



**MODELACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN
CON MÉTODOS DE BALANCE DE AGUA**

POR

ROSANA DEL CARMEN HÄMMERLY

TESIS REMITIDA AL COMITÉ ACADÉMICO DE MAESTRÍA DE LA

FACULTAD DE INGENIERÍA Y CIENCIAS HÍDRICAS

COMO PARTE DE LOS REQUISITOS PARA LA OBTENCIÓN

DEL GRADO DE

MAGISTER EN INGENIERÍA DE LOS RECURSOS HÍDRICOS

DE LA

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL

DIRECTOR: CARLOS UBALDO PAOLI

CO – DIRECTOR: NORBERTO RAMÓN FERNÁNDEZ

2001

ÍNDICE GENERAL

Índice de Figuras..... IV

Índice de Tablas VII

Resumen..... X

Abstract..... XI

1. Descripción General y Objetivos 1

1.1. Introducción

1.2. Objetivos de la presente Tesis de Maestría

1.2.1. Objetivo general

1.2.2. Objetivos específicos

1.3. Beneficios esperados

1.4. Antecedentes de estudios de evapotranspiración

1.5. Descripción sintética de la labor realizada

2. Conceptos y Descripción de Procesos.

Métodos Generales de Estimación..... 15

2.1. Introducción

2.2. Evaporación

2.2.1. Definición

2.2.2. Naturaleza del proceso

2.2.3. Factores que afectan a la evaporación de superficie de agua libre

2.3. Evaporación del suelo

2.3.1. Factores relativos al suelo

2.4. Transpiración

2.4.1. Naturaleza del proceso

2.4.2. Factores que influyen en la transpiración

2.5. Evapotranspiración

2.5.1. Factores involucrados en el proceso de evapotranspiración

2.5.2. Aspectos generales que influyen en el proceso de evapotranspiración

2.6. Diferentes conceptos y definiciones de evapotranspiración

2.7. Métodos de estimación y medición de la evaporación

2.8. Métodos de estimación y medición de la evapotranspiración

2.8.1. Métodos tradicionales de estimación

2.9. Elección de los modelos a utilizar en las investigaciones

3.	Descripción y Desarrollo de los Modelos Utilizados	49
3.1.	Introducción	
3.2.	Modelo de Jaworski	
3.3.	Modelo Balver	
3.3.1.	Concepción del Modelo	
3.3.2.	Módulos de cálculo del Modelo Balver	
3.3.3.	Extensión del modelo a otra condición	
3.4.	Modelo de Jaworski Modificado	
3.4.1.	Modificaciones al módulo de balance de agua en los reservorios	
3.4.2.	Modificaciones por descuento de escorrentía	
3.4.2.1.	Método de Curva Número	
3.5.	Modelo de balance en parcela	
4.	La Zona de Estudio. Generalidades	105
4.1.	Introducción	
4.2.	Naturaleza del área – Rasgos fisiográficos	
4.3.	Suelo	
4.3.1.	Descripción del perfil típico	
4.3.2.	Valores de las propiedades hídricas del suelo	
4.4.	Clima	
4.5.	Vegetación	
4.6.	Uso actual de la tierra	
4.7.	Prácticas sugeridas	
4.8.	Calidad de las aguas	
5.	Procesamiento y Análisis de la Información. Estimación de los Parámetros a Utilizar en los Modelos.....	120
5.1.	Introducción	
5.2.	Información básica de la EEA INTA Marcos Juárez	
5.2.1.	Información meteorológica	
5.2.2.	Características y propiedades del suelo	
5.2.3.	Parcelas de ensayo	
5.3.	Adecuación de la información para el Modelo de Jaworski	
5.3.1.	Información meteorológica diaria	
5.3.2.	Parámetros y constantes	
5.3.3.	Información de las características del sistema	
5.4.	Adecuación de la información para el Modelo Balver	
5.4.1.	Información meteorológica diaria	
5.4.2.	Información de las características del sistema	
5.4.3.	Condiciones iniciales	
5.5.	Archivos de datos	
6.	Análisis de las Estimaciones de Evapotranspiración y Humedad de Suelo	145
6.1.	Introducción	
6.2.	Experimentos realizados	
6.3.	Resultados del Modelo de Jaworski	
6.3.1.	Estimaciones de evapotranspiración potencial y real	
6.3.2.	Estimaciones de humedad de suelo	

