciones climáticas.

7.2. DESCRIPCIÓN DEL MODELO MULTICAPA

Al igual que para el tanque evaporímetro, el modelo empleado es similar a los desarrollados por Losordo y Piedrahita (1991), Lucassen (1996) y Jacobs et al. (1997 y 1998). La *Figura 7.7* muestra la distribución de los flujos de energía durante el día y durante la noche en el cuerpo de agua del embalse de riego, siendo similar a la del tanque, pero sin tener en cuenta la reflexión de la radiación solar en el fondo.

De la radiación solar de onda corta S_t que incide sobre el agua del embalse durante el día, una parte es reflejada y el resto es transmitido al interior del cuerpo de agua (Jones, 1992; Monteith, 1980). La radiación transmitida se absorbe en las diferentes capas de agua en función de la longitud de la trayectoria seguida en cada una, aunque también se ve fuertemente afectada por la turbidez del agua (Jacobs, 1997). La radiación de onda corta se divide en penetrativa y no penetrativa, dependiendo de la longitud de onda. La radiación de onda corta inferior a 700 nm (Photosynthetically Active Radiation, o PAR) se considera penetrativa, lo que significa que la energía se reparte en todas las capas de la columna de agua, y no solo en la superficie del agua. Se ha encontrado experimentalmente que el PAR es aproximadamente el 45% de la radiación solar incidente (Jellison y Melack 1993). Este fenómeno produce un gradiente de temperaturas en el cuerpo de agua (Lemckert et al. 1998), con lo que va a existir un intercambio de calor en el seno del agua por convección (Condie y Webster, 2001). En el presente modelo, se asume que se produce una mezcla del agua que puede ser debido a la estratificación del agua por diferencia de densidad, o bien, por la componente del viento en el interface aire-agua (Bloss y Harleman, 1979). Además, en la superficie del

embalse se producen otros procesos de intercambio con la atmósfera, como radiación de onda larga, calor sensible y calor latente (Cathcart, 1987).

Durante la noche, el comportamiento de un embalse es similar al descrito para el tanque evaporímetro. Se produce un enfriamiento en la superficie del cuerpo de agua por la emisión de radiación de onda larga (*Figura 7.7-b*). La disminución de la temperatura superficial incrementa la densidad del agua de esta capa por encima de las restantes que es responsable del crecimiento de una capa de mezcla de densidad uniforme. En el transcurso de la noche, la temperatura de la capa de mezcla decrece gradualmente y consecuentemente la profundidad de la capa de mezcla también se incrementa (Jacobs, 1997).

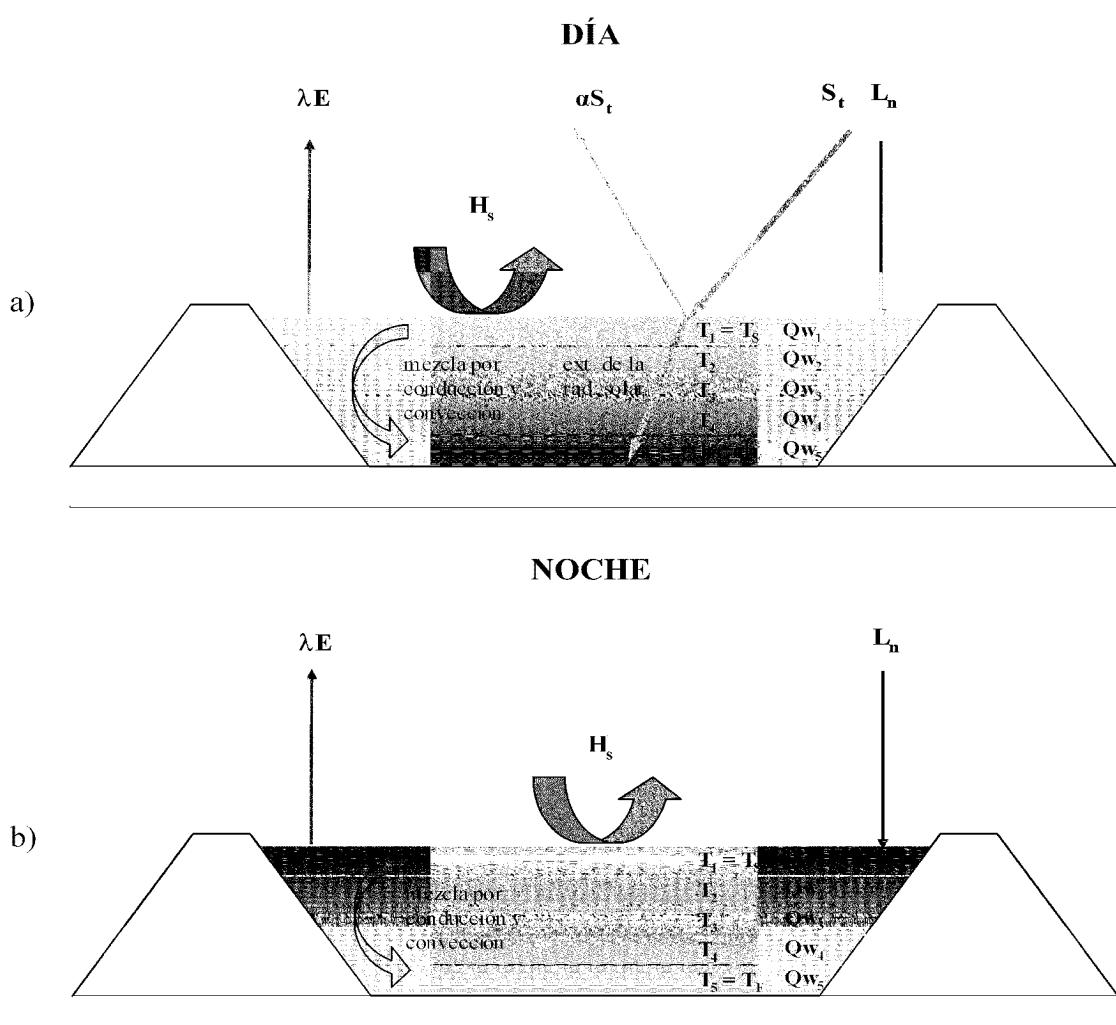


Figura 7.7. Esquema con todos los términos de energía que intervienen en el balance de un embalse de riego. a) durante el día y b) durante la noche

Teniendo en cuenta todos los intercambios de energía en la primera capa de agua superficial con profundidad δ , el balance de energía es dado por la ecuación 6.1 y en el resto de capas el balance es dado por la ecuación 6.2.

Para calcular la radiación de onda corta absorbida en la capa superficial S_{ab1} se puede emplear la misma ecuación que para el tanque (6.3), pero no se puede utilizar la ecuación 6.4 para calcular la radiación absorbida de onda corta en el resto de capas. Esto es debido a que el coeficiente de extinción ε varía con la profundidad (Hodges, et al., 2000). Para el lago Victoria (Este de África) durante los años 1994-1996, se obtuvo la relación dada por la ecuación 7.1 (MacIntyre et al., 2002).

$$\varepsilon = 1.13 z_w^{-0.82} \quad (7.1)$$

donde ε es el coeficiente de extinción PAR en m^{-1} y z_w es la profundidad en metros.

También se considera el efecto del albedo de la superficie del agua en la penetración de la radiación solar de onda corta, definido por la ecuación 7.2 para el hemisferio norte (Antenucci y Imerito, 2002)

$$\alpha = 0,08 + 0,02 \operatorname{sen}\left(\frac{2\pi D}{D} + \frac{\pi}{2}\right) \quad (7.2)$$

donde D es el número estándar de días del año ($=365$) y d es el número del día considerado.

Tomando el espesor de cada una de las sucesivas capas y el coeficiente de extinción dado por la ec. 7.1, el valor de S_{ab} para el resto de capas viene determinado por la ecuación 7.3

$$S_{ab}(n) = S_t(1-\alpha)(1-\beta_s)(e^{-\frac{\varepsilon_1 \delta_1}{\cos \theta}})(e^{-\frac{\varepsilon_2 \delta_2}{\cos \theta}}) \dots (e^{-\frac{\varepsilon_{(n-1)} \delta_{(n-1)}}{\cos \theta}})(1 - e^{-\frac{\varepsilon_n \delta_n}{\cos \theta}}) \quad (7.3)$$

donde n es el número de la capa, $\cos \theta$ es el factor de corrección para la trayectoria actual de S_t a través de la capa de agua, que depende del ángulo cenital del sol θ (Höhne, 1954), β_s es la cantidad de radiación de onda corta inmediatamente absorbida en la primera capa y tomada como $0,45 [S_t(1-\alpha)]$ (Orlob, 1983; Octavio et al., 1977).

En el seno del agua se produce un intercambio de calor por convección. La convección producida en una capa de líquido fue mencionada por primera vez por Benard y fue llamada “convección de Benard”. Rayleigh (1916) consideró que el flujo es inducido por la fuerza flotante, denominándose convección tipo Rayleigh-Benard, mientras

Pearson (1958) lo atribuyó a la fuerza de la tensión superficial conocida como convección tipo Marangoni-Benard. Otros autores han estudiado los movimientos de convención en el seno del agua y la influencia de la evaporación (Yang et al., 1997a,b; Torii y Yang, 2003). En el presente modelo, se asume que la mezcla puede ser debida a la estratificación del agua por diferencia de densidad y a la componente del viento en el interface aire-agua (Bloss y Harleman, 1979). Las fórmulas empleadas para el transporte de calor en el interior del cuerpo de agua son los mismos que para el tanque evaporímetro, dados por las ecuaciones 6.5, 6.6, 6.7, 6.8, 6.9 y 6.10.

La mayoría de estudios que analizan la evaporación en embalses consideran despreciables las pérdidas por conducción al suelo (Chow, 1999; Monsalve, 1999), por lo que no se consideran en el modelo. En la superficie del tanque, tanto el flujo de calor sensible H_s como el flujo de calor latente λE se ven afectados por el área del embalse (Miró-Granada, 1984; Shuttleworth, 1994). Por este motivo el coeficiente de difusividad térmica del aire h_c empleado en la ecuación 6.11 se ha estimado a partir de la fórmula propuesta por Shuttleworth (ec. 7.4).

$$h_c = 2,909 A^{-0,05} u_2 \quad (7.4)$$

La tasa de evaporación para una superficie de agua de área A (en m^2) se puede determinar por la ecuación (5.21), que tiene en cuenta el efecto de la advección local y el desarrollo de la capa límite interna. Esta ecuación fue desarrollada inicialmente por Harbeck (1962) a partir de la evaporación medida en $mm \cdot dia^{-1}$, por lo que no se puede emplear para la modelización en una escala de tiempo diferente, es decir, no se puede considerar para modelizar el comportamiento de embalses de riego a lo largo del día. Esta afirmación se refuerza al comprobar que las funciones de viento obtenidas para el tanque a nivel diario y a nivel horario en el capítulo V son diferentes.

Para determinar el calor almacenado en el cuerpo de agua, ΔQ_w , se emplea la ecuación 6.16.

7.3. DESCRIPCIÓN DEL MODELO SIMPLIFICADO PARA EMBALSES

En lagos tropicales, la columna de agua superior apenas se estratifica durante el día y se vuelve isotérmica al amanecer (MacIntyre y Melack 1982, 1984, 1988, 1995; Melack 1982; Hare y Carter 1984; Powell et al. 1984). Si consideramos el mismo lago a nivel diario, podemos considerar que el lago es isotermo. Este comportamiento está

íntimamente ligado a la profundidad del lago y la climatología (Condie y Webster, 2001).

Según la estación del año, el comportamiento que experimentan los lagos o grandes embalses es diferente (Cole, 1994; Goldman, et al. 1983; Wetzel, 1983), existiendo estratificación durante el periodo de verano y estratificación inversa en invierno, mientras que en primavera y otoño los embalses permanecen isotermos. Sin embargo, en climatologías como la nuestra, donde no se congela el agua superficial del embalse en el periodo invernal, no se produce estratificación inversa y permanece isotermo. Durante el verano, que es el periodo de máxima estratificación “summer stratification”, se realizaron mediciones de temperatura en diversos embalses de riego del Campo de Cartagena con termómetros analógicos de máxima y mínima, obteniéndose una diferencia entre la temperatura de la superficie y del fondo, inferior a 1°C. Esta pequeña diferencia permite establecer un modelo simplificado considerando que estos embalses tienen un comportamiento prácticamente isotermo durante todos los periodos del año. El modelo simplificado se establece utilizando, al igual que para el tanque, la ecuación de balance de energía 6.17.

La radiación neta R_n que interviene en el balance de energía (*Figura 7.8*) es considerada como la suma de la radiación neta de onda corta S_n y la neta de onda larga L_n (Jones, 1992; Monteith, 1980; Doorenbos y Pruitt, 1986), determinada por la ecuación 6.18.

El albedo α para una superficie del agua limpia en lagos y embalses se calcula empleado la ecuación 7.2. La radiación neta de onda corta S_n es dada por la ecuación 6.19, y la onda larga L_n se determina mediante la ecuación 6.14

El calor sensible intercambiado con la atmósfera H_s , el calor latente de evaporación λE y el calor almacenado en el volumen de agua Q_w que intervienen en el balance de energía dado por la ecuación 6.17, son determinados por las mismas ecuaciones que se emplean en el modelo multicapa del apartado anterior.

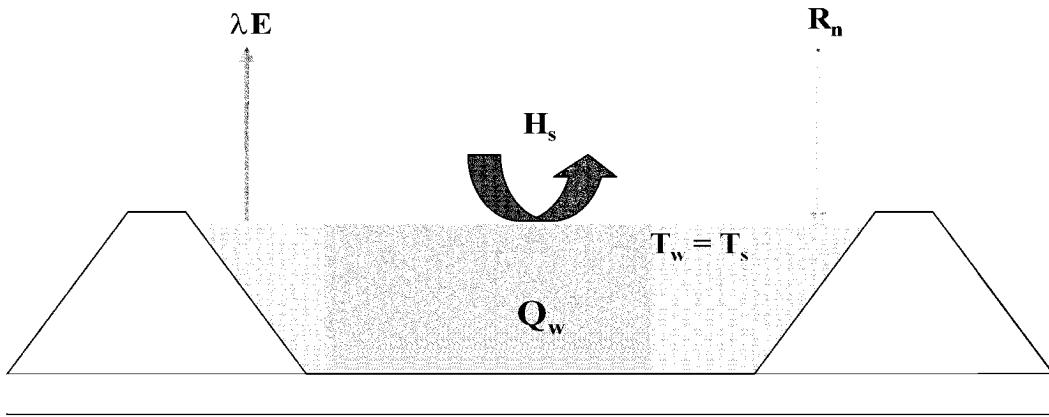


Figura 7.8. Esquema con todos los términos de energía que intervienen en el balance de un embalse de riego con comportamiento isotermo

7.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se ha llevado a cabo un análisis del comportamiento de los embalses de riego frente a las condiciones climáticas tanto a escala horaria como a lo largo del año.

7.4.1. Comportamiento de los embalses de riego a lo largo del día

Uno de los fines perseguidos al constituir la estación experimental TF descrita en el capítulo III fue analizar el comportamiento de los embalses de riego a lo largo del día. Con los datos obtenidos en la estación se ha podido desarrollar y ajustar un modelo que permite estudiar el comportamiento del tanque a escala horaria, el cual ya ha sido mostrado y validado en el capítulo VI.

Tomando como hipótesis que la función de viento obtenida para predecir la evaporación en el tanque no cambia para pequeñas áreas, podemos aplicarla para predecir la evaporación en pequeños embalses de riego.

No obstante, la capacidad calorífica que posee un embalse es mayor que la del tanque, y por tanto, el comportamiento del embalse frente a las condiciones ambientales será diferente. Para poder analizar las variaciones experimentadas se han incluido 4 profundidades diferentes (1, 5, 10 y 25 m) en el modelo simplificado desarrollado para el tanque (0,25 m), considerando los mismos días y datos climáticos que en el capítulo anterior.

Para observar como evoluciona la temperatura del agua del embalse T_w , la evaporación E_{res} y el coeficiente del tanque K_{pan} , se ha partido en estudiados de una temperatura inicial diferente. La temperatura inicial en cada embalse (1:00 h), se ha determinado mediante una primera simulación en “blanco”, obteniendo valores de temperatura simulada para las 24:00 h. Se han tomado estos valores iniciales para la simulación definitiva.

7.4.1.1. Evolución de la temperatura del agua a escala horaria

La *Figura 7.9* muestra la evolución horaria de la temperatura del agua considerando diferentes profundidades en el modelo horario simplificado.

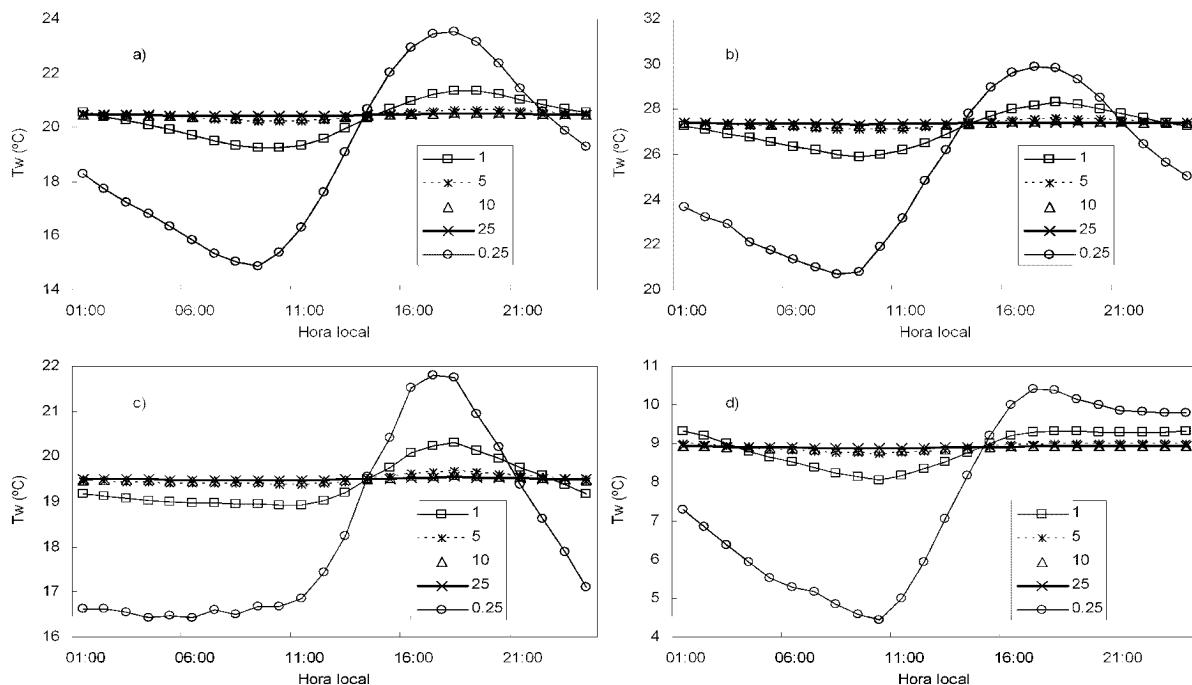


Figura 7.9. Evolución horaria de la temperatura del agua modelizada con diferentes profundidades (0,25; 1; 5; 10 y 25 m) los días: a) 1-5-03, b) 4-8-02, c) 17-10-02, d) 7-1-03. Se ha empleado el modelo horario simplificado desarrollado para el tanque evaporímetro clase A

Se comprueba que, indiferentemente de las condiciones climáticas, al aumentar la profundidad de los embalses la temperatura prácticamente se estabiliza a lo largo del día y no sufre las importantes fluctuaciones observadas en el tanque. Pero siempre muestra un valor máximo que se desplaza, al igual que para el tanque, varias horas hacia la tarde. Esto se puede apreciar con mayor claridad en la *Figura 7.10*.

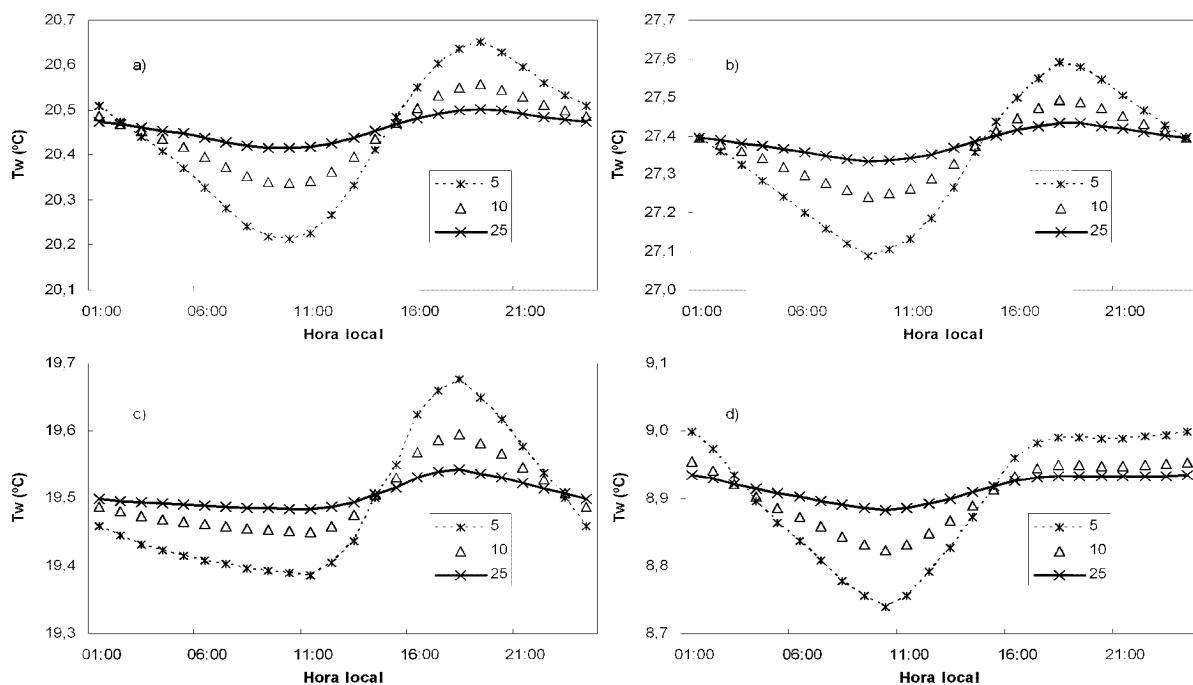


Figura 7.10. Evolución horaria de la temperatura del agua modelizada con diferentes profundidades (5; 10 y 25 m) los días: a) 1-5-03, b) 4-8-02, c) 17-10-02, d) 7-1-03. Se ha empleado el modelo horario simplificado desarrollado para el tanque evaporímetro clase A

7.4.1.2. Evolución de la evaporación a escala horaria

La *Figura 7.11* muestra la evolución horaria de la evaporación considerando diferentes profundidades en el modelo horario simplificado. En ella se observa como al aumentar la profundidad aumenta la evaporación por la noche y disminuye durante el día, alcanzando su valor máximo a la misma hora que en el tanque y coincidiendo en todos los casos con la máxima temperatura del agua registrada. También se observa que a partir de 10 m de profundidad apenas existe variación en la evolución de la evaporación.

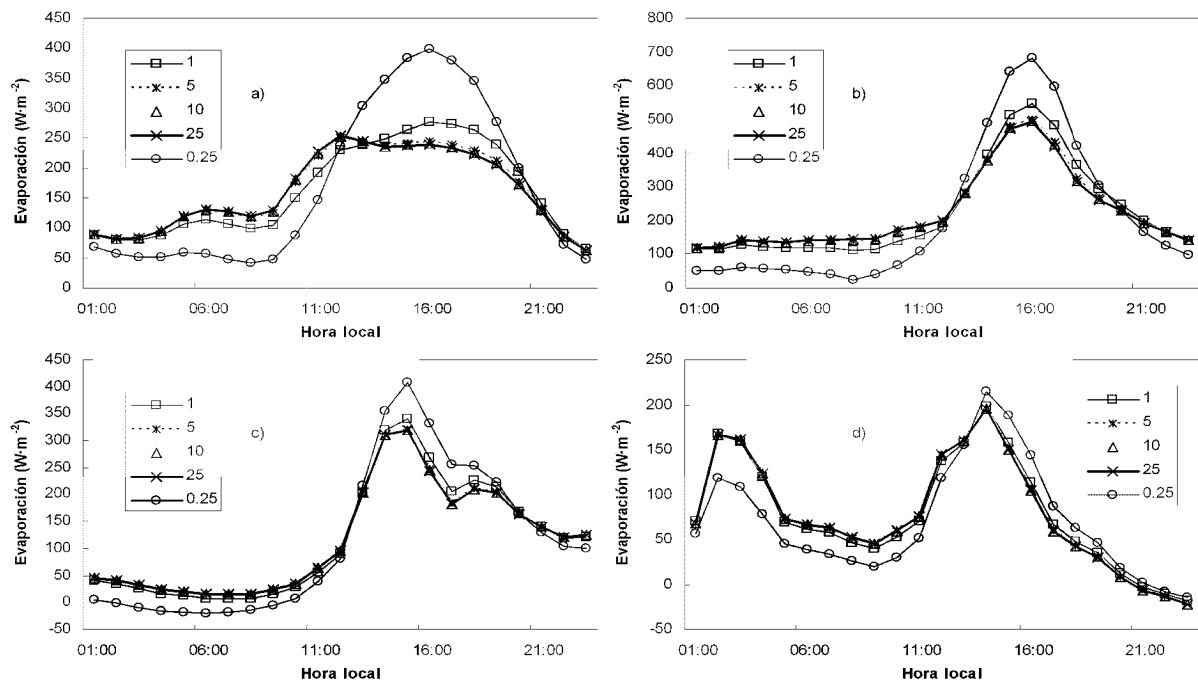


Figura 7.11. Evolución horaria de la evaporación modelizada con diferentes profundidades (0,25; 1; 5; 10 y 25 m) los días: a) 1-5-03, b) 4-8-02, c) 17-10-02, d) 7-1-03. Se ha empleado el modelo horario simplificado desarrollado para el tanque evaporímetro clase A

7.4.1.3. Comportamiento de los embalses a escala horaria frente a las condiciones climáticas

Las *Figuras 7.12, 7.13, 7.14 y 7.15* muestran la distribución horaria de la energía intercambiada entre la atmósfera y el agua, considerando diferentes profundidades en el modelo horario simplificado y cuatro días correspondientes a las cuatro estaciones del año.

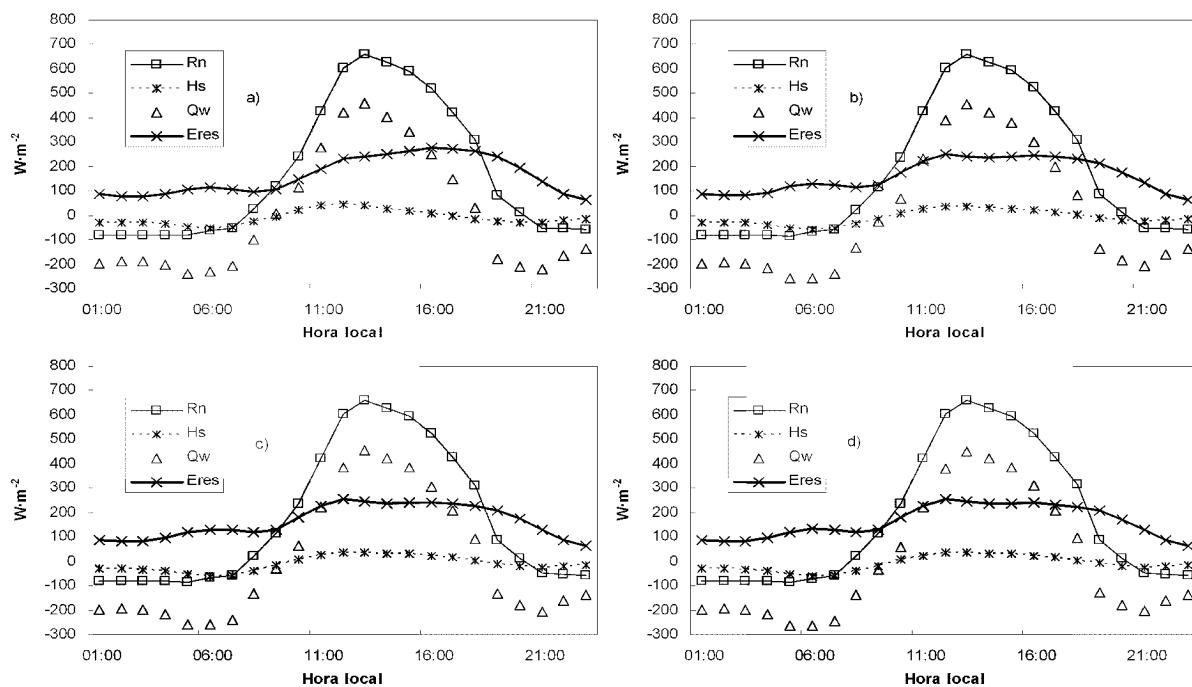


Figura 7.12. Valores horarios de los términos que intervienen en el balance de energía, considerando las condiciones climáticas del día 1-5-03 y las siguientes profundidades: a) 1 m b) 5 m, c) 10 m, d) 25 m

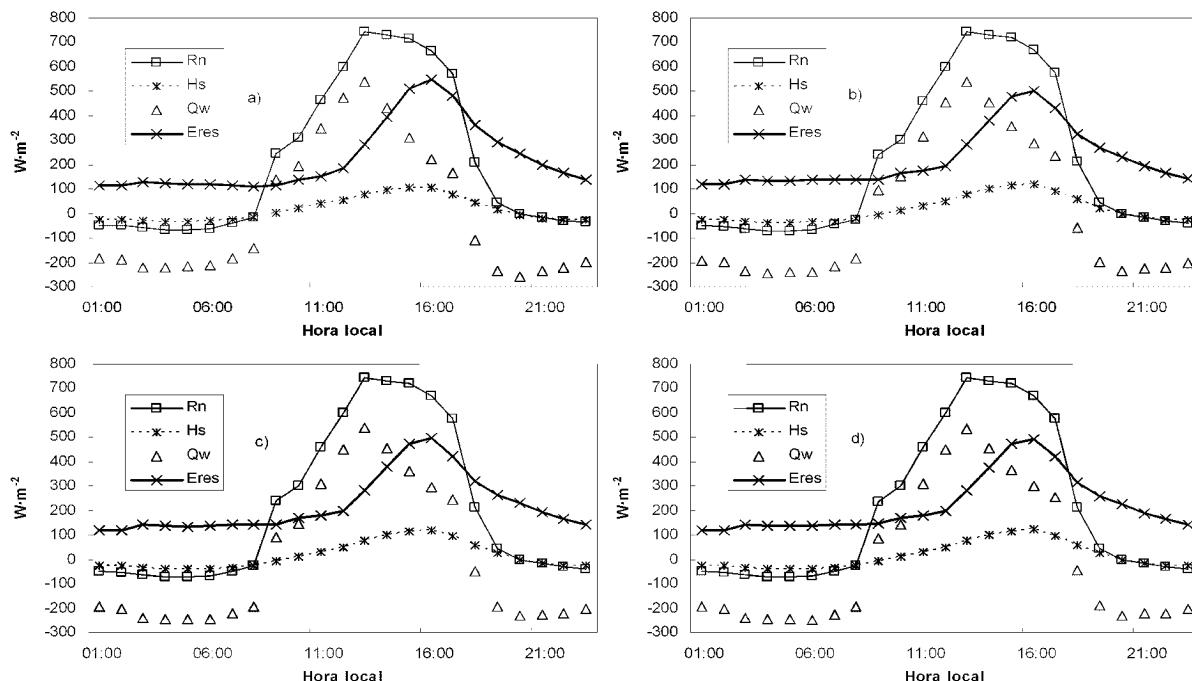


Figura 7.13. Valores horarios de los términos que intervienen en el balance de energía, considerando las condiciones climáticas del día 2-8-02 y las siguientes profundidades: a) 1 m b) 5 m, c) 10 m, d) 25 m

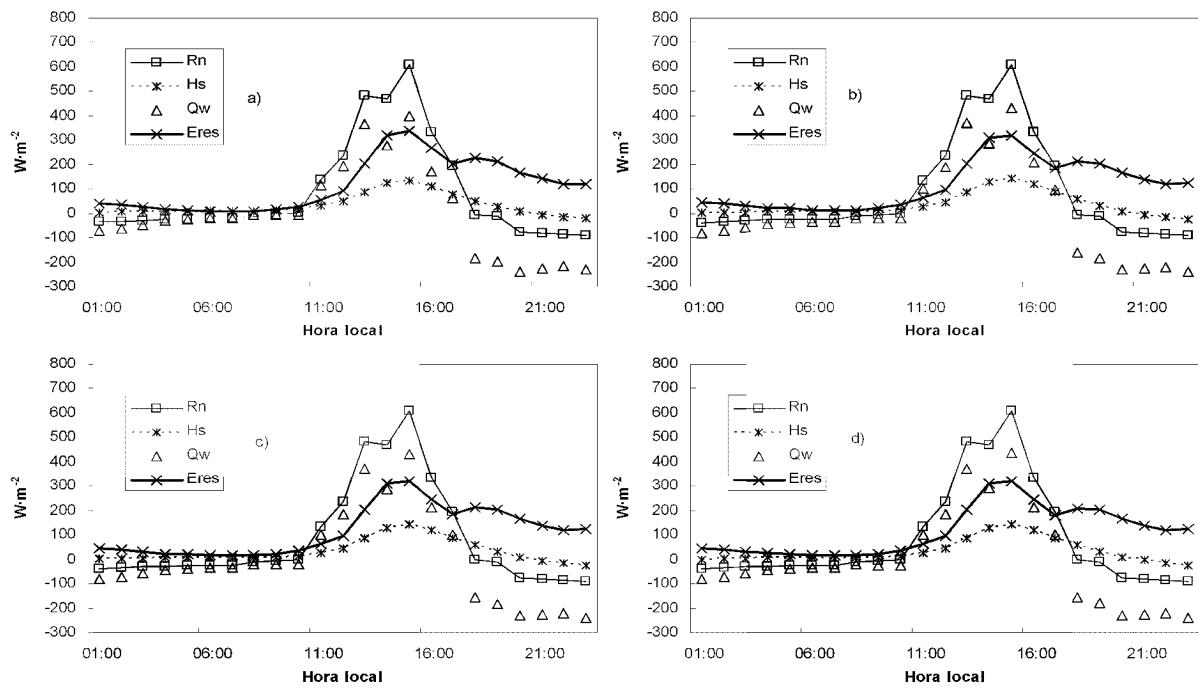


Figura 7.14. Valores horarios de los términos que intervienen en el balance de energía, considerando las condiciones climáticas del día 17-10-02 y las siguientes profundidades: a) 1 m b) 5 m, c) 10 m, d) 25 m

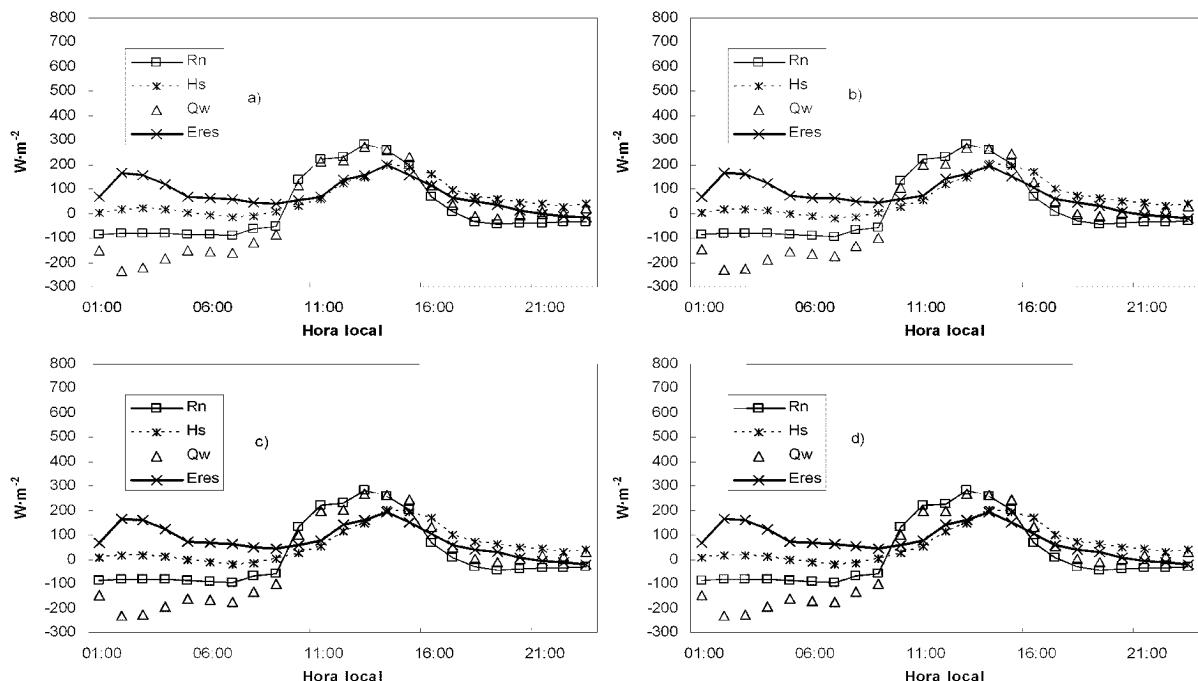


Figura 7.15. Valores horarios de los términos que intervienen en el balance de energía, considerando las condiciones climáticas del día 7-1-03 y las siguientes profundidades: a) 1 m b) 5 m, c) 10 m, d) 25 m

Aunque los valores obtenidos en los términos del balance de energía varían con la profundidad, siguen la misma evolución temporal para las condiciones climáticas específicas de cada día. También se comprueba que, independientemente de la época, del año la radiación neta R_n y el calor almacenado en el agua Q_w a lo largo del día, crecen y decrecen al mismo tiempo. Lo mismo ocurre con la evaporación del embalse E_{res} y el calor sensible intercambiado con la atmósfera H_s , pues crecen y decrecen al mismo tiempo pero alcanzando su valor máximo varias horas después que R_n y Q_w . Este desplazamiento horario depende de la época del año, siendo máximo en los días de verano.

Los días de primavera y verano muestran un comportamiento similar (*Figuras 7.12 y 7.13*). Prácticamente toda la energía almacenada y empleada en la evaporación procede de la radiación solar, siendo casi despreciable el aporte de calor sensible proveniente de la atmósfera H_s . La distribución de energía es similar a la indicada para el tanque en el capítulo anterior. Durante la noche, la energía necesaria para la evaporación es proporcionada por el calor almacenado en el agua, pero también se pierde el calor almacenado en forma de radiación de onda larga y por intercambio de calor sensible con la atmósfera. Desde el amanecer hasta las horas de máxima radiación, la energía procedente de la radiación solar se almacena principalmente en el agua, provocando un incremento de la temperatura, mientras que otra parte se utiliza en el proceso de evaporación. Cuando decrece la radiación solar, se observa que sigue aumentando la evaporación, obteniendo la energía necesaria del calor que previamente se ha almacenado en el agua. Durante el transcurso de la tarde hasta la noche, se produce un fuerte decrecimiento del calor almacenado, que se sigue empleando principalmente en el proceso de evaporación.

En invierno, al igual que para el tanque, el intercambio de calor sensible con la atmósfera juega un rol muy importante. En la *Figura 7.15* se comprueba que las curvas de H_s y E_{res} se desplazan durante las horas de sol prácticamente unidas, al igual que lo hacen las curvas de R_n y ΔQ_w . Este comportamiento sugiere que, debido a la poca radiación solar recibida, es el calor sensible intercambiado con la atmósfera lo que gobierna la evaporación del embalse.

7.4.2. Comportamiento de los embalses de riego a lo largo del año

Al igual que para el tanque evaporímetro clase A, el modelo diario simplificado se ha implementado en una hoja de cálculo “Microsoft Excel” estableciendo los algoritmos de programación en “Visual Basic”.

Los datos necesarios que se deben de introducir en la hoja de cálculo son los valores climáticos registrados en la estación más próxima al embalse que se pretenda estudiar, correspondientes a los valores medios diarios de radiación solar, humedad relativa, temperatura del aire y velocidad del viento. Asimismo, se debe de indicar la superficie y profundidad del embalse y el valor de la temperatura del agua el 31 de diciembre del año anterior al estudiado.

Las salidas del modelo muestran los valores diarios, medias mensuales y desviación estándar de la temperatura del agua y de todos los términos que intervienen en el balance de energía. Además muestra una representación gráfica de la evolución de los mismos.

A partir del modelo diario simplificado desarrollado para embalses se ha llevado a cabo un análisis de la variación de T_w , de la evaporación y de los coeficientes del tanque K_{pan} en función de la profundidad y del área de los embalses de riego. Para ello se han tomado 16 hipótesis, como resultado de la combinación de 4 áreas diferentes (2500, 5000, 10000 y 25000 m²) con 4 profundidades (1, 5, 10 y 25 m). La elección de las mismas se ha realizado para abarcar la mayoría de los embalses típicos del sureste español y poder compararlos con grandes lagos.

Los datos climáticos empleados en este análisis corresponden a los valores diarios registrados en la estación del Campillo (Campo de Cartagena) durante los 365 días del año 2002.

Para observar cómo evoluciona la temperatura del agua del embalse T_w , la evaporación E_{res} y el coeficiente del tanque K_{pan} , se ha partido en los 16 embalses estudiados de una temperatura inicial diferente. La temperatura inicial en cada embalse (1 de enero), se ha determinado mediante una primera simulación en “blanco”, obteniendo valores de temperatura simulada para el 31 de diciembre. Se han tomado estos valores iniciales para la simulación definitiva.

7.4.2.1. Análisis de la variación de la temperatura del agua del embalse

Según se observa en la *Figura 7.16*, independientemente del área y profundidad del embalse, durante los meses de primavera y verano en los que la cantidad de radiación solar recibida es elevada, el agua almacena calor provocando un aumento de su temperatura y disminuyendo posteriormente durante los meses de otoño e invierno en los que la cantidad de radiación solar recibida es pequeña.

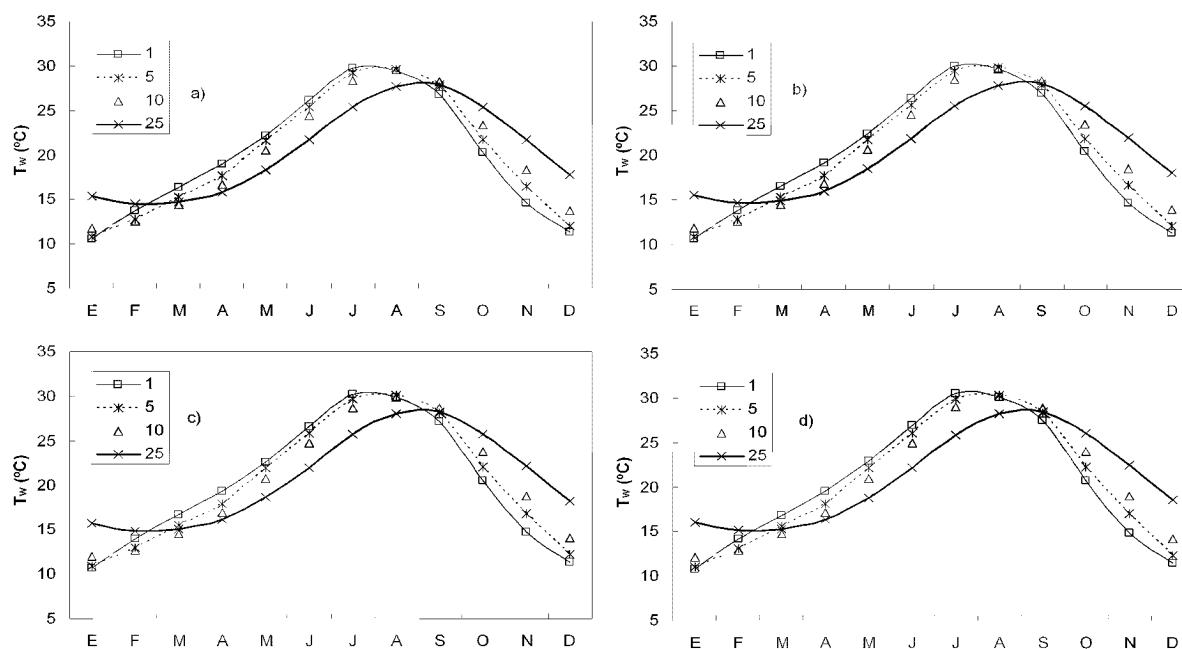


Figura 7.16. Comparación de la temperatura del agua T_w obtenida con el modelo simplificado considerando 4 profundidades diferentes (1 m, 5 m, 10 m, 25 m) y la misma superficie. Las superficies consideradas para cada figura son las siguientes: a) 2500 m^2 b) 5000 m^2 , c) 10000 m^2 , d) 25000 m^2

Con el aumento de la profundidad aumenta el tiempo empleado en calentarse y enfriarse el agua, lo que explica que los resultados del modelo muestren, durante los meses comprendidos entre abril y agosto, una temperatura inferior en embalses con grandes profundidades que en embalses de pequeña profundidad y, al contrario, durante los restantes meses del año. Esta inercia térmica del agua provoca que el valor máximo alcanzado se desplace varios meses respecto al máximo de radiación solar (*Figura 7.17*), siendo este desplazamiento mayor conforme aumenta la profundidad. También se comprueba que al aumentar la profundidad el valor máximo de T_w alcanzado es menor (*Figura 7.16*). Por otro lado, apenas existe variación de la T_w con el aumento de la superficie del embalse (*Figura 7.18*).

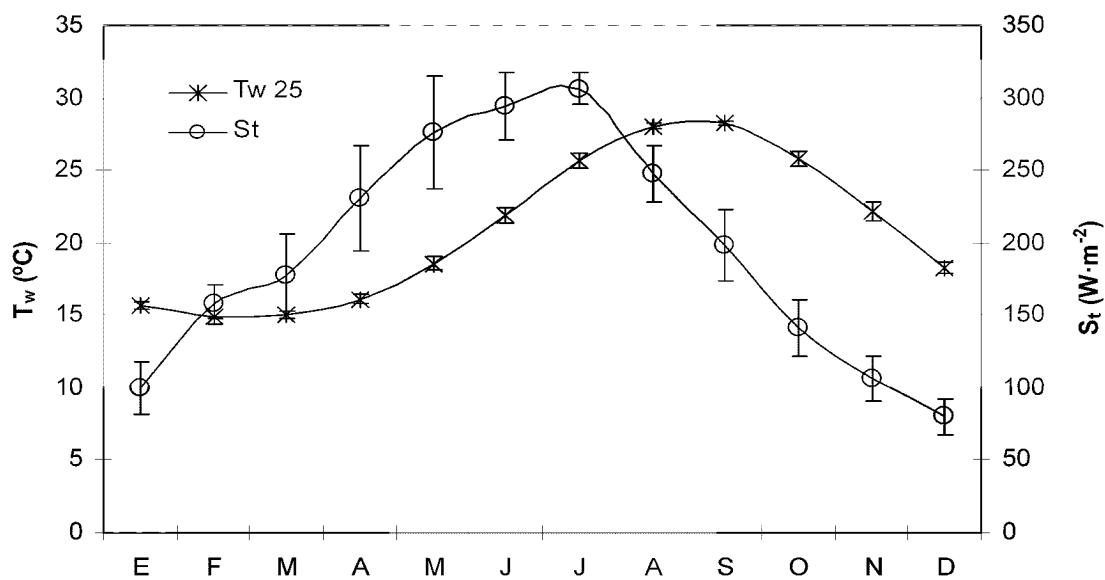


Figura 7.17. Evolución de la radiación solar S_t , y de la temperatura del agua T_w , para un embalse de 10000 m^2 y 25 m de profundidad

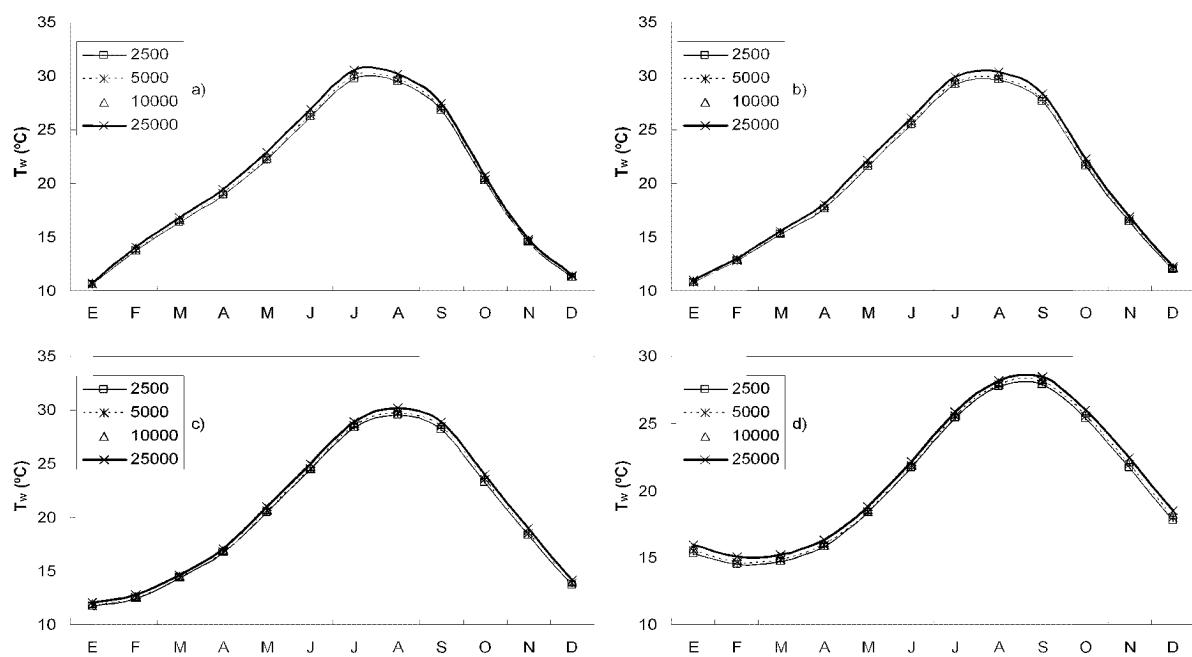


Figura 7.18. Comparación de la temperatura del agua T_w obtenida con el modelo simplificado considerando 4 superficies diferentes (2500 m^2 , 5000 m^2 , 10000 m^2 , 25000 m^2) y la misma profundidad. Las profundidades consideradas para cada figura son las siguientes: a) 1 m b) 5 m, c) 10 m, d) 25 m

7.4.2.2. Análisis de la variación de la evaporación del agua del embalse

Los resultados de evaporación obtenidos con el modelo simplificado y E_{pan} son mostrados en la *Figura 7.19*. En ella podemos comprobar que independientemente del área de la superficie, en un embalse de 1 m de profundidad se produce menos evaporación que en el tanque evaporímetro durante todo el año. Para los embalses de riego típicos del sureste español, cuyas profundidades suelen oscilar entre los 5 y 10 m de profundidad, la evaporación es inferior a la del tanque hasta aproximadamente el mes de septiembre, aumentando a partir de este mes conforme aumenta la profundidad del embalse, llegando incluso en caso de grandes lagos (25 m de profundidad) a alcanzar más del doble de E_{pan} . Este comportamiento ha sido descrito anteriormente por Kohler (1954).

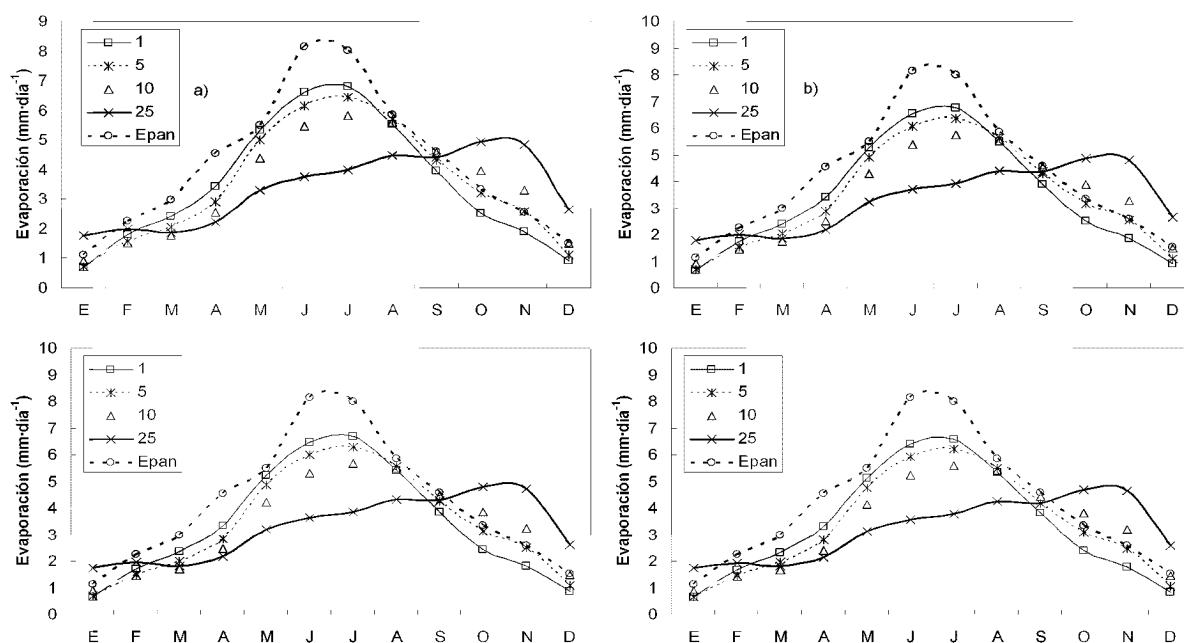


Figura 7.19. Comparación de la evaporación obtenida con el modelo simplificado E_{res} considerando 4 profundidades diferentes (1 m, 5 m, 10 m, 25 m) y E_{pan} para la misma superficie. Las superficies consideradas para cada figura son las siguientes: a) 2500 m^2 b) 5000 m^2 , c) 10000 m^2 , d) 25000 m^2

En un embalse profundo, el almacenamiento de calor es muy importante, lo que trae como consecuencia que la evaporación presente un desfase, a veces de meses, respecto a la radiación solar. Si se realiza el mismo análisis estacional en un tanque evaporímetro, se comprueba que la evaporación está casi en fase con la radiación, debido a la escasa masa de agua existente en él, especialmente en un tanque pequeño, como el tanque clase A, y, en consecuencia, el escaso poder de almacenamiento de

calor. En la mayoría de los embalses de riego (se ha considerado 10 m de profundidad), cuyos volúmenes de agua no son muy elevados, apenas se produce desfase entre la evaporación y la radiación, pudiendo observar este efecto en la *Figura 7.20*. Se observa que alcanza el máximo de evaporación al mismo tiempo que la radiación, pero el calor almacenado en el agua provoca que no se reduzca la evaporación durante los meses siguientes en la misma cantidad que la radiación.

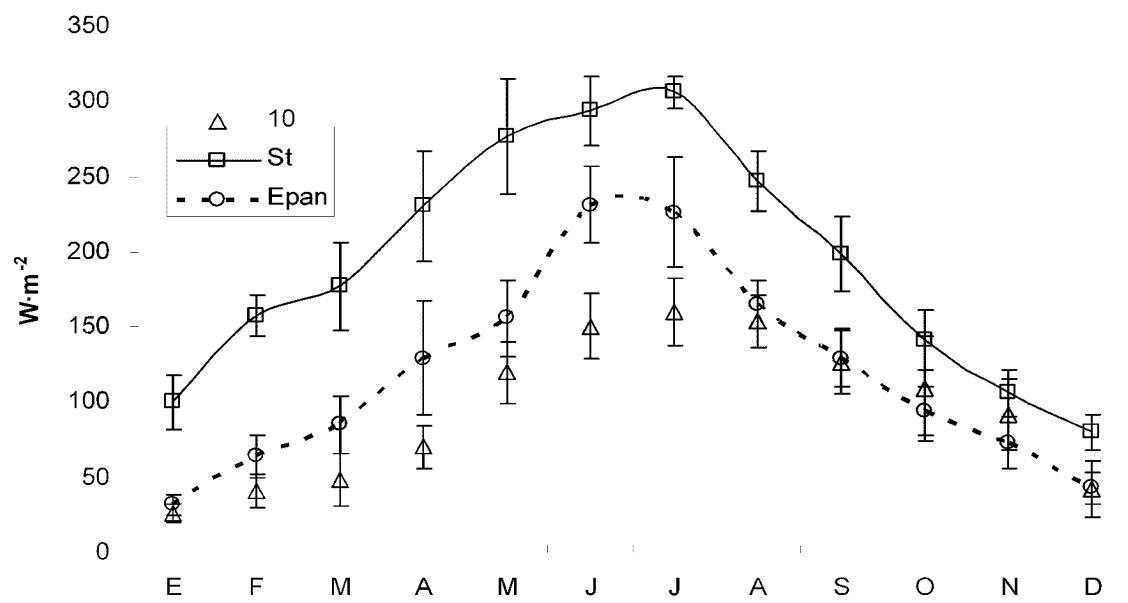


Figura 7.20. Evolución de la radiación solar S_t , E_{pan} y la evaporación de un embalse de 10000 m^2 y 10 m de profundidad

Puesto que no se disponen de datos de evaporación de embalses en la zona del Campo de Cartagena que permitan la validación del modelo, pero si se disponen de los datos de evaporación del tanque evaporímetro clase A, se ha introducido en el modelo simplificado diario la profundidad y superficie del tanque y se han considerado los valores climáticos de la estación del Campillo para el año 2002. Los resultados obtenidos se muestran en la *Figura 7.21*.

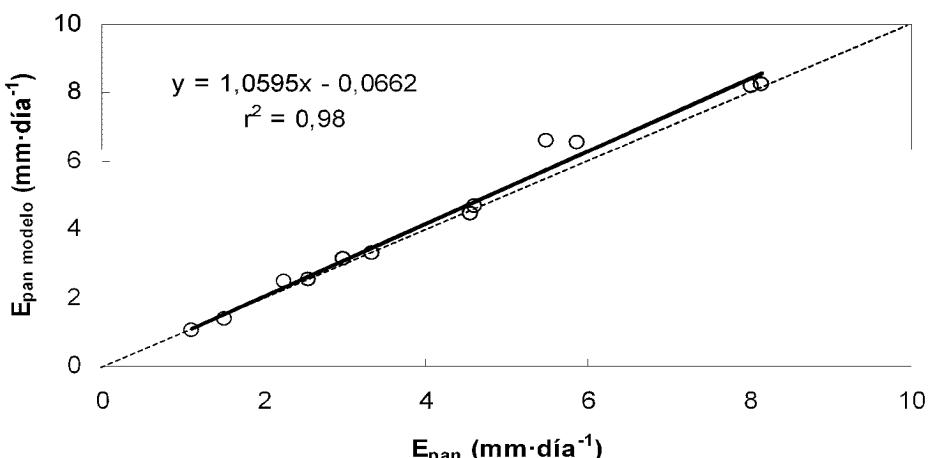


Figura 7.21. Validación del modelo simplificado diario. Se comparan los valores registrados en el tanque con los resultados obtenidos del modelo considerando las condiciones climáticas del año 2002 en El Campillo y las características geométricas del tanque (superficie y profundidad)

Con los mismos datos climáticos que se han empleado en el modelo diario simplificado se ha estudiado la evolución de la evaporación calculada mediante la fórmula de Penman. La *Figura 7.22* permite comparar la evolución a lo largo del año de la evaporación obtenida con el modelo diario simplificado E_{res} y la evaporación obtenida por Penman E_0 . Su estudio sugiere que la aplicación de la fórmula de Penman, para determinar la evaporación en lámina libre, sobreestima hasta finales del verano la evaporación de todos los embalses estudiados. Los embalses de 5, 10 y 25 m de profundidad han mostrado un valor de evaporación superior al calculado por Penman durante los meses de octubre, noviembre y diciembre. Este comportamiento es de esperar pues los embalses tienen una inercia térmica que la fórmula de Penman no contempla. Por este mismo motivo, la evaporación que se ha obtenido aplicando el modelo diario simplificado para embalses de poca profundidad se aproximan más a los resultados obtenidos con la fórmula de Penman. Así se puede apreciar en la *Figura 7.22* que los embalses de 1 m de profundidad son los que muestran resultados más próximos a los de Penman, llegando incluso a ser prácticamente iguales durante los meses de octubre, noviembre y diciembre

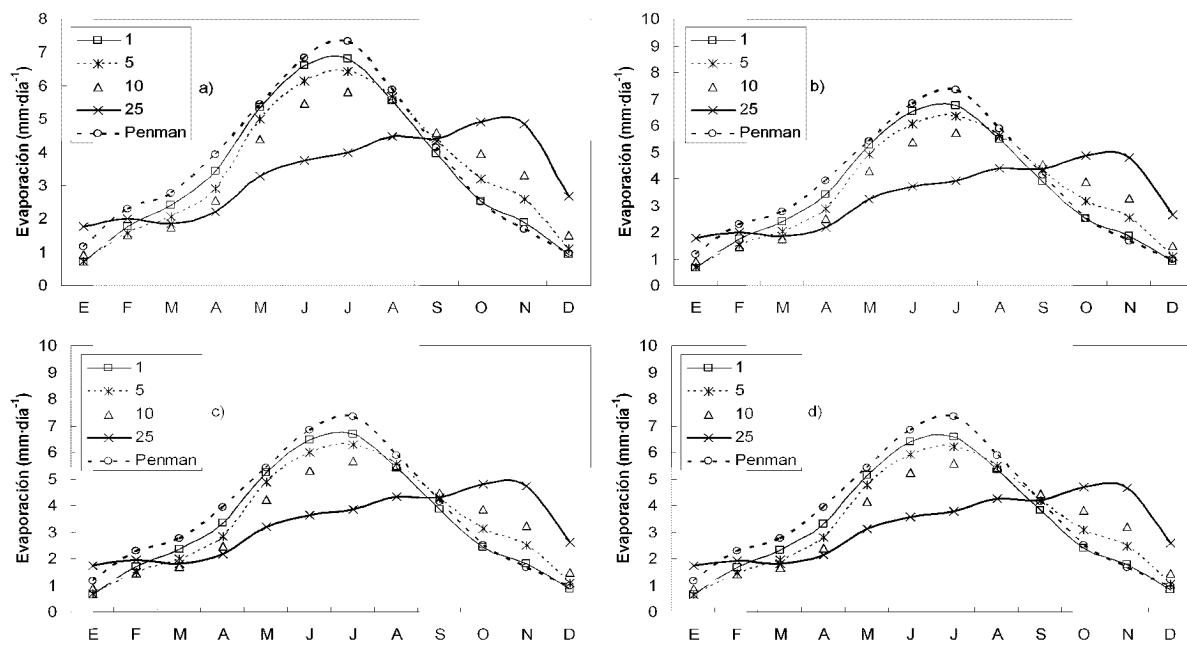


Figura 7.22. Comparación de la evaporación obtenida con el modelo diario simplificado E_{res} considerando 4 profundidades diferentes (1 m, 5 m, 10 m, 25 m) y los valores obtenidos mediante la fórmula de Penman E_0 para la misma superficie. Las superficies consideradas para cada figura son las siguientes: a) 2500 m² b) 5000 m², c) 10000 m², d) 25000 m²

7.4.2.3. Determinación de los coeficientes del tanque mensuales y anuales en embalses de riego

La forma más habitual de estimar la evaporación mensual en embalses es por aplicación del coeficiente anual a la evaporación mensual del tanque. Otro método consiste en tomar los coeficientes mensuales de un determinado embalse y aplicarlos, sin más, a otro diferente en profundidad y situado en una región distinta. Ninguno de estos procedimientos es válido (Miró-Granada, 1984). En el primero no se tienen en cuenta los efectos fundamentales de la energía calorífica de advección y la variación del calor almacenado. Con el segundo procedimiento, se supone que todas las condiciones son análogas en los dos embalses comparados. De aquí la importancia de determinar los coeficientes para cada zona climática y para cada embalse con capacidad diferente. Para el Campo de Cartagena se presentan los resultados obtenidos en la *Tabla 7.2*, tras aplicar el modelo diario simplificado y comparar la evaporación de los distintos embalses con la evaporación del tanque clase A.

La evolución de los coeficientes del tanque K_{pan} a lo largo del año para distintos embalses se muestra gráficamente en la *Figura 7.23*.

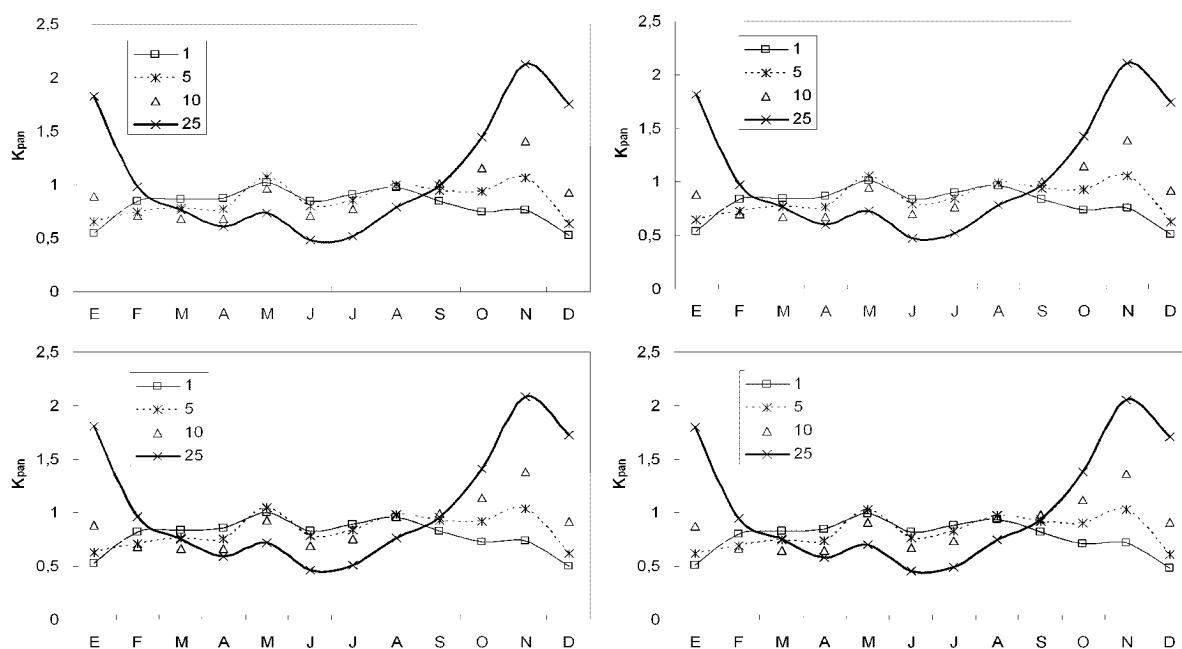


Figura 7.23. Evolución de los coeficientes del tanque K_{pan} , obtenidos por comparación de los valores registrados en el tanque y los valores de evaporación obtenidos del modelo simplificado diario E_{res} considerando 4 profundidades diferentes (1 m, 5 m, 10 m, 25 m) para la misma superficie. Las superficies consideradas para cada figura son las siguientes: a) 2500 m² b) 5000 m², c) 10000 m², d) 25000 m²

Se comprueba la gran importancia de la profundidad del embalse sobre la evolución de K_{pan} . Al aumentar la profundidad, los coeficientes de tanque disminuyen hasta aproximadamente el mes de septiembre, a partir del cual sucede lo contrario. Para las profundidades de 1 y 5 m, se obtienen valores de K_{pan} inferiores a 1 durante casi todo el año, pero cuando se consideran 25 m de profundidad se obtienen valores superiores a 2 en el mes de noviembre. Según se muestra en la *Tabla 7.1*, en el lago Hefner, se ha llegado a registrar en el mes de noviembre un valor de $K_{pan} = 1,32$ y en Kempton Park un valor de $K_{pan} = 1,42$ en el mes de octubre. Estos valores son próximos a los que se han obtenido para los embalses de 10 m de profundidad (*Tabla 7.2*).

Las investigaciones realizadas por Harbeck (1962), sugieren que el aumento de la superficie del embalse produce una disminución de la evaporación y por tanto, del coeficiente del tanque. Esto se ve confirmado cuando se comparan los resultados obtenidos para los 16 embalses estudiados, aunque la influencia de la superficie considerada juega un papel menos importante que la profundidad del embalse, pues el aumento de la superficie tan solo produce una pequeña disminución de K_{pan} , casi insignificante (*Tabla 7.2*).

La fuente más importante de datos experimentales para deducir el valor del coeficiente del tanque K_{pan} , para el tanque clase A, reside en el experimento del lago Hefner, Oklahoma (U.S.A.), empezando en 1950. El valor anual adoptado para el lago Hefner fue de 0,68, por comparación con los datos obtenidos mediante el balance hídrico. Como consecuencia de otras experiencias anteriores y posteriores llevadas a cabo en Estados Unidos, el valor más conveniente adoptado como coeficiente anual del tanque clase A es de 0,70 aunque dependiendo de la zona climática y la profundidad del lago puede oscilar entre 0,6 y 0,8. Estos valores son referidos por numerosos autores (Monsalve, 1999; Chow, 1999; Abadia, 1996; Linsley, 1992; Llamas, 1993). Aunque también se encuentran en la literatura valores anuales de K_{pan} superiores a 0,8, como en el lago Eucumbene, que se obtuvo un valor de 0,86. En la *Tabla 7.2* se muestra el valor medio anual del coeficiente del tanque, siendo próximo a 0,8 para la mayoría de embalses.

En la *Tabla 7.1* se exponen los valores mensuales de los coeficientes de tanque obtenidos en experiencias llevadas a cabo en diferentes embalses. Puede observarse que su variación mensual no presenta en todos un aspecto regular. Así, por ejemplo, en el lago Elsinor, el valor más alto del coeficiente se presenta a finales de otoño, mientras que el máximo, en el lago Okeechobee, tiene lugar al final del verano. El Lago Elsinor se halla situado en California (verano, seco y cálido; invierno, frío) y el lago Okeechobee está en Florida (verano, templado húmedo; invierno, relativamente suave). Ambos embalses, aunque tienen diferente superficie, tienen aproximadamente la misma profundidad media, por lo que bajo las mismas condiciones climáticas deberían evolucionar los coeficientes mensuales de forma similar. Esta circunstancia pone de manifiesto que además de la superficie y profundidad del embalse, el clima ejerce un papel fundamental sobre el comportamiento del embalse y por tanto sobre K_{pan} .

Aunque las condiciones climáticas y características de los distintos embalses conlleva el empleo de diferentes coeficientes de tanque, los lagos Hefner, Elsinor, Silver Lake y Salton Sea evolucionan de forma similar. Hasta aproximadamente el mes de septiembre los lagos muestran coeficientes bajos incrementándose su valor durante los meses siguientes, llegando en algunos casos a superar la evaporación del lago a la del tanque. Este comportamiento también es característico de los embalses de riego (5 y 10 m de profundidad) que se han simulado con el modelo diario simplificado en las condiciones climáticas del Campo de Cartagena.

TABLA 7.1

VALORES MENSUALES DE LOS COEFICIENTES DE TANQUE CLASE A PARA VARIOS EMBALSES

| Lugar | Años | Ene. | Feb. | Mar. | Abr. | May. | Jun. | Jul. | Agt. | Sept. | Oct. | Nov. | Dic. | Referencia |
|-----------------|---------------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|-----------------|
| Lake Hefner | 1950 | - | - | - | - | 0,35 | 0,60 | 0,71 | 0,82 | 0,93 | 0,90 | 1,32 | 1,06 | Sellers (1965) |
| Lake Elsinore | 1951 | 0,76 | 0,13 | 0,51 | 0,39 | 0,52 | 0,65 | 0,72 | - | - | - | - | - | Kohler (1954) |
| Lake Okeechobee | 3 años medias | 0,82 | 0,63 | 0,68 | 0,66 | 0,68 | 0,77 | 0,74 | 0,78 | 0,87 | 0,93 | 0,97 | 0,95 | Lapworth (1965) |
| Lake Okeechobee | 7 años medias | 0,77 | 0,69 | 0,73 | 0,84 | 0,82 | 0,85 | 0,91 | 0,91 | 0,85 | 0,76 | 0,71 | 0,83 | |
| Fort Collins | 2 años medias | - | - | - | 0,60 | 0,63 | 0,69 | 0,71 | - | - | - | - | - | |
| Kempton Park | 1959 | - | - | 0,53 | 0,53 | 0,55 | 0,56 | 0,64 | 0,70 | 0,68 | 0,93 | 0,80 | - | |
| Kempton Park | 1960 | - | - | 0,60 | 0,50 | 0,46 | 0,72 | 0,69 | 0,77 | 0,91 | 0,94 | 0,43 | - | |
| Kempton Park | 1961 | - | - | 0,54 | 0,46 | 0,63 | 0,49 | 0,71 | 0,66 | 0,90 | 1,42 | 1,15 | - | |
| Kempton Park | 1962 | - | - | 1,18 | 0,47 | 0,67 | 0,83 | 0,71 | 0,80 | 0,82 | 1,18 | 1,63 | - | |
| Silver Lake | 1938 | - | - | - | 0,60 | 0,59 | 0,52 | 0,58 | 0,59 | 0,73 | 0,73 | 0,63 | 0,68 | |
| Salton Sea | 1939 | 0,66 | 0,67 | 0,68 | 0,60 | - | - | - | - | - | - | - | - | |
| Salton Sea | 2 años, | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | |
| Salton Sea | 1961-62 | 0,53 | 0,46 | 0,37 | 0,40 | 0,47 | 0,39 | 0,46 | 0,47 | 0,56 | 0,70 | 0,77 | 0,57 | |
| Lake Eucumbene | 1961 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,68 | |
| Lake Eucumbene | 1962 | 0,73 | 0,81 | 0,86 | 1,17 | 2,04 | 1,49 | 1,15 | 1,20 | 0,61 | 0,69 | 0,48 | 0,72 | |
| Lake Eucumbene | 1963 | 0,77 | 0,91 | 1,00 | 0,95 | 2,04 | 2,37 | 2,53 | 0,95 | 0,62 | 0,31 | 0,66 | 0,73 | |
| Lake Eucumbene | 1964 | 0,63 | 0,84 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | |

Fuente: Miró-Granada (1984). Evaporación en embalses. INM. Madrid

TABLA 7.2

VALORES MENSUALES Y ANUALES DE LOS COEFICIENTES DE TANQUE CLASE A "K_{pan}"

| Sup. | 2500 | | | | 5000 | | | | 10000 | | | | 25000 | | | |
|------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|-------|------|------|------|
| | 1 | 5 | 10 | 25 | 1 | 5 | 10 | 25 | 1 | 5 | 10 | 25 | 1 | 5 | 10 | 25 |
| Prof. | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Enero | 0,55 | 0,65 | 0,89 | 1,83 | 0,54 | 0,64 | 0,88 | 1,82 | 0,52 | 0,63 | 0,88 | 1,81 | 0,51 | 0,62 | 0,87 | 1,80 |
| Feb. | 0,85 | 0,74 | 0,71 | 0,98 | 0,83 | 0,73 | 0,70 | 0,97 | 0,82 | 0,71 | 0,68 | 0,96 | 0,80 | 0,69 | 0,67 | 0,95 |
| Marzo | 0,86 | 0,78 | 0,68 | 0,77 | 0,85 | 0,77 | 0,67 | 0,76 | 0,84 | 0,76 | 0,66 | 0,76 | 0,82 | 0,74 | 0,65 | 0,75 |
| Abril | 0,88 | 0,77 | 0,69 | 0,61 | 0,87 | 0,76 | 0,67 | 0,60 | 0,86 | 0,75 | 0,66 | 0,59 | 0,84 | 0,74 | 0,65 | 0,59 |
| Mayo | 1,02 | 1,07 | 0,96 | 0,74 | 1,01 | 1,06 | 0,95 | 0,73 | 1,00 | 1,04 | 0,93 | 0,71 | 0,99 | 1,03 | 0,91 | 0,70 |
| Junio | 0,85 | 0,80 | 0,70 | 0,48 | 0,84 | 0,79 | 0,70 | 0,47 | 0,83 | 0,78 | 0,69 | 0,46 | 0,82 | 0,77 | 0,68 | 0,46 |
| Julio | 0,91 | 0,85 | 0,77 | 0,52 | 0,90 | 0,84 | 0,76 | 0,51 | 0,89 | 0,84 | 0,75 | 0,51 | 0,88 | 0,82 | 0,74 | 0,50 |
| Ag. | 0,97 | 1,00 | 0,99 | 0,79 | 0,96 | 0,99 | 0,98 | 0,78 | 0,95 | 0,98 | 0,97 | 0,77 | 0,94 | 0,97 | 0,95 | 0,75 |
| Sept. | 0,85 | 0,95 | 1,01 | 0,99 | 0,84 | 0,94 | 1,00 | 0,97 | 0,83 | 0,93 | 0,99 | 0,96 | 0,82 | 0,92 | 0,98 | 0,94 |
| Oct. | 0,75 | 0,94 | 1,16 | 1,45 | 0,74 | 0,93 | 1,15 | 1,43 | 0,73 | 0,92 | 1,14 | 1,41 | 0,71 | 0,90 | 1,12 | 1,38 |
| Nov. | 0,76 | 1,07 | 1,41 | 2,13 | 0,75 | 1,05 | 1,39 | 2,11 | 0,74 | 1,04 | 1,38 | 2,08 | 0,72 | 1,02 | 1,36 | 2,05 |
| Dic. | 0,52 | 0,64 | 0,93 | 1,75 | 0,51 | 0,63 | 0,92 | 1,74 | 0,50 | 0,62 | 0,92 | 1,73 | 0,48 | 0,61 | 0,91 | 1,71 |
| Promedio | 0,81 | 0,86 | 0,91 | 1,09 | 0,80 | 0,84 | 0,90 | 1,07 | 0,79 | 0,83 | 0,89 | 1,06 | 0,78 | 0,82 | 0,87 | 1,05 |
| K _{pan} Anual | 0,84 | 0,84 | 0,84 | 0,81 | 0,83 | 0,83 | 0,83 | 0,79 | 0,81 | 0,81 | 0,78 | 0,80 | 0,80 | 0,80 | 0,76 | |

De los resultados mostrados en la *Tabla 7.2*, se deduce que, a pesar de sufrir una evolución diferente los coeficiente mensuales a lo largo del año, los coeficientes anuales para los embalses de 1, 5 y 10 m. de profundidad no sufren variaciones para la misma superficie. No obstante, si se observa una ligera disminución de los coeficientes anuales al aumentar la superficie de los embalses.

7.4. CONCLUSIONES

Del estudio de los modelos desarrollados para embalses y de los resultados mostrados en el apartado anterior se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- a) En lagos y grandes embalses se produce una estratificación térmica, lo que obliga a emplear un modelo multicapa para determinar su comportamiento. Como la mayoría de los embalses de riego tienen poca profundidad, los movimientos de convección natural y la mezcla provocada por el viento hacen que se mantenga una temperatura prácticamente constante, por lo que tan solo se va a desarrollar el epilimnion, permitiendo el empleo de un modelo simplificado para predecir su comportamiento frente a las condiciones ambientales.
- b) Tanto el modelo multicapa como el modelo simplificado que se han presentado para determinar el comportamiento de los embalses de riego están basados en los modelos que se validaron en el capítulo anterior para el tanque evaporímetro clase A. Pero como los modelos utilizados para el tanque no tienen en cuenta el efecto del área del embalse sobre la evaporación, se ha incorporado la fórmula de Harbeck que permite tener en cuenta esta variable en la modelización. Dado que esta formula sólo es aplicable a escala diaria, los modelos se han adaptado para ser aplicados a esta misma escala temporal.
- c) Para simular el comportamiento de los embalses a nivel horario se ha utilizado el modelo horario simplificado que fue validado para el tanque, tomando como hipótesis que la función de viento obtenida para el tanque evaporímetro clase A no va a sufrir variaciones en superficies pequeñas como las de embalses de riego. Esto ha permitido analizar la evolución de la temperatura y de la evaporación en embalses de distinta profundidad a lo largo del día.
- d) Las simulaciones realizadas, con el modelo simplificado diario, han puesto de manifiesto la importancia de la inercia térmica del agua, asociada a la profundidad del

embalse, sobre la evolución de E_{res} y de K_{pan} . Por el contrario, el aumento de la superficie apenas provoca una ligera variación en los resultados.

- e) El modelo diario simplificado se ha validado introduciendo la profundidad y superficie del tanque evaporímetro clase A, y comparando los resultados obtenidos de evaporación con los registrados en el tanque. No se ha podido validar con embalses pues no se dispone de datos diarios de evaporación de los mismos.
- f) Se ha desestimado el empleo de la fórmula de Penman para calcular la evaporación en embalses de riego, ya que no contempla la inercia térmica del agua y, por tanto, sobrestima la evaporación desde enero hasta finales del verano y la subestima el resto de meses del año.
- j) La evolución mensual de K_{pan} para distintos embalses dependen de sus características y de la climatología en la que se encuentran, por lo que es necesario determinarlos en cada zona para embalses diferentes.
- k) Para las condiciones del Campo de Cartagena el valor del coeficiente anual K_{pan} se sitúa en torno a 0.8, siendo la influencia del área y profundidad del embalse muy limitada. Sin embargo, los coeficientes mensuales sí ofrecen una gran variabilidad en función de estas características del embalse.

CAPITULO VIII

EVALUACIÓN DEL EFECTO DE LAS MALLAS DE

SOMBREO SOBRE EMBALSES DE RIEGO

8. EVALUACIÓN DEL EFECTO DE LAS MALLAS DE SOMBREO SOBRE EMBALSES DE RIEGO

8.1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

La pérdida de agua por evaporación en embalses de riego es un problema que, en zonas áridas como el sureste español, puede llegar a ser de notable importancia económica. La propia iniciativa de agricultores y comunidades de regantes pone de manifiesto la magnitud del problema referido ya que, a pesar de la inexistencia de estudios al respecto, están comenzando a realizar importantes inversiones en la instalación de estructuras de sombreo para minimizar las pérdidas por evaporación. La malla de sombreo más empleada es la doble malla negra de polietileno.

Las experiencias realizadas están constatado que el sombreado de embalses, además de limitar las pérdidas por evaporación, también genera una serie de beneficios añadidos como son la reducción de la proliferación de algas en los embalses, con el consiguiente ahorro en los procesos de filtrado de los sistemas de riego, y la eliminación casi total de los cuerpos extraños que alcanzan el mismo, evitando así los problemas de atascos en las tomas.

En este capítulo se recogen los resultados obtenidos sobre el efecto reductor del sombreo de superficies de agua mediante distintos materiales porosos al viento, sobre la evaporación. El estudio se ha realizado sobre tanques evaporímetros clase A y recoge la incidencia que tienen el empleo de distintos materiales de sombreo sobre las principales variables climáticas que determinan la evaporación sobre superficies de agua, así como sobre la evaporación propiamente dicha. Se presentan los coeficientes reductores de la evaporación obtenidos mediante el ensayo experimental de las mallas de polietileno más habituales aplicadas con estos fines en el sureste español. También se incluye el procedimiento seguido para caracterizar las rafias empleadas, dado que no existe normativa aplicable al efecto.

8.2. MATERIAL Y MÉTODOS

8.2.1 Estación experimental agroclimática. Mallas empleadas

Para determinar los coeficientes experimentales de reducción de la evaporación se han empleado las instalaciones implementadas en la Estación Experimental Agroalimentaria Tomas Ferro (Cartagena). Estas instalaciones también han permitido evaluar las modificaciones microclimáticas inducidas por las mallas. Como se indicó en el capítulo III, se dispone de dos tanques evaporímetros (*Figura 8.1*), con la instrumentación necesaria para controlar la evaporación en los mismos y las principales variables climáticas encima y debajo de la malla (temperaturas del aire y del agua, radiación total y neta, velocidad del viento, humedad relativa, etc.). La comparación de los datos obtenidos mediante el sombreo con distintas rafias de polietileno en uno de los tanques y los datos obtenidos en el tanque de referencia ha permitido determinar la eficiencia de cada malla.

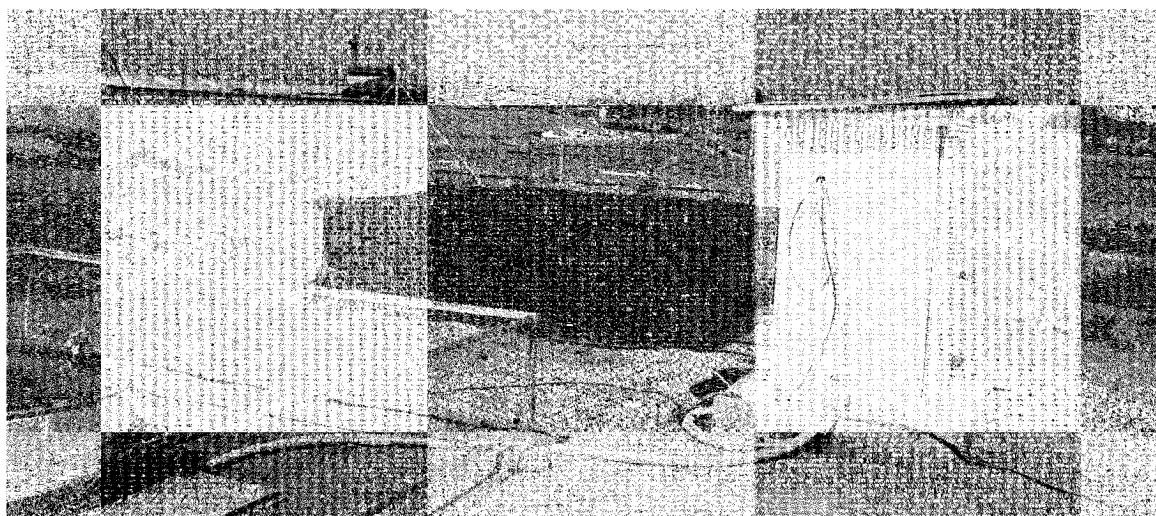


Figura 8.1. Estación experimental para la evaluación de la reducción de la evaporación

Para la caracterización de las mallas de polietileno empleadas, se han estudiado las características que pueden resultar relevantes en la influencia que una malla de sombreo va a desempeñar en la reducción de la evaporación: propiedades ópticas e incidencia en la velocidad del aire sobre la superficie de agua. Esta información no es proporcionada por los fabricantes, dado que hasta el momento no existe normativa aplicable, por lo que se hace imprescindible determinarla. Las propiedades ópticas medidas han sido el color mediante coordenadas CIELab y la luminosidad. Estas propiedades se han determinado con un colorímetro MINOLTA CR-300.

8.3. RESULTADOS

8.3.1 Materiales ensayados

Los materiales empleados para el sombreo de superficies de agua mediante las técnicas descritas deben ser ligeros, de bajo coste y permeables al agua y al viento. Tras realizar un estudio de los materiales existentes en el mercado que pueden ser de aplicación en el sombreo de embalses mediante las técnicas descritas, se ha decidido caracterizar y estudiar la eficiencia de los siguientes:

- **Pantallas térmicas.** Consisten en mallas de poliéster tejido con hilo acryl, también denominadas mallas aluminizadas. Se ha seleccionado un material de este tipo.
- **Mallas agrotextiles.** Consisten en mallas de polietileno (PE) tejido con polietileno y se denominan habitualmente “rafias”. Se han seleccionado rafias de color negro, blanco, verde y azul. Dado que las soluciones que actualmente se están implementando sobre embalses de riego emplean doble rafia de polietileno, también se ha ensayado esta opción para los colores blanco y negro.

8.3.2 Caracterización de los materiales ensayados

8.3.2.1 Características ópticas

Las características ópticas que definen los materiales ensayados consisten en su color y en su acción sobre la radiación incidente. En la *Tabla 8.1* se define el color de cada una de ellas mediante sus coordenadas CIELab y su luminosidad. La *Tabla 8.2* recoge las fracciones de la radiación global incidente que es reflejada (R_m), transmitida (T_m) y absorbida (Ab). Estos valores son medias diarias de los registrados a escala horaria durante la experimentación con las distintas mallas en los tanques evaporímetros.

Tabla 8.1. Características ópticas de los materiales ensayados

| Material | Color (coordenadas CIELab) | | Luminosidad (%) |
|-----------------|-----------------------------------|----------|------------------------|
| | A | b | |
| Rafia PE Blanca | -0.96 | -0.51 | 82.50 |
| Rafia PE Negra | -0.05 | +0.28 | 25.25 |
| Rafia PE Verde | -28.01 | +15.30 | 36.29 |
| Rafia PE Azul | +1.96 | -38.10 | 43.35 |

Tabla 8.2. Porcentaje de radiación solar reflejada, transmitida y absorbida por las mallas.

| Material | R_m (%) | T_m (%) | A_b (%) |
|-----------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|
| Rafia PE Blanca | 30.07 | 61.11 | 8.82 |
| Doble Rafia PE Blanca | 32.04 | 38.50 | 29.46 |
| Rafia PE Negra | 14.99 | 6.44 | 78.57 |
| Doble Rafia PE Negra | 12.57 | 0.77 | 86.66 |
| Rafia PE Verde | 21,85 | 12.16 | 65.99 |
| Rafia PE Azul | 26.12 | 21.3 | 52.58 |
| Aluminizada | 32.17 | 44.02 | 23.81 |

8.3.2.2. Reducción de la velocidad del viento

La velocidad del viento sobre la lámina es otro factor especialmente afectado por la malla. Con el fin de caracterizar la incidencia en la velocidad del aire sobre la superficie de agua de las distintas mallas, se ha comparado la velocidad de aire a 2 m con la velocidad debajo de la malla. Tomando mediciones de velocidad media diaria, se ha observado con respecto a la velocidad del viento a dos metros de altura, que la velocidad cerca de la superficie sin malla se ve reducida en torno al 40 %. Al aplicar las mallas estos valores se ven reducidos a un porcentaje significativamente superior, del orden del 90 %. Se han apreciado diferencias poco significativas entre los distintos tipos de materiales ensayados así como con el empleo de mallas dobles. Las correlaciones existentes a escala horaria entre la velocidad a 2 m y 15 cm de altura con y sin malla pueden apreciarse en la *Figura 8.2*.

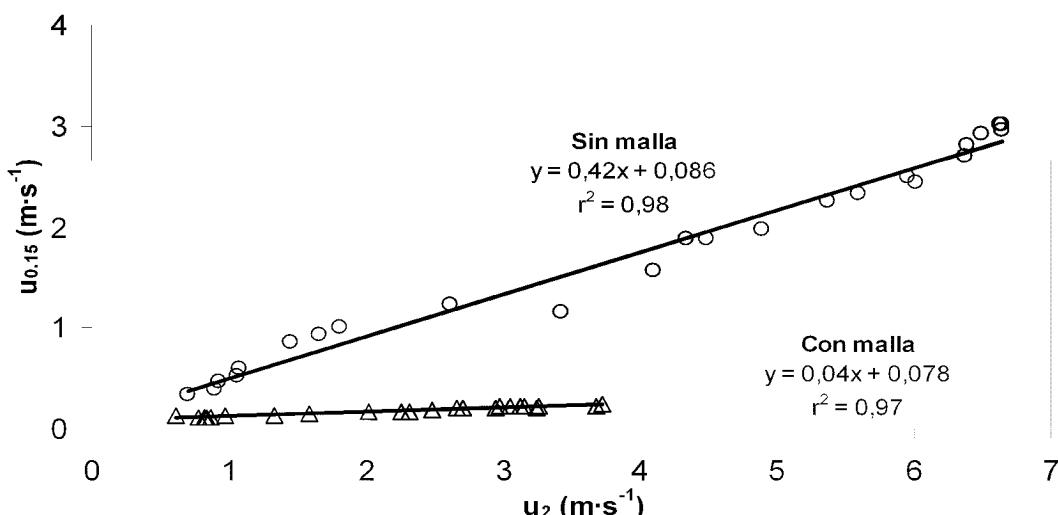


Figura 8.2. Relación entre la velocidad del viento a 2 m y 15 cm sobre la superficie del agua con malla de rafia de polietileno negro y sin malla

8.3.3. Modificaciones microclimáticas

Cuando se cubre con mallas el tanque evaporímetro clase A, estas modifican la cantidad de radiación incidente y la velocidad del viento, generando un microclima propio por debajo de estas. Estas alteraciones provocan un cambio en la evolución de la temperatura del agua, del aire y de la humedad del aire que se encuentra bajo la cobertura. Como el gradiente de presión de vapor y la velocidad de viento son los factores que controlan la evaporación, también esta se verá alterada.

8.3.3.1 Evolución de la temperatura del aire

En la *Figura 8.3* se muestra la evolución de la temperatura del aire a 2m y a 15 cm, a lo largo de un día, sin mallas.

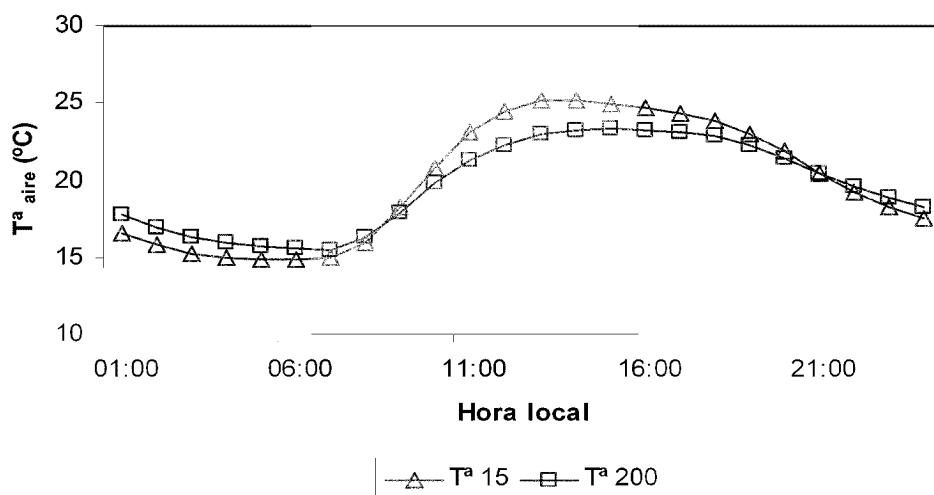


Figura 8.3. Evolución de la temperatura del aire registrada a 15 y 200 cm.(14-5-03)

Como se observa en la *Figura 8.3* la temperatura del aire a 2 m de altura es superior a la registrada a 15 cm sobre el tanque durante las horas nocturnas. En las primeras horas de la mañana (cuando la radiación solar incide sobre el tanque evaporímetro) aumenta más rápidamente la temperatura del aire cercano al tanque que el situado a 2 m sobre el suelo, manteniendo este comportamiento a lo largo de todo el periodo diurno.

Esta variación de la temperatura con la altura ($\Delta T = T_{200} - T_{15}$) se muestra en la *Figura 8.4* y se compara con la variación que se produce cuando se coloca una malla a 50 cm sobre el tanque. El mismo fenómeno se observa con todas las mallas ensayadas.

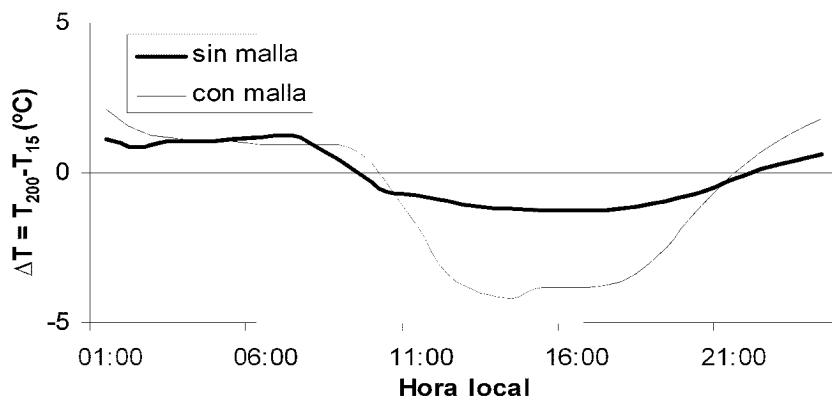


Figura 8.4. Evolución de la variación de la temperatura del aire registrada a 15 y 200 cm, con malla de rafia de polietileno negro y sin malla

8.3.3.2 Evolución de la temperatura del agua

Las *Figuras 8.5 y 8.6* muestran la evolución horaria de la temperatura del agua del tanque evaporímetro clase A a 24 cm de profundidad del tanque T_f , y en la superficie T_s , sin el empleo de mallas y con mallas respectivamente.

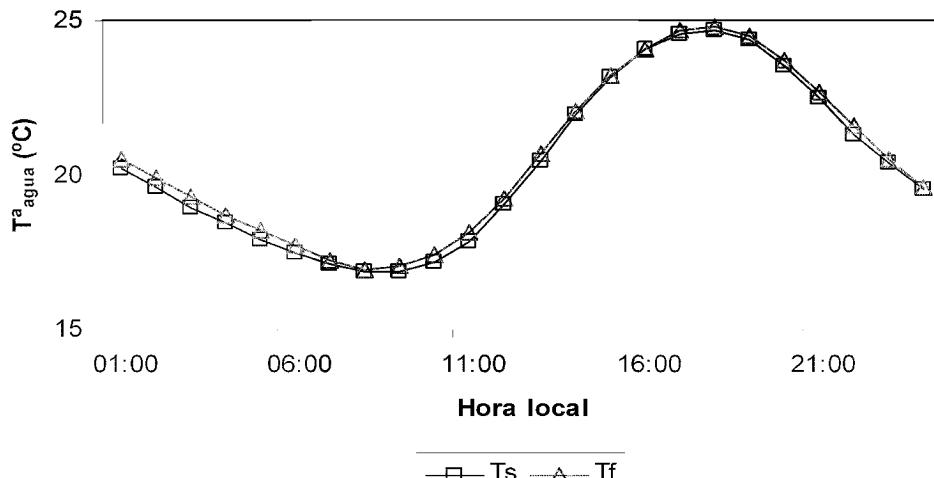


Figura 8.5. Evolución de la temperatura del agua registrada en la superficie del tanque evaporímetro T_s y a 24 cm de profundidad T_f sin malla (14-5-03)

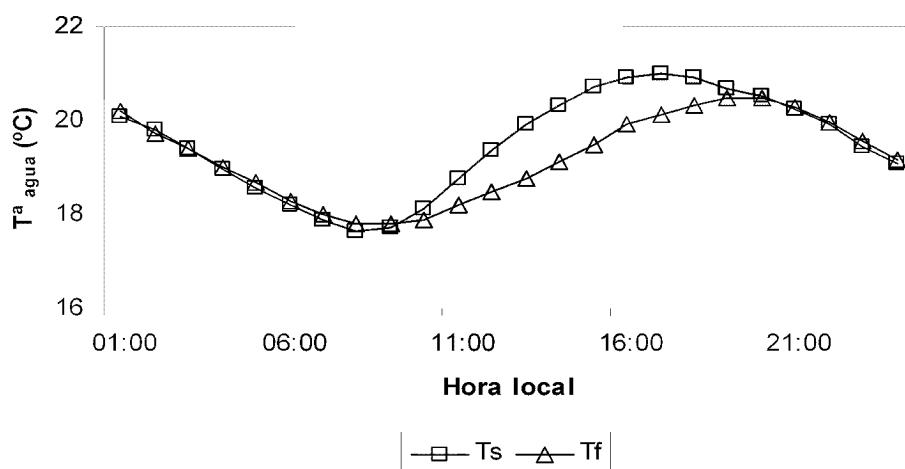


Figura 8.6. Evolución de la temperatura del agua registrada en la superficie del tanque evaporímetro T_s y a 24 cm de profundidad T_f cubierto con malla de rafia de polietileno negro

Como se muestra en la *Figura 8.5*, el tanque permanece isotermo debido a la convección natural durante la noche y a la mezcla provocada por el viento principalmente durante el día. Cuando se colocan mallas sobre el tanque se aprecia una estratificación del agua durante el periodo diurno, debido en gran medida a la influencia que ejerce la malla sobre la reducción de la velocidad del viento, lo que impide la mezcla del agua durante las horas de máxima estratificación (horas de sol). Durante la noche se sigue produciendo una convección natural motivada por el enfriamiento del agua superficial, con lo cual el tanque también permanece isotermo.

Si se analiza con más detalle la evolución de la estratificación, podemos comprobar como al incidir la radiación solar sobre el tanque aumenta más rápidamente la temperatura del agua superficial que la temperatura del agua próxima al fondo del tanque evaporímetro, alcanzando el valor máximo aproximadamente a la misma hora que cuando no se colocan mallas de sombreo. La temperatura del agua próxima al fondo del tanque aumenta más lentamente y alcanza su valor máximo varias horas después que la temperatura superficial, coincidiendo con el momento en el que el agua superficial se ha enfriado hasta alcanzar la temperatura del agua del fondo. A partir de esta hora, el agua superficial se sigue enfriando y se producen movimientos de convección que homogenizan la temperatura del agua hasta que nuevamente vuelve a incidir la radiación solar sobre el tanque al día siguiente. Esta evolución se ha observado en todos los días estudiados con mallas.

8.3.3.3. Evolución de los gradientes de presiones de vapor

La evolución del gradiente entre la presión de vapor a la temperatura del agua (e_s) y la presión de vapor del aire a 15 cm por encima de la superficie líquida se representa en la Figuras 8.7. Este gradiente de presión de vapor ($e_s - e_{15}$) también se ha visto afectado con la colocación de la malla, lo cual es debido a las variaciones experimentadas en la temperatura del aire, del agua y del contenido de humedad del aire por debajo de la malla. Todas las mallas ensayadas provocan una evolución del gradiente de presión de vapor ($e_s - e_{15}$) similar al mostrado en la Figura 8.7.

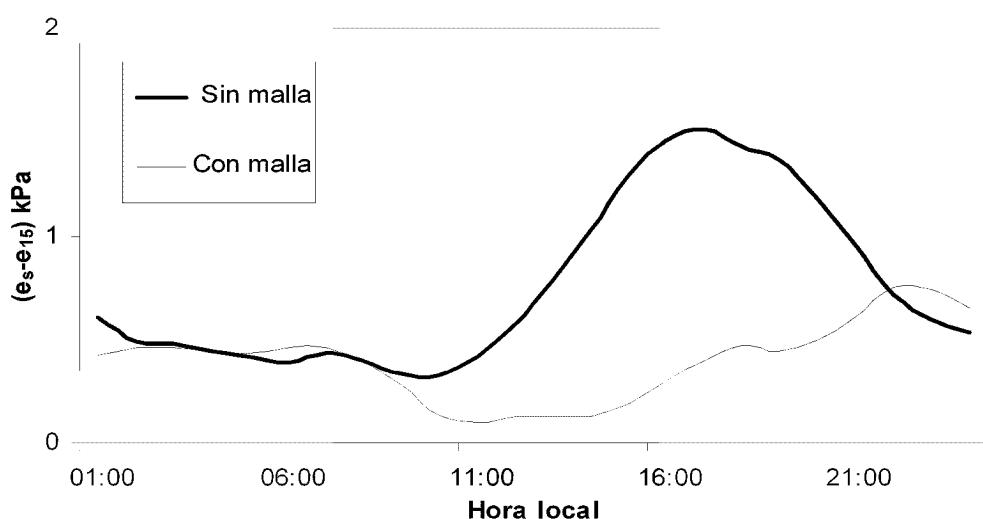


Figura 8.7. Evolución horaria del gradiente de presión de vapor ($e_s - e_{15}$) con malla de rafia de polietileno negro y sin malla

8.3.4 Modificaciones inducidas en la evaporación

La colocación de mallas provoca una disminución de la evaporación a nivel diario en un porcentaje elevado, variando en función de las características de las mallas empleadas.

Con el estudio a nivel horario, se ha comprobado que el empleo de determinadas mallas no solo provoca una reducción en la tasa de evaporación sino que además se consigue recuperar agua atmosférica en determinadas horas del día. Estos fenómenos se pueden observar en la *Figura 8.8*.

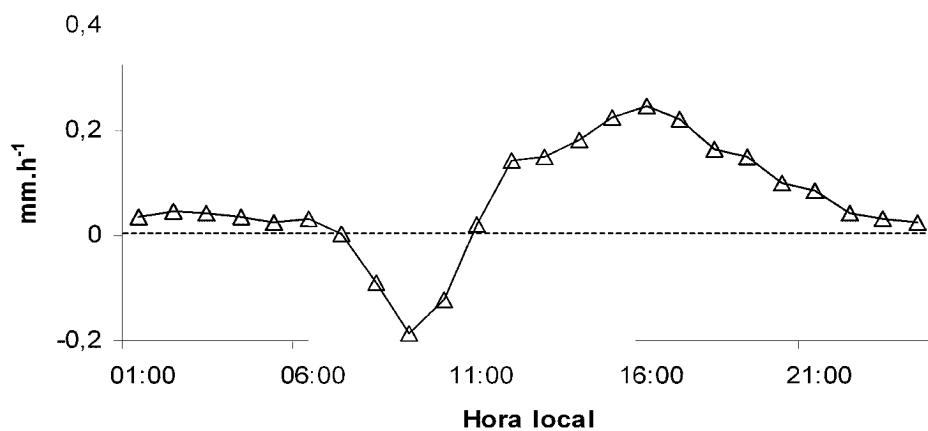


Figura 8.8. Evolución horaria de E_{pan} con malla de rafia de polietileno negra (27-5-03)

Comparando los resultados mostrados en la *Figura 8.8* con los obtenidos en otro día de características climáticas similares, pero sin mallas, se puede comprobar los cambios experimentados a lo largo del día. La *Figura 8.9* muestra la evolución de ambos días.

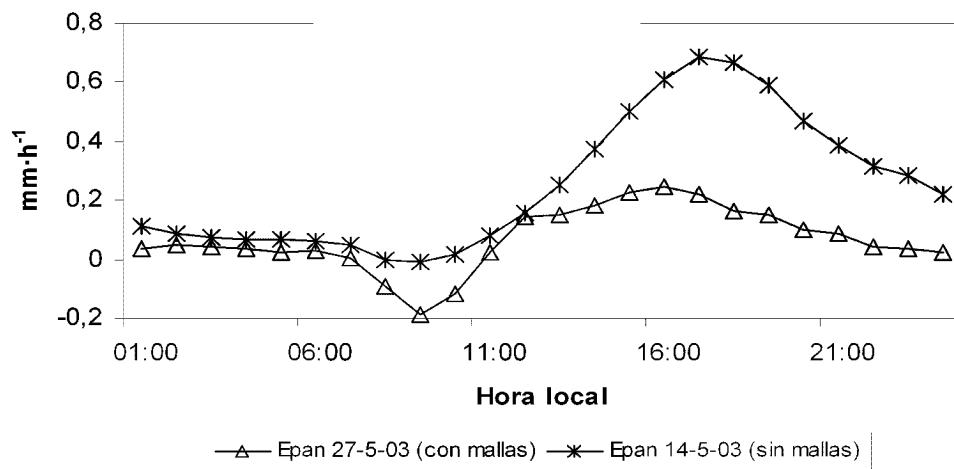


Figura 8.9. Evolución horaria de E_{pan} con y sin malla de rafia de polietileno negra

Como podemos comprobar, el efecto de la inercia térmica de la masa de agua siempre provoca un desplazamiento de la máxima tasa de evaporación hacia las 17:00 h (hora local), pero difieren los valores alcanzados. Durante el día, la tasa máxima de evaporación es aproximadamente de $0,25 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ mientras que sin malla se alcanzan valores en torno $0,7\text{-}0,8 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$; durante la noche, los valores máximos corresponden aproximadamente a $0,05 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ y sin mallas a $0,11 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. La condensación suele producirse entre las 7 y las 11 de la mañana. La tasa máxima de condensación es generalmente sobre la 9:00 h con un valor en torno a $0,2 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$.

El comportamiento que experimenta la evaporación con el resto de mallas de sombreo ensayadas sigue una pauta similar. Para su mejor interpretación, se ha comparado la evolución de todas las mallas, plasmando los resultados obtenidos en las *Figuras 8.10 y 8.11*. Esta última recoge la comparación de la tasa de evaporación registrada con una y con dos rafias de PE de color blanco y negro.

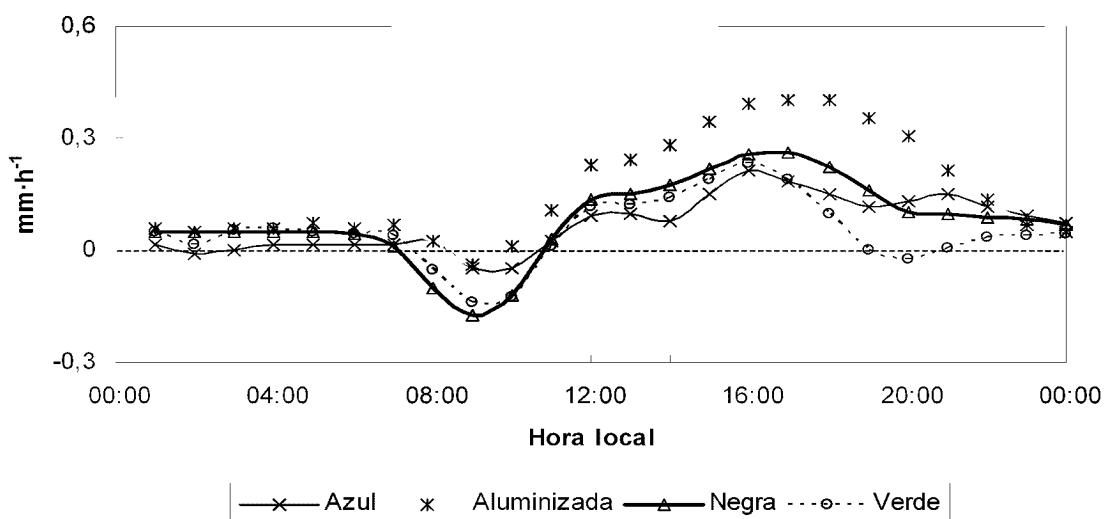


Figura 8.10. Comparación de la evolución horaria de E_{pan} con las diferentes mallas de sombreo

En la *Figura 8.10* puede observarse el efecto que el color de la malla tiene sobre la tasa de evaporación. El funcionamiento de la rafia verde, la azul y la negra es muy similar. En la rafia azul no tiene tanta importancia la condensación que experimenta el tanque como en la negra y en la verde, sino que su alta reducción es debido a que los valores de evaporación son muy bajos a lo largo del resto del día. Se considera que, dado que la malla verde y la azul registran porcentajes de reducción similares a la malla negra, esta puede ser sustituida en aquellas circunstancias en que se mejore la integración paisajística del embalse.

El efecto reductor producido por la malla aluminizada fue el menos significativo y la evolución de la tasa de evaporación a lo largo del día fue similar a la evaporación cuando no se emplean mallas. Esta circunstancia puede justificarse por el hecho de que, según se observa en la *Tabla 8.2*, es la que tiene menor capacidad de absorber radiación y, dada la orientación variable de las fibras aluminizadas, gran parte de la radiación que es reflejada acaba alcanzando la superficie del agua en forma de radiación difusa. Por esta circunstancia, es el material que muestra menor capacidad para reducir la energía incidente sobre la superficie del agua, que en último término es la responsable de la tasa de evaporación.

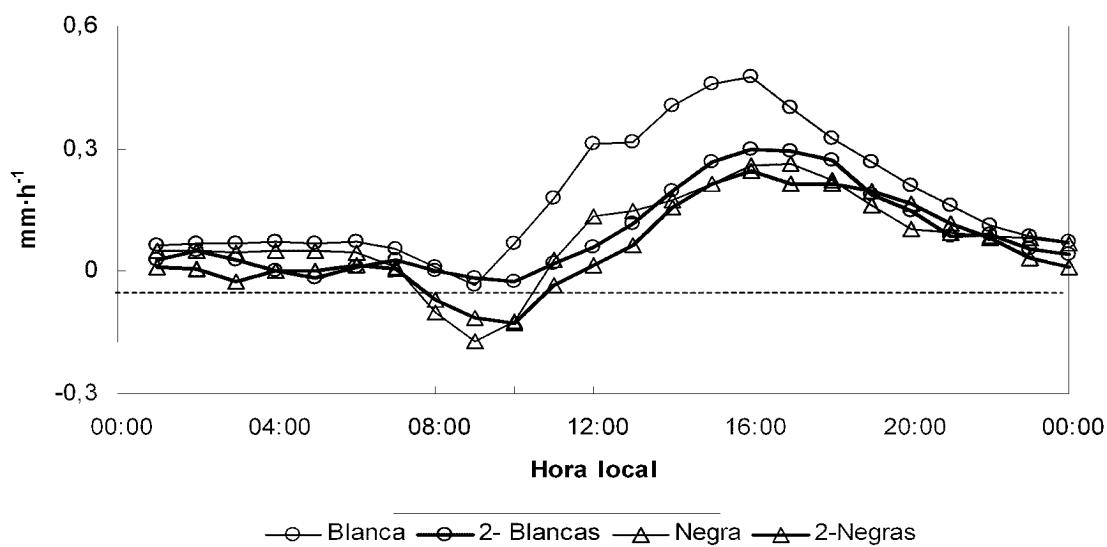


Figura 8.11. Comparación de la evolución horaria de E_{puu} con mallas blancas y negra

En la *Figura 8.11* se observa una ligera variación en la evolución de la evaporación al emplear una o dos mallas. Cuando se emplean dos mallas, independientemente del color (blancas o negras), los procesos de condensación son más dilatados en el tiempo, pero los valores máximos alcanzados para la condensación y para la evaporación suelen ser mayores cuando se emplea una sola malla.

Como la condensación con el empleo de dos mallas se produce durante un período más largo de tiempo, el período de evaporación será menor y por lo tanto se produce una mayor reducción de la evaporación. En el caso de las mallas negras, se comprueba que los valores máximos son similares mientras que con mallas blancas los valores alcanzados son menores, motivo por el cual, apenas tiene influencia el empleo de dos mallas negras sobre el porcentaje total de la evaporación, mientras que el empleo de dos mallas blancas reduce considerablemente el porcentaje de evaporación a nivel diario.

8.3.5 Coeficientes diarios de reducción de la evaporación

En la *Tabla 8.3* se recogen los coeficientes reductores de la evaporación obtenidos por comparación directa entre los datos diarios registrados en el tanque evaporímetro con mallas de sombreo y el tanque de referencia.

Tabla 8.3. Coeficientes diarios de reducción de la evaporación

| Material | Reducción diaria de la evaporación (%) | Desviación típica (%) |
|-----------------------|----------------------------------------|-----------------------|
| Rafia PE Negra | 73.1% | 5.8% |
| Doble Rafia PE Negra | 83.5% | 2.3% |
| Rafia PE Blanca | 54.7% | 1.7% |
| Doble Rafia PE Blanca | 68.5% | 2.5% |
| Rafia PE Verde | 76.2% | 7.3% |
| Aluminizada | 51.5% | 1.7% |
| Rafia PE Azul | 77.6% | 2.2% |

Los porcentajes de reducción oscilan entre 51,5 % para la malla aluminizada y el 83,5 % para la doble de rafia de PE negra. Con la rafia blanca y la malla aluminizada se registraron porcentajes similares. Como ya se ha indicado, la baja reducción alcanzada con mallas blancas y aluminizadas puede justificarse por la circunstancia de que no reflejan toda la radiación hacia el exterior sino que la inclinación de sus hilos proyecta gran cantidad de radiación hacia el interior.

De lo indicado en el párrafo anterior se deduce que cuanto menor sea la reflexión y por tanto mayor sea la absorción de radiación, mayor será el porcentaje de reducción, lo que se constata con los resultados obtenidos para las mallas de color oscuro (negro, verde o azul). También hay que tener en cuenta que son algo más tupidas, aunque su influencia sobre la velocidad del viento en la superficie del agua es escasa.

8.4. CONCLUSIONES

- Con este trabajo se pretende mostrar, mediante el establecimiento de coeficientes reductores, el grado de disminución que se puede alcanzar en la evaporación de agua en embalses de riego mediante el uso de diferentes mallas de sombreo. Hasta el momento, los materiales ensayados muestran una gran capacidad para reducir tanto la radiación

neta incidente sobre la zona sombreada como la velocidad del aire sobre su superficie, variables que determinan la tasa de evaporación. De esta forma, materiales como la rafia de PE negra y la rafia de PE verde presentan unas reducciones del orden del 75%. La incidencia económica que este ahorro supone debe ser tenida en cuenta para estudiar la viabilidad económica de aplicar estas técnicas en distintas explotaciones.

- b) Tanto el gradiente de vapor de agua y la velocidad del viento, resulta fuertemente afectada al colocar la malla, ya que durante el período experimental se constató que estos parámetros sufrieron una disminución muy acusada. La velocidad del viento próximo a la superficie de la lámina libre cuyo valor medio diario es de un 40 % de la velocidad del viento a dos metros de altura, fue reducida al aplicar la malla a valores del orden del 10 %.
- c) Por otro lado, también se produjo una disminución drástica en la componente radiante, al afectar la malla a la radiación neta, siendo esta variable reducida cerca del 90 % con respecto al valor medido sin malla. La colocación de la malla provocó que los valores de radiación global que llegaban a la superficie del tanque evaporímetro y su valores de reflexión fueran alterados, induciendo una disminución del albedo. El valor medio diario de radiación global que deja pasar la malla hasta el tanque osciló entre el 3-5 %.
- d) Los datos experimentales obtenidos permiten modelizar el efecto de las mallas sobre la evaporación de una superficie libre, y predecir la disminución de la evaporación de embalses en función de clima de la zona y de las características de la malla utilizada. De forma sencilla, los coeficientes reductores ($R\%$) se pueden emplear para calcular la evaporación en embalses (E_{res}) a partir de la evaporación en tanques evaporímetros (E_{pan}) y del coeficiente del tanque (K_{pan}) mediante la expresión.

$$E_{res} = K_{pan} \cdot E_{pan} \cdot (1 - R\%) \quad (8.1)$$

CONCLUSIONES GENERALES

CONCLUSIONES GENERALES

Los trabajos desarrollados en la elaboración de esta tesis han permitido obtener las siguientes conclusiones generales:

- a) A **escala horaria**, la velocidad del viento u y el gradiente de presión de vapor entre la superficie del agua y el aire ($e_s - e_a$) son los principales factores que gobiernan la **evaporación del tanque**, los cuales intervienen en las fórmulas basadas en el método de transferencia de masa. Por este motivo y por su sencillez se han desarrollado varias fórmulas basadas en este método, las cuales estiman adecuadamente la evaporación del tanque. Por el contrario, las fórmulas basadas en Penman no estiman correctamente la evaporación, ya que a nivel horario, ni el DPV ni la radiación solar S_t son representativos para definir el proceso de evaporación debido a la inercia térmica del agua.
- b) A **escala diaria**, también resulta más adecuado el empleo de fórmulas basadas en el método de transferencia de masa, por lo que se han determinado y validado varias fórmulas para estimar la **evaporación del tanque**. La diferencia más significativa con las fórmulas desarrolladas a escala horaria, es la función de viento empleada, por lo que se concluye que no se deben emplear funciones de viento en una escala diferente a la que se desarrollaron.
- c) A **escala mensual**, se pueden aplicar las fórmulas de Penman, Priestley-Taylor y Makkink para predecir la **evaporación del tanque**, pero deben adaptarse para cada zona climática siguiendo la metodología indicada en el capítulo IV.
- d) Para el cálculo de la **evaporación del tanque a escala horaria**, se precisa conocer la temperatura superficial del agua T_S . Si no se dispone del valor de T_S , hay que estimarlo a partir de las variables climáticas generalmente disponibles (radiación solar, humedad relativa, temperatura del aire y velocidad del viento). Para conseguirlo se han propuesto dos modelos basados en un balance energético del tanque evaporímetro. El primero es un modelo horario multicapa que considera la posible estratificación del agua. El segundo es un modelo horario simplificado que considera el tanque isotermo. Ambos han dado buenos resultados, y además de estimar T_S , permiten estudiar el comportamiento experimentado por el tanque a lo largo del día frente a las condiciones ambientales.

- e) Para estimar la **evaporación en embalses de riego** y analizar su comportamiento frente a las condiciones ambientales, a **escala horaria**, se puede emplear el modelo horario simplificado desarrollado para el tanque, si partimos de la hipótesis de que el embalse es isotermo y que la función de viento obtenida para el tanque no va a variar con el área del embalse. A **escala diaria**, también se ha propuesto un modelo multicapa y otro simplificado. Como los embalses de riego se pueden considerar isotermos, se ha empleado el modelo diario simplificado para estudiar la incidencia de las principales características geométricas del embalse en su comportamiento frente a las condiciones ambientales y estimar los coeficientes de tanque mensuales y anuales. El funcionamiento de los modelos parece bastante adecuado dado que los resultados obtenidos son semejantes a los encontrados en la literatura.
- f) No se debe aplicar la fórmula de Penman para estimar la evaporación en embalses de riego, puesto que, a lo largo del año, los embalses muestran un importante desfase temporal (del orden de meses) entre la evaporación y la radiación solar, debido a la inercia térmica del agua. Por este motivo, se debe emplear el modelo diario simplificado para estimar la evaporación. No obstante, sí es posible emplear la fórmula de Penman adaptada a cada zona para predecir la evaporación en tanques, ya que en este caso el desfase es únicamente horario debido a la menor inercia térmica.
- g) Para estudiar como afecta al proceso de evaporación la cobertura de los embalses con mallas de sombreo se ha experimentado con las mismas en tanques evaporímetros. Al aplicar las mallas se ha visto reducida la velocidad del viento impidiendo que durante el día se produzca la mezcla del agua, dando lugar a una significativa estratificación. De igual forma, se ve reducida la radiación solar incidente sobre el agua en función de las características ópticas de la malla. Debido a las variaciones experimentadas en la temperatura del aire, del agua y del contenido de humedad del aire por debajo de la malla, el gradiente de presión de vapor ($e_s - e_{15}$) también se ha visto afectado. Estas condiciones microclimáticas inducidas por las mallas de sombreo, conlleva un cambio en la tasa de evaporación. La mayor tasa de reducción, se ha conseguido al aplicar la doble malla negra de PE, con valores en torno al 80%. Esto se debe en gran parte a la recuperación de agua atmosférica por condensación.
- h) Se ha conseguido modelizar con éxito el comportamiento de tanques y embalses frente a las condiciones ambientales y se han determinado los coeficientes reductores para diferentes mallas de sombreo que permiten conocer la evaporación de embalses

cubiertos con estas mallas. Al no disponer de datos de embalses reales que confirmen las investigaciones y debido a la inquietud por profundizar en los resultados obtenidos con la aplicación de mallas de sombreo, se propone continuar con las siguientes **Líneas de investigación:**

- Experimentar con embalses de riego a escala real para:
 1. validar los modelos de evaporación en embalses de riego propuestos y los K_{pan} obtenidos.
 2. contrastar el valor de los coeficientes reductores con mallas de sombreo obtenidos a escala de tanque.
 3. obtener coeficientes de transferencia de masa para embalses en función del área de los mismos. Contrastar las ecuaciones de Harbeck.
- Estudiar el fenómeno de condensación del agua atmosférica que se ha observado con la aplicación de mallas de sombreo en el tanque, con el fin de buscar soluciones técnicas que permitan recuperar la mayor cantidad del agua evaporada.
- Generalizar las fórmulas de evaporación mensual en tanque a escala regional e incluso nacional.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Referencias Históricas (Previas a 1900)

Bouillet, M. (1742). Sur l'évaporation des liquides. Historie de l'Académie Royale des Sciences, Paris 55: 18-21.

Dalton, J. (1802a). Experimental essays on the constitution of mixed gases; on the force of steam or vapor from water and other liquids in different temperatures, both in a Torricellian vacuum and in air; on evaporation and on the expansion of gases by heat. Mem. Manchester Lit. and Phil. Soc. 5: 535-602.

Dalton, J. (1802b). Meteorological observations. Mem. Manchester Lit. and Phil. Soc. 5: 666-674.

Dalton, J. (1802c). Experiments and observations to determine whether the quantity of rain and dew is equal to the quantity of water carried off by the rivers and raised by evaporation; with an enquiry into the origin of springs. Mem. Manchester Lit. and Phil. Soc. 5: 346-372.

Daubrée. (1847). Observations sur la quantité de chaleur annuellement employée à évaporer de l'eau à la surface du globe, ...etc. Comptes Rendus Hebd. Acad. Sc., Paris. 24: 548-550.

De Luc, J.A. (1792). On evaporation. Philos. Trans. Roy. Soc. London. 82:400-424.

Desaguliers, J.T. (1744). A Course of Experimental Philosophy, Vol. II, W. Innys, M. Snex, and T. Longman, London. 568 pp.

Fick, A. (1855). Ueber Difusión. Ann. Phys. U. Chemie (J.C. Poggendorff). 94 (170): 59-86.

Fitzgerald, D. (1886). Evaporation. Trans. Am. Soc. Civ. Eng. 15: 581-646.

Franklin, B. (1765). Physical and meteorological observations, conjectures, and suppositions. Philos. Trans. Roy. Soc. 55: 182-192.

Halley, E. (1687). An estimate of the quantity of vapour raised out of the sea by the warmth of the sun. Philos. Trans. Roy. Soc. No. 192 (16): 468-473.

Homén, Th. (1897). Der tägliche Wärmeumsatz im Boden und die Wärmestrahlung zwischen Himmel und Erde. Acta Societ. Scientiarum Fennicae. 23 (No. 3): 5-147.

- Le Roy** (1751). Mémoire sur l`élevation et la suspensión de l`eau dans l`air et sur la rosée. Mémoires de mathématique et de physique tirés des registres de l`Académie Royale des Sciences. 64: 481-518.
- Magnus, M.G.** (1844). Experiences sur les Tensions de la Vapeur D`eau. Annales de Poggendorff, tome LXI, p 225.
- Maury, M.F.** (1861). The Physical Geography of the Sea and its Meteorology, 8th and., edited by J. Leighly, 1963, Harvard Univ. Press. Cambridge, mass., 538 pp.
- Perrault, P.** (1674). De l`origine des fontaines, Pierre Le Petit, Imprimeur & Librairie, Paris, 353 pp.
- Pouillet** (1838). Mémoire sur la chaleur solaire, sur les pouvoirs rayonnants et absorbants de l`air atmosphérique, et sur la température de l`espace. Comt. Rendus Hebd. Des Séances de l`Acad. Sci., 7: 24-65.
- Sedileau** (1730). Observations de la quantité de l`eau de pluye tombée á Paris durant près de tríos années & de la quantité de l`évpaporation, 29 fév. 1692. Mémoires de l`Académie Royales des Sciences. 2: 133-135.
- Stelling, Ed.** (1882). Ueber die Abhängigkeit der Verdunstung des Wassers von seiner Temperatur und von der Feuchtigkeit und Bewegung der Luft (vorgelegt 1881), Repertorium für Meteorologie, Kaiserliche Akademie des Wissenschaften (Meteorologicheskii Sbornik, Imperatorskoi Akademii Nauk) St. Petersburg, 8, No.3:1-49 (Also Z. Oesterr. Ges. Meteor., 17: 372-373.
- Weilenmann, A.** (1887a). Die Verdunstung des Wassers. Schweizerische Meteorologische Beobachtungen, Zürich. 12: 7-37.
- Weilenmann, A.** (1887b). Berechnung des Grösse der Verdunstung aus den metoeorolischen Factoren. Zeitsch. Der Oesterreichischen Gesellschaft f'r Meteorologie, Wien. (Meteor. Zeitsch.).12: 268-271.

Referencias posteriores a 1900

- Abadía, S.R.; García, O.T.** (1996). Evaporación y Transpiración Ingeniería Hidráulica: Parte I: Hidrología y Recursos Hídricos. Departamento de ingeniería rural y agroalimentaria. SPUPV-96. 3: 38-44.
- Albertson, J.D.; Parlange, M.B.; Katul, G.G.; Chu, Ch.R.; Stricker, H.; Tyler, S.** (1995). Sensible heat flux from arid regions: A simple flux-variance method. Water Resources Research. 31: 2813-2823.
- Allen, R.G.; Pruitt, W.O.; Businger, J.A.; Fritsch, L.J.; Jensen, M.E.; Quinn, F.H.** (1996). Evaporation and Transpiration Hydrology. Handbook, 2nd ed. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice. ASCE (American Society of Civil Engineers), New York. 4: 125-252.
- Amigo Martín, P.** (2000). Termotecnia. Aplicaciones Agroindustriales. Ed. Mundiprensa.
- Anders, U.; Korn, O.** (1999). Model selection in neural networks. Neural Networks. 12: 309-323.
- Anderson, E.R; Anderson, L.J; Marciano, J.J.** (1950). A review of Evaporation Theory and development and instrumentation. Lake Mead water loss investigations; Interm Report, Navy Electronics Lab. Rept. No. 159.
- André, J.C.; Bessemoulin, P.; Goutorbe, J.P.; Noilhan, J.** Interaction entre climat, processus de surface continentale, cycle de l'eau et variations de l'humidité des sols 10-19.
- Antenucci, J.P; Imberger, J; Saggio, A.** (2000). Seasonal evolution of the basin-scale internal wave field in a large stratified lake. Limnol. Oceanogr. 45: 1621-1638.
- Antenucci, J.P; Imerito.** (2002). The CWR dynamic reservoir simulation model. DYRESM. University of Western Australia. Centre for water research.
- Antonioletti, R.; Baille, A.; Itier, B.** (1982). Influence d'une nappe d'eau sur le microclimat environnant: I.- Étude in situ d'un étang naturel. J. Rech. Atmos. 16 (4): 337-351.

- Artacho, R.C.** Modelos Diarios de Temperatura, Humedad Relativa y Horas de Sol: Aplicación al análisis estocástico de la evapotranspiración. Publicaciones de la Universidad de Córdoba y Obra Social y Cultural Caja Sur 2000. 200.
- Bahadori, M.N.; Haghishat, F.** (1998). Long-term storage of chilled water in cistern in hot, arid regions. *Building and Environment*. 23 (1): 29-37.
- Barnes, G.T.** (1997). Permeation through monolayers. *Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects*. 126: 149-158.
- Bengoechea, J.M.; Pérez de los Cobos, J.; Pérez Parra, J.; López, J.G.** (1991). Evaluación de las pérdidas de agua de Riego en el Campo de Dalias, Almería. *Symposium sobre el agua en Andalucía*. Córdoba.
- Bernard, L; Imberger, J; Hedges, B.R; Stocker, R.** (2003). Modeling circulation in lakes: Spatial and temporal variations. *Am. Soc. Limnol. Oceanogr.* 48 (3): 983-994.
- Bernath, A.** (1993). Parametrisation of evaporation over alpine tundra. *Evaporation, Water Balance & Deposition*. A. Becker, B. Sevruk & M. Lapin (eds.), Proc. of Symp. on Precipitation and Evaporation. 3: 55-20-24.
- Best, M.J.** (1998). A model to predict surface temperatures. *Boundary-Layer Meteorology*. 279-306.
- Bloss, G.; Harleman, R.F.** (1979). Effect of wind-mixing on the thermocline formation in lakes and reservoirs. Technical Report 249, Ralph M. Parson Laboratory, MIT, Cambridge, MA, p. 68.
- Bowen, I. S.** (1926). The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Phys. Rev.* 27: 779-787.
- Brent-Cluff, C.** (1966). Research On Evaporation Reduction Relating To Small Reservoirs, 1963-65. *Ariz Agr Exp Sta Tech Bull* 177, Univ. of Ariz. Tucson, Ariz. 47 Ariz. Agr. Exp. Sta. Tech Bull 177, Univ of Ariz, Tucson, Ariz, Oct 1966. 47 P, 22 Fig, 5 Tab, 19
- Brent-Cluff, C.** (1967a). Rafts: New Way to Control Evaporation Crops and Soils Magazine. University of Arizona, Tucson, Arizona. Water Resources Research Center. 20 (2): 7-9.

- Brent-Cluff, C.** (1967b). Report on Evaporation Control on Stock Tanks. Reservoirs Progressive Agriculture in Arizona. University of Arizona, Tucson, Arizona. Water Resources Research Center. 19 (2): 4-5.
- Brown J.A.H.** (1988). The Potential for Reducing Open Water Evaporation Losses: A. Review Hydrology and Water Resources. Symposium 1988. ANU, Camberra, 1(3): 108-115.
- Brunet, Y.; Itier, B.; McAneney, K.J.; Lagouarde, J.P.** (1994). Downwind evolution of scalar fluxes and surface resistance under conditions of local advection. Part II: measurements over barley. Agricultural and Forest Meteorology. 72: 227-245.
- Brutsaert, W.** (1975). On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. Water Resour. Res. 11: 742-744.
- Brutsaert, W; Yeh, G-H.** (1970a). Implications of a type of empirical evaporation formula for lakes and pans. Water Resour. Res. 6: 1202-1208.
- Brutsaert, W; Yu, S.L.** (1970b). Mass transfer aspects of pan evaporation. J. Appl. Meteor. 7: 563- 566.
- Brutsaert, W.** (1982). Evaporation into the Atmosphere. Reidel: Dordrecht.
- Bruton, J.M.; McClendon, R.W.; Hoogenboom, G.** (2000). Estimating daily pan evaporation with artificial neural networks. Transactions of the ASAE. 43 (2): 491-496.
- Burman, R.D.** (1976). Intercontinental comparison of evaporation estimates. Journal of Irrigation and Drainage Division, ASCE 102: 109-118.
- Burston, I.** (1999). RMIT's Aquacaps save water. Cubiertas flotantes en Australia de PVC. 2.
- Calvo, A.; Garmendia, J.** (1971). Fórmula general para el cálculo de la evaporación. Revista de Geofísica. Talleres del Instituto Geográfico y Catastral. No.1 y 2: 107-116.
- Calvo, A.; Seco, J.; Garmendia, J.** (1971). Evaporación en Francia. Comparación de las fórmulas de Penman e Ivanov con una nueva fórmula. Revista de Geofísica. Talleres del Instituto Geográfico y Catastral. No. 3 y 4: 155-172.
- Cathcart, T.P.** (1987). Heat transfer and temperature prediction in small fresh water ponds. Ph.D. thesis, University of Maryland, Department of Agriculture Engineering, p. 287.

- Chen, X.D.; Lin, S.X.Q.; Chen, G.** (2002). Technical Note: On the ratio of heat to mass transfer coefficient for water evaporation and its impact upon drying modeling. *International Journal of Heat and Mass Transfer.* 45: 4369-4372.
- Choisnel, E.; De Villèle, O.; Lacroze, M.** (1992). Revue des méthodes d'évaluation de l'Etp. Une approche uniformisée du calcul de L'ETP pour l'ensemble des pays de la CEE. Centre Commun. 31-49.
- Chow, V.T.; Maidment, D.R.; Mays, L.W.** (1999). Hidrología aplicada. De Mc-Graw Hill.
- Christiansen, J.E.** (1966). Estimating pan evaporation and evapotranspiration from climatic data. In Irrigation and Drainage Special Conference, ASCE, Las Vegas, NV; 193-231.
- Chung, H.W.; Choi, J.Y.; Bae, S.J.** (1997). Calculation of Spatial Distribution of Potential Evapotranspiration Using GIS. ASAE Meeting Presentation (1997 ASAE Annual InterNational Meeting). Paper No. 973030, 9. Convention Center, Minneapolis, Minnesota. 10-14.
- Ciolkosz, D.E.; Albright, L.D.** (2000). Use of small-scale evaporation pans for evaluation of whole plant evapotranspiration. *Transactions of the ASAE.* 43 (2): 415-420.
- Cluff, C.B.** (1975). Engineering aspects of water harvesting research at the University of Arizona. Proceedings of Water Harvesting Symposium, Phoenix, Arizona, EEUU. pp 27-39.
- Cohen, S.; Ianetz, A.; Stanhill, G.** (2002). Evaporative climate changes at Bet Dagan, Israel, 1964-1998. *Agricultural and Forest Meteorology.* 111: 83-91.
- Cole, G.A.** (1994). Textbook of Limnology. Waveland Press Inc., Prospect Heights, Illinois.
- Condie, S.A.; Webster, I.T.** (1997). The influence of wind stress, temperature, and humidity gradients on evaporation from reservoirs. *Water Resources Research.* 33 (12): 2813-2822.
- Condie, S.A.; Webster, I.T.** (2001). Estimating Stratification in shallow water bodies from mean meteorological conductions. *Journal of Hydraulic Engineering.* 286-292.

- Cooley, K.R.** (1970). Energy Relationships in the Design of Floating covers for Evaporation Reduction. *Water Resources Research*. 6 (3): 717-727.
- Cooley, K.R.** (1975). Evaporation suppression for conserving water supplies. Proceedings of Water Harvesting Symposium, Phoenix, Arizona, EEUU. pp 192-200.
- Cooley, K.R.** (1983). Evaporation Reduction: Summary of Long-Term Tank Studies. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 109(1): 89-98.
- Cooley, K.R.; Brent-Cluff, C.** (1972). Reducing Pond Evaporation with Perlite Ore. American Society of Civil Engineers Agricultural. Research Service, Phoenix, Arizona. Water Conservation Lab. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* Vol. 98 (IR2): 255-266.
- Cooley, K.R.; Idso, S.B.** (1980). Effects of Lily Pads on Evaporation. *Water Resources Research*. 16(3): 605-606.
- Crago, R.; Brutsaert, W.** (1996). Daytime evaporation and the self-preservation of the evaporative fraction and the Bowen ratio. *Journal of Hydrology*. 178 (1-4): 241-255.
- Crow, F.R.; Manges, H.L.** (1967). Comparison of Chemical and Nonchemical Techniques for Suppressing evaporation from Small Reservoirs *Transactions of the ASAE*. 172-174.
- Crow, F.R.; Wixson, B.G.; Katzov, D.; Cox, Ch.W.** (1973). Increasing Water Supplies by Suppression of Reservoir Evaporation (Distintos métodos de reducción evaporación). Cap. 6.
- Cruz San Julián, J.** (1999). Campaña contra la sequía y consumo de agua. Instituto del Agua. Universidad de Granada. Cap. 3.
- Cuadrat, J.M; Pita, M.F.** (1997). Climatología. Ed. Catedra. S.A. Madrid.
- De los Santos, R.** (2003). Evaporación de embalses (Capítulo resumen). Análisis técnico del proyecto y construcción de balsas para regularización de riegos. ETSIA. UPCT. 8: 13.
- Dedrick, A.R.; Hansen, T.D.; Williamson, W.R.** (1973). Floating Sheets of Foam Rubber for Reducing Stock Tank Evaporation. *Journal of Range Management*. 26 (6): 404-406.

- Doménech i Torrell, C.** (1990). Avaluació de la reducció de l'evaporació d'aigua per monocapes d'alcohols grassos. Memoria Tesis Doctoral. Facultat de Química. Universitat de Barcelona. 408.
- Doorenbos, J.; Pruitt, W.O.** (1977). Crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper No. 24, FAO (united Nations) Rome, 179 pp.
- Dos Reis, R.J.; Dias, N.L.** (1998). Multi-season lake evaporation: energy-budget estimates and CRLE model assessment with limited meteorological observations. Journal of Hydrology. 208: 135-147.
- Elias** (1929-1930). Z. angew. Math. Mecg. No. 6, Dec. und No. 1, Feb.
- Elias, F; Castellvi, J.** (2001). Agrometeorología. 2^a ed. Madrid. 517 pp.
- Finch, J.W.; Gash, J.H.C.** (2002). Application of a simple finite difference model for estimating evaporation from open water. Journal of Hydrology. 255: 253-259.
- Fortin, J.P.** (1977). Evaporation and evapotranspiration. Cours No. 403 INRS-Eau.
- Frasier-Gary W.; Myers-Lloyd E.** (1968). Stable Alkanol Dispersion to Reduce Evaporation. ASCE PROC. Dept. of Agriculture, Phoenix, Arizona, Water Conservation Lab. Journal of Irrigation and Drainage Div. 94 (IR1): 79-89.
- Frenkiel, J.** (1965). Evaporation reduction, Physical and Chemical principles and review of experiments, Arid zone research. UNESCO, 1965.
- Fritz, S.; MacDonald T.H.** (1949). Average Solar Radiaton in the United States, Heat. Vent. 46: 61-64.
- Gaertner, M.A.; Christensen, O.B.; Prego, J.A.; Polcher, J.; Gallardo, C.; Castro, M.** (2001). The Impact of Deforestation on the Hydrological Cycle in the Western Mediterranean: An Ensemble Study with two Regional Climate Models. Universidad de Castilla-La Mancha, Toledo, Spain. Climate-Dynamics. 17 (11): 857-873.
- Garrett, W.D.** (1971). Retardation Of Water Drop Evaporation With Monomolecular Surface Films. Journal Of The Atmospheric Sciences. 28: 816-819.
- Gavilán, P.; Lebrato, I.; Berengena, J.** (2003). La advección de calor sensible en el valle medio del Guadalquivir. Congreso Nacional de Riegos. Cap. 8.
- Giancoli, H.W.** (1984). General Physics (ed. L. Mihatov). Englewood cliffs, NJ: Prentice-Hall. Inc. 892 pp.

- Giblett, M.A.** (1921). Some problems connected with evaporation from large expanses of water. Proc. Roy. Soc. A 99: 472-489.
- Giese, G.L.** (1976). Thermal loading of Hyco Lake, North Carolina. The effect of heated water on temperature and evaporation. U.S. Geological Survey Water Resources Investigations 76-48, 46 pp.
- Goldman, C.R; Horne, A.J.** (1983). Limnology. McGraw-Hill Book Company, New York.
- Guyol, G.** (1997). L'évapotranspiration Climatologie de l'environnement. Chap. 3. L'eau. 136-141.
- Hamon, R.W; Weiss, L.L; Wilson, T.** (1954). Insolation as an Empirical Function of Daily Sunshine Duration, Mon. Weather Rev., 82: 141-146.
- Harbeck, G.E.,Jr.** (1962). A practical field technique for measuring reservoir evaporation utilizing mass-transfer theory. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 272-E: 101-105.
- Hare, L; Carter, J.C.H.** (1984). Diel and seasonal physicochemical fluctuatuions in a small natural West African lake. Freshw. Biol. 14: 597-610.
- Henderson-Sellers, B.** (1984). Engineering Limnology. Pitman Advanced Publishing Program, Boston, MA, p. 356
- Hera, R.** Termodinámica de la atmósfera. Manual de Hidrología. Dirección General de Obras hidráulicas.
- Hillman, B.** (1989). Surface Water Supplies on Farms. Department of Regional Development and the North West. 21.
- Hipsey, M.; Sivapalan, M.** The role of water evaporation from small farm reservoirs in semi-arid Australia Field and modelling evidence. Centre for Water Research. The University of Western Australia.1.
- Hipsey, M.** (1999). Duck Weed (Spirodela alga que se introduce en estanques, reduce la evaporación al distribuirse con su crecimiento por la superficie creando una barrera entre la superficie del agua y la atmósfera).
- Hodges, B.R; Imberger, J; Saggio, A; Winters, K.B.** (2000). Modeling basing scale internal waves in a stratified lake. Limnol. Oceanogr. 45: 1603-1620.

- Höhne, W.** (1954). Experimentelle und Mikroklimatische Untersuchungen an Kleingewässern, p. 56.
- Holman, J.P.** (2000). Transferencia de calor. Ed. McGraw-Hill.
- Horton, R.E.** (1917). A new Evaporation Formula Developed. New Record. Vol. 78.
- Howell, T.A.; Phene, C.J.; Meek, D.W.; Miller, R.J.** (1983). Evaporation from Screened Class A Pans in a Semi-Arid Climate. Agricultural Meteorology. 29 (2): 111-124.
- Imberger, J; Patterson, J.C.** (1990). Physical limnology. Adv. Appl. Mech. 27: 303-475.
- Imboden, D.M.** (1990). Mixing and transport in Lakes: Mechanisms and ecological relevance, Large Lakes. Ecological structure and Function (Eds: M.M. Tilzer and C. Serruya).
- Instructions for Hydrometeorological Stations and Posts.** (1963). Hydrometeorological Publishing House. Leningrad, No. 7, pt. II.
- Itier, B.; Brunet, Y.; McAneney, K.J.; Lagouarde, J.P.** (1994). Downwind evolution of scalar fluxes and surface resistance under conditions of local advection. Part I: a reappraisal of boundary conditions. Agricultural and Forest Meteorology. 71: 211-225.
- Itier, B.; Cardon, D.; Baille, A.(avec la collaboration de Sappe, G.)** (1983). Influence d'une nappe d'eau sur le microclimat environnant: II.- Contrôle expérimental de modèles d'advection locale. Journal de Recherches Atmosphériques. 17: 33-44.
- Itier, B.; Meeting, E.G.S.** (1979). A new formulation for sensible heat flux. Its use in evaporation measurements by the combined method. INRA-Bioclimatologie. 3 pp.
- Ivanov, N.N.** (1954). On determining the evaporability values. Izvestia of the All-Union Gogr. Soc. 86, No 2.
- Jacobs, A.F.G; Heusinkveld, B.G; Lucassen, D.C.** (1998). Temperature variation in a class A evaporation pan. Journal of Hydrology. 206: 75-83.
- Jacobs, A.F.G.; Jetten, Th.H.; Lucassen, D.C.; Heusinkveld, B.G., Nieven, J.P.** (1997). Diurnal temperature fluctuations in a natural shallow water body. Agriculture and Forest Meteorology, Vol.88: 269-277.

- Jellison, R.S; Melack, J.M.** (1993). Meromixis in hypersaline Mono Lake, California. 1: Vertical mixing and density stratification during the onset, persistence, and breakdown of meromixis. *Limnol. Oceanogr.* 38: 1008-1019.
- Jensen, M.E; Haise, H.R.** (1963). Estimating evapotranspiration from solar radiation. *J. Irrg. Drain. Div., Proc. ASCE* 89: 15-41.
- Jones, F.E.** (1992). Evaporation of Water, with Emphasis on Applications and Measurements. Lewis Publishers, Chelsea, Michigan. 188.
- Jones,-H.G.** (1992). Plants and microclimate: A quantitative approach to environmental plant physiology. 2nd Ed. Cambridge University Press. C. 2. Radiation: 9-45; C. 5. Energy balance and evaporation: 106-130. 428.
- Katsaros, K.B.; Garrett, W.D.** (1982). Effects of organic surface films on evaporation and thermal structure of water in free and forced convection. *International Journal of Heat and Mass Transfer.* 25 (11): 1661-1670.
- Kim, P.C. And Entekhabi, D.** (1997). Examination of two methods for estimating regional evaporation using a coupled mixed layer and land surface model. *Water Resources Research.* 33 (9): 2109-2116.
- Koberg, G.E. y Ford M.E.** (1965). Elimination of thermal stratification in reservoirs and resulting benefits. United States Geological Survey, Paper 1809-M.
- Kohler, M.A.** (1954). Lake and pan evaporation; Water-loss investigations: Lake Hefner Studies, Tech. Report, Prof. Paper 269, Geol. Survey, U.S. Dept. Interior, pp. 127-148.
- Laing, I.A.F.** (1969). Reducing Evaporation from Farm Dams. *Journal of Agriculture from Western Australia.* A progress report. 8-13.
- Laing, I.A.F.** (1978). Evaporation Reduction from Water Storages. *Water Resources and Use in Semi-Arid Western Australia.* Semi-Arid Seminar. Water Research Foundation of Australia. 5: 20.
- Laing, I.A.F.** (1991). Evaporation reduction from water storages. Department of Agriculture, Western Australia.

- La Mer, V. K; Healy, T.W; Aylmore, A.G.** (1964). The transport of water through monolayers of long-chain n-paraffinic alcohols. *Journal of Colloid Science*. 19: 673-684.
- Lemckert, C; Imberger, J.** (1998). Turbulent benthic boundary layer mixing events in freshwater lakes. *Physical processes in lakes and oceans. Coastal and Estuarine Studies* 54: 503-516.
- Lettau, H.; Dorffel, F.** (1936). Der Wasserdampfübergang von einer nassen Platte an strömende Luft, *Ann. Hydrogr. Marit. Meteorolo.* 64, pp. 342, 504.
- Lhomme, J.P.** (1997a). An examination of the Priestley-Taylor equation using a convective layer model. *Water Resources Research*.33 (11): 2571-2578.
- Lhomme, J.P.** (1997b). A theoretical basis for the Priestley-Taylor coefficient. *Boundary-Layer Meteorology*. 82: 179-191.
- Linaree, E.T.** (1967). Climate and the evaporation from crops. *J. Irrig. Drain. Div., Proc. ASCE*, 93: 61-79.
- Linsley, R.K.; Kohler, M.A.; Paulhus, J.L.H.** (1949). *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, New York, pp. 165-169.
- Linsley, R.K.; Kohler, M.A.; Paulhus, J.L.H.; Mc Graw-Hill.** (1992). Evaporación y Transpiración Hidrología para ingenieros. México. Cap. 6: 123-155.
- Llamas, J.** (1993a). Definiciones y algunos principios de hidrometeorología. *Hidrología General*. Universidad del País Vasco, Bilbao. Cap. 1: 1-57.
- Llamas, J.** (1993b). Evaporación, evapotranspiración y sublimación. *Hidrología General*. Universidad del País Vasco, Bilbao. Cap. 6: 279-323.
- Llamas, J.** (1993c). Modelos matemáticos en la hidrología. *Hidrología General*. Universidad del País Vasco, Bilbao. Cap. 11: 551-627.
- Lomas, J.; Schlesinger, E.** (1971). The Influence Of A Windbreak On Evaporation. *Agricultural Meteorology*. 8 (2): 107-115.
- Losordo, T.M.; Piedrahita, R.H.** (1991). Modelling temperature variation and thermal stratification in shallow aquaculture ponds. *Ecological Modelling*, 54, 189-226.
- Lucasen, D.C.** (1996). Modelling temperature variation and thermal stratification in shallow aquaculture ponds. *Ecological Modelling*, 54, 189-226.

- Maier, H.R.; Dandy, G.C.** (2000). Neural networks for the prediction and forecasting of water resources variables: a review of modelling issues and applications. *Environmental Modelling & Software*. 15: 101-124.
- Makkink, G.J.** (1957). Ekzamero de la formula de Penman. *Netherl. J. Agric. Sci.* 5: 290-305.
- Manning, J.C.** (1997). Water in the Air: Evaporation and Condensation Applied principles of hydrology. 3rd Ed. Prentice Hall, Upper Saddle River. Book in the Prentice Hall earth science series. Chapter. 3: 21-38.
- Mansfield, W.W.** (1953). Effect of surface films on the evaporation of water. *Nature* No. 4389. 175: 1101.
- Mansfield, W.W.** (1956). Influence of monolayers on the natural evaporation rate of water. *Nature* 175: 247.
- Marcelino, B.C; Leopoldo, P. R.** (1995). Estimativas operacionais de evapotranspiração de área ou regional usando o modelo de Morton. *Energia na Agricultura*. 13 (4): 1-12.
- Marciano, J.J; Harbeck, G.E. Jr.** (1954). Mass-transfer studies. Water-loss investigations: Lake Hefner Studies, Tech. Report, Prof. Paper 269, Geol. Survey, U.S. Dept. Interior, 46-70.
- Martínez Álvarez, V.; Molina Martínez, J.M.; Baille, A.** (2003). Reducción de la evaporación con mallas de sombreo. Coeficientes experimentales y caracterización de las mallas. II Congreso de Agroingeniería. 6.
- Martínez Marín, E.** (1994). Evaporación y Evapotranspiración. *Hidrología*. Universidad Politécnica de Madrid. Cap. V: 81-96.
- Martínez-Austria, P.** (2001). Uso eficiente de agua en riego. Seminario Internacional sobre Uso Eficiente del Agua. Primera parte: Cap. 4: 19.
- McAneney, K.J.; Itier, B.** (1996). Operational limits to the Priestley-Taylor formula. *Irrigation Sci.* 17: 37-43.
- McIntyre, S; Melack, J.M.** (1982). Meromixis in an equatorial African soda lake. *Limnol. Oceanogr.* 27: 595-609.

- McIntyre, S; Melack, J.M.** (1984). Vertical mixing in Amazon floodplain lakes. Verh. Int. Ver. Limnol. 22: 1283-1287.
- McIntyre, S; Melack, J.M.** (1988). Frequency and depth of vertical mixing in Amazon floodplain lake (L. Calado, Brazil). Verh. Int. Ver. Limnol. 23: 80-85.
- McIntyre, S; Melack, J.M.** (1995). Vertical and horizontal transport in lakes – linking littoral, benthic, and pelagic habitats. J. North Am. Benthol. Soc. 14: 599-615.
- McIntyre, S; Romero, J.R; Kling, G.W.** (2002). Spatial-temporal variability in surface layer deepening and lateral advection in an embayment of Lake Victoria, East Africa. Limnol. Oceanogr. 47 (3): 656-671.
- McKie, D; De V. Heathcote, N.H.** (1935). The Discovery or Specific and Latent Heats, E. Arnold & Co., London, 155 pp.
- Melack, J.M.** (1982). Photosynthetic activity and respiration in an equatorial African soda lake. Freshw. Biol. 12: 381-400.
- Merva, G.; Fernández, A.** (1985). Simplified Application of Penman's Equation for Humid Regions. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers.28 (3): 819-825.
- Meyer, A.F.** (1915). Trans. Am. Soc. Civil Eng. 79, 1056.
- Meyer, A.F.** (1944). Evaporation from Lakes and Reservoirs. Minnesota Resources Commission, St-Paul, Minn.
- Miro-Granada Gelabert, J.** (1984). Evaporación en Embalses. Instituto Nacional de Meteorología (INM). Ministerio de Transportes, Turismo y Comunicaciones. Madrid. 139.
- Molina Martínez, J.M.; Baille, A.; Martínez Álvarez, V.** (2002). Modificaciones microclimáticas inducidas por mallas planas mixto M.R. HDPE estabilizado negro confeccionado empleadas para reducir la evaporación en embalses. VI International Congress on Project Engineering.
- Molina Martínez, J.M.; Baille, A.; Martínez Álvarez, V.** (2003). Modelo de evaporación horario para tanques evaporímetros clase A II. Congreso de Agroingeniería. Cap. 6.

- Monismith, S.G.** (1985). Wind-forced motions in stratified lakes and their effect on mixed-layer shear. *Limnol. Oceanogr.* 30: 771-783.
- Monismith, S.G.** (1986). An experimental study of the upwelling response of stratified reservoirs to surface shear stress. *J. Fluid Mech.* 171: 407-439.
- Monsalve Sáenz, G.** (1999). Evaporación y Evapotranspiración. Hidrología en la ingeniería. 2a Ed. Alfaomega Grupo Editor, México. Cap. 5.
- Monteith, J.L.** (1980). Principles of Environmental Physics. Edward Arnold (Publishers). 236 pp.
- Morton, F.I.** (1969). Potential evaporation as a manifestation of regional evaporation. *Water Resour. Res.* 5: 1244-1255.
- Morton, F.I.** (1990). Studies in evaporation and their lessons for the environmental sciences. *Canadian Water Resources Journal.* 15 (3): 261-285.
- Morton, F.I; Ricard, F; Fogarasi, S.** (1985). Operational estimates or areal evapotranspiration and lake evaporation – Program WREVAP. National Hydrology Research Institute, Inlan Waters Directorate, Ottawa, Canada, NHRI PAPER, No. 24.
- Myers,-Lloyd-E.; Frasier,-Gary-W.** (1970). Evaporation Reduction With Floating Granular Materials. *Journal Of The Irrigation And Drainage Division, Proceedings Of Asce.* 96 (IR4): 425-436.
- Nicholaichuk, W.** (1978). Evaporation Control on Farm-Size Reservoirs. *Journal of Soil and Water Conservation.* 33 (4): 185-188.
- Nicholaichuk, W.; Pohjakas, K.** (1967). A Wind-Operated Automatic Powder Dispenser for Evaporation Suppressants. *Canadian J. Soil Sci.* 47 (1): 79-80.
- Nordenson, T.J; Baker, D.R.** (1962). Comparative Evaluation of Evaporation Instruments. *J. Geophys. Res.* 67: 671-679.
- O'Brien, R.N.** (2001). Film-spreading powder for suppressing water evaporation. United States Patent. 6(303): 133.
- Octavio, K.A.; Jirka, G.H.; Harleman, D.R.F.** (1977). Vertical transport mechanisms in lakes and reservoirs. Technical Report 227, Ralph M. Parsons Laboratory, MIT, Cambridge, MA. 131pp.
- Ojeda, F.** (1999). Diseño de Automatismos. Paraninfo, Madrid. 577pp

- Organización Meteorológica Mundial.** (1975). Manual sobre la evaluación operativa de la evaporación real. OMM: Hidrología Operativa Informe No. 22. Secretaría de la Organización Meteorológica Mundial. OMM. Ginebra, Suiza. No. 635: 195.
- Orlob, G.T.** (1983). Models for stratified impoundments. In: Biswas, A.K. (Ed.), Models for Water Quality Management. McGraw-Hill, New York, pp. 273-313.
- Oroud, I.M.** (1998). The influence of heat conduction on evaporation from sunken pans in hot, dry environment. Journal of Hydrology, Vol.210: 1-10.
- Pan, H. L.; Mahrt, L.** (1987). Interaction between soil hydrology and boundary-layer development. Boundary-Layer Meteorology. 38: 185-202.
- Pearson, J.R.A.** (1958). On convective cells induced by surface tension. Journal of Fluid Mechanics. 4: 489-500.
- Peixoto, J.P.** (1973). Hidrometeorología Dinámica. Instituto Geofísico Infante Don Luis, págs. II, 1-14, X, 20. Lisboa.
- Penman, H.L.** (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Royal Soc. London Proc. Ser. A. 193:120-146.
- Penman, H.L.; Long, I.F.** (1976). Profiles and evaporation. Quart. J.R. Met. Soc. 102: 841-855.
- Pereira, A.R.; Villa Nova, N.A.** (1992). Analysis of the Priestley-Taylor parameter. Agricultural and Forest Meteorology. 61: 1-9.
- Pérez Alonso, J.; Peña Fernández, A.A.; Valera Martínez, D.L.; Álvarez Martínez, A.** (2001). Propuesta de diseño de cubiertas flexibles para embalses de regadío. 339-344.
- Powell, T.M; Kirkish, M.H; Neale, P.J; Richerson, P.J.** (1984). The diurnal cycle of stratification in Lake Titicaca: Eddy diffusion. Verh. Int. Ver. Limnol. 22: 1237-1243.
- Priestley, C.H.B; Taylor, R.J.** (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Monthly Weather Rev. 100: 81-92.

- Quesney, A.; Le Hégarat-Mascle, S.; Taconet, O.; Vidal-Madjar, D.; Wigneron, J.P.; Loumagne, C; Normand, M.** (2000). Estimation of watershed soil moisture index from ERS/SAR data. *Remote Sens. Environ.* 72: 290-303.
- Rao, K. S; Wyngaard, J.C; Cote, O.R.** (1974). Local advection of momentum, heat and moisture in Micrometeorology. *Boundary Layer Meteorol.*, 7: 331-348.
- Rayleigh, L.** (1916). On convection currents in a horizontal layer of fluid when the high temperature is on the underside. *Philosophical Magazine*. 32 (192): 529-546.
- Reiser, C.O.; Adams, J.L.** (1973). Modelling And Simulation Of Reservoirs To Predict Evaporation Reduction By Surface Films. Available From The National Technical Information Service As Pb-224 138, 34.
- Riou, Ch.; Itier, B.** (1983). Modification de la Formule de Dalton à partir d'une nouvelle formulation du flux chaleur sensible en conditions suradiabatiques. *Journal of Hydrology*. 63: 359-371.
- Rodríguez Puebla, C.** (1978). Estudio y determinación de la evaporación en la atmósfera desde superficies de agua Resumen Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. Cap. 28.
- Romero, J.R; Jellison, R; Melack, J.M.** (1998). Stratification, mixing, and upward ammonium flux in hypersaline Mono Lake, California. *Arch. Hydrobiol.* 142: 283-315.
- Romero, J.R; Melack, J.M.** (1996). Sensitivity or vertical mixing in a large saline lake to variations in runoff. *Limnol. Oceanogr.* 41: 955-965.
- Saggio, A; Imberger, J.** (1998). Internal wave weather in a stratified lake. *Limnol. Oceanogr.* 43: 1708-1795.
- Sanchez, M.I.** (1993). Climatología e hidrología agraria de la Región de Murcia en 1992. Centro de Edafología y Biología Aplicada del Segura. Murcia. 232 pp.
- Sánchez-Moral, S.; Ordóñez, S.; Benavente, D.; García del Cura, M.A.** (2002). The water balance equations in saline playa lakes: comparison between experimental and recent data from Quero Playa Lake (central Spain). *Sedimentary Geology*.148: 221-234.
- Sartori, E.** (2000). A critical review on equations employed for the calculation of the evaporation rate from free water surfaces. *Solar Energy*. 68 (1): 77-89.

- Schmidt, W.** (1915). Strahlung und Verdunstung an freien Wasserflächen; ein Beitrag zum Wärmehaushalt des Weltmeers und zum Wasserhaushalt der Erde. Ann. D. Hydrogr. U. Mar. Meteorol. 43: 111-124.
- Seco Santos, J.; Garmendia Iraundegui, J.** (1970a). Empleo de una nueva fórmula para el cálculo de la evaporación en Matacan (Salamanca) y Tablada (Sevilla). Revista de Geofísica. Talleres del Instituto Geográfico y Catastral. 2: 139-147.
- Seco Santos, J.; Garmendia Iraundegui, J.** (1970b). Aplicación de una nueva fórmula para el cálculo de la evaporación. Anales de Edafología y Agrobiología. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. No. 11 y 12: 767-774.
- Seco Santos, J.; Garmendia Iraundegui, J.** (1970c). Evaporación en Texas. Nueva fórmula de cálculo. Studia Geológica. No. I: 91-100.
- Seguin, B.; Brunet, Y.; Perrier, A.** (1982). Estimation of evaporation: A review of existing methods and recent developments. E.G.S. Meeting Symposium on Evaporation. Cap. 20.
- Shuttleworth, W.J.** (1994). Evaporation. Handbook of Hydrology. Chapter 4: 53.
- Simons, J.** (1988). Reducing Dam Water Evaporation in Seasons of Low Rainfall. 1.
- Singh, V.P.** (1989). Hydrologic systems, Vol. II, Watershed Modelling. Prentice-Hall: Englewood Cliffs, New Jersey.
- Singh, V.P; Xu, C-Y.** (1997a). Evaluation and generalization of 13 equations for determining free water evaporation. Hydrological Processes. 11: 311-323.
- Singh, V.P; Xu, C-Y.** (1997b). Sensitivity of mass transfer-based evaporation equations to errors in daily and monthly input data. Hydrological Processes. 11: 1465-1473.
- Soto García, M.; Martínez Álvarez, V.; Valiente Gómez, M.; Del Amor García, F.** (2002). Modernización de la Zona Regable del Campo de Cartagena. Comunidad de Regantes del Campo de Cartagena. Universidad Politécnica de Cartagena in press. 13.
- Stephens, J.C; Stewart, E.H.** (1963). A comparison of procedures for computing evaporation and evapotranspiration. General Assembly of Berkeley, Int. Assoc. Sci. Hydrology, Publn. No. 62: 123-133.
- Stevens, C; Imberger, J.** (1996). The initial response of a stratified lake to a surface shear stress. J. Fluid Mech. 312: 39-66.

- Subramanya** (1984). La evaporación. Hidraulica. Unalmed. Edu. Co. 220-246.
- Sundaram, T.R.; Rehm, R.G.** (1973). The seasonal thermal structure of deep temperature lake. Tellus. 25: 157-167.
- Sutton, O.G.** (1934). Wind structure and evaporation in a turbulent atmosphere. Proc. Roy. Soc. London. A146: 701-722.
- Sutton, O.G.** (1949). The application of Micrometeorology of the Theory of Turbulent Flow over Rough Surfaces. R. Meteor. Soc. Q. J. 75 (No 236), 335-350.
- Sverdrup, H.U.** (1946). The humidity gradient over the sea surface. J. Meterol. 3: 1-8.
- Szilagyi, J.** (2001). Modeled areal evaporation trends over the conterminous United States. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 127 (4): 196-200.
- Taylor, J.R.** (1993). Turbulence and mixing in the boundary layer generated by shoaling internal waves. Dyn. Atmos. Oceans. 19: 233-258.
- Thompson, S.A.** (1999). Evaporation. Hydrology for Water Management. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield. Chapter 5: 82-101.
- Thorntwaite, C.W; Holzman, B.** (1939). The determination of evaporation from land and water surfaces. Monthly Weath. Rev. 67: 4-11.
- Torii, S; Yang, W-J.** (2003). Evaporation-induced Benard convection in a thin liquid layer. Int. J. Energy Res. 27: 255-264.
- United Nations Environment Program (UNEP).** International Environmental Technology Center (IETC). (2000). Evaporation Reduction. Water Evaporation Retardants. Newsletter and Technical Publications (Sourcebook of Alternative Technologies for Freshwater Argumentation in Some Countries in Asia. 4.
- U. S. National Weather Service Substation Observation.** (1972). Obs. Handb.; No. 2, pp. 38-55.
- Veihmeyer, F.J.** (1964). Evaporation: Handbook of Applied Hydrology, Chow VT (ed.) McGraw-Hill Book Co.: New York.
- Ven Te Chow** (1999). Evaporación Hidrología aplicada. Tema 3. Agua Atmosférica. 82-97.
- Viessman, W.** (1996). Evaporation and Transpiration. Introduction to hydrology. 4th Ed. W. Viessman; G.L. Lewis. Harper Collins, New York. Chapter 5: 82-110.

- Wallace, J.S.** (1993). Recent developments in evaporation modelling. *Evaporation, Water Balance & Deposition*. A. Becker, B. Sevruk & M. Lapin (eds.), Proc. of Symp. on Precipitation and Evaporation. 3: 43-54.
- Wallace, J.S.** (1995). Calculating evaporation: resistance to factors. *Agricultural and Forest Meteorology*. 73: 353-366.
- Ward, R.C.** (2000). *Evaporation Principles of hydrology*.4^a Ed. R.C. Ward; M. Robinson. McGraw-Hill, London. Chapter 4: 91-137.
- Weast, R.C.** (1980). *CRC Handbook of Chemistry and Physics*. CRC Press, Boca Raton, FL.
- Webb, E.K.** (1960). On estimating evaporation with fluctuating Bowen Ratio. *J. Geophys. Res.* 65: 3415-3417.
- Webster, I.T.; Sherman, B.S.** (1995). Evaporation from fetch-limits water Bodies. *Irrigation Science*. 16: 53-64.
- Wetzel, R.G.** (1983). *Limnology*. 2nd ed. Saunders College Publishing, Philadelphia.
- Wiegand, R.C; Chamberlain, V.** (1987). Internal waves of the second vertical mode in a strafied lake. *Linnol. Oceanogr.* 32: 29-42.
- Winter, T.C.; Rosenberry, D.O.; Sturrock, A.M.** (1995). Evaluation of 11 equations for determining evaporation for a small lake in the north central United States. *Water Resources Research*. 31 (4): 983-993.
- World Meteorological Organization.** (1966). Measurement an Estimation of Evaporation and Evapotranspiration, WMO-No. 201, Tech. Note 83.
- World Meteorological Organization.** (1983). Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. WMO-No. 8: 12.
- World Meteorological Organization.** (1994a). Evaporation and Evapotranspiration. Guide to hydrological practices: data acquisition and processing, analysis, forecasting and other applications. World Meteorological Organization (WMO: 168), Geneve. Chapter 9: 129-135.
- World Meteorological Organization.** (1994b). Estimating lake and reservoir evaporation. Guide to hydrological practices: data acquisition and processing, analysis,

forecasting and other applications. World Meteorological Organization (WMO: 168), Geneve. Chapter 37: 489-506.

World Meteorological Organization. (1994c). Modelling hydrological systems. Guide to hydrological practices: data acquisition and processing, analysis, forecasting and other applications. World Meteorological Organization (WMO: 168), Geneve. Chapter 39: 513-536.

Xu, C-Y; Singh, V.P. (1998). Dependence of evaporation on meteorological variables at different time-scales and intercomparison of estimation methods. *Hydrological Processes*. 12: 429-442.

Xu, C-Y; Singh, V.P. (2000). Evaluation and generalization of radiation-based methods for calculating evaporation. *Hydrological Processes*. 14: 339-349.

Xu, C-Y; Singh, V.P. (2001). Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. *Hydrological Processes*. 15: 305-319.

Yang, W.J; Guo, K.H; Sakamoto, M. (1997a). Evaporation-induced cellular convection in the thin liquid layer. *Experimental Heat transfer*. 10: 191-205.

Yang, W.J; Zang, N; Chai, A.T; Guo, K.H; Sakamoto, M. (1997b). Evaporation-induced Benard convection- a new type and its mechanism. ASME Proceedings of the 32nd National Heat Transfer Conference, Baltimore, Maryland. 349: 37-50.