6.4.	Resultados del Modelo Balver	
6.4.1.	Estimaciones de evapotranspiración potencial y real	
6.4.2.	Estimaciones de humedad de suelo	
6.5.	Comparación de las estimaciones de humedad de suelo según modelo	
6.6.	Comparación de los resultados	
7.	Resultados de los Balances Hídricos en Parcela.....	187
7.1.	Introducción	
7.2.	Adecuación de los modelos a la parcela	
7.2.1.	Resultados del Modelo de Jaworski aplicado a la parcela	
7.2.2.	Resultados del Modelo Balver aplicado a la parcela	
7.3.	Cálculo de balances en la parcela	
7.3.1.	Modelo de Jaworski	
7.3.2.	Modelo Balver	
7.3.3.	Modelo de Jaworski Modificado	
7.4.	Cálculo de escurrimiento y aplicación del Modelo de Jaworski Modificado con distintos procedimientos de adopción de Curva Número	
7.4.1.	Análisis a realizar	
7.4.2.	Alternativas de generalización investigadas	
7.4.3.	Elección de alternativas	
7.4.4.	Validación de las alternativas propuestas	
8.	Conclusiones y Recomendaciones.....	229
8.1.	Introducción	
8.2.	Influencia de los datos de entrada a los modelos	
8.3.	Incorporación de los parámetros de resistencia	
8.4.	Comentarios y recomendaciones con relación a los modelos empleados y a los resultados obtenidos	
8.5.	Sugerencias para posibles extensiones de presente trabajo	
9.	Bibliografía	237

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 2.1. Repartición del agua en el suelo.
- Figura 3.1. Etapas del Modelo de Jaworski.
- Figura 3.2. Módulos de cálculo del Modelo Balver.
- Figura 3.3. Diagrama de niveles de humedad del reservorio superficial.
- Figura 3.4. Diagrama de flujo de la versión original del Modelo de Jaworski.
- Figura 3.5. Diagrama de flujo modificado del Modelo de Jaworski.
- Figura 3.6. Curvas teóricas de CN.
- Figura 3.7. Esquema del ciclo del agua a nivel de cuenca hídrica.
- Figura 3.8. Variables intervinientes en el balance en parcela.
- Figura 4.1. Croquis de ubicación de Marcos Juárez.
- Figura 4.2. Croquis de ubicación de las subregiones geomorfológicas.
- Figura 4.3. Croquis de la red de drenaje.
- Figura 5.1. Esquematación de los flujos de energía.
- Figura 5.2. Radiación global observada y estimada para Marcos Juárez. Período 1995–1996.
- Figura 5.3. Radiación global observada y estimada para Marcos Juárez. Período 1997 – 1998.
- Figura 6.1. ETP y ETR para ambos tipos de parámetros de suelo - Año 1995.
- Figura 6.2. ETP y ETR para ambos tipos de parámetros de suelo - Año 1996.
- Figura 6.3. ETR y ETP para ambos tipos de parámetros de suelo - Año 1997.
- Figura 6.4. ETP y ETR para ambos tipos de parámetros de suelo - Año 1998.
- Figura 6.5. ETP y ETR mensuales para ambos tipos de parámetros de suelo – Período 1995-1998.
- Figura 6.6. Humedad de suelo en los reservorios superior e inferior para ambos tipos de parámetros de suelo. Año 1995.
- Figura 6.7. Humedad de suelo en los reservorios superior e inferior para ambos tipos de parámetros de suelo. Año 1996.
- Figura 6.8. Humedad de suelo en los reservorios superior e inferior para ambos tipos de parámetros de suelo. Año 1997.
- Figura 6.9. Humedad de suelo en los reservorios superior e inferior para ambos tipos de parámetros de suelo. Año 1998.
- Figura 6.10. ETP y ETR para ambos tipos de parámetros de suelo - Año 1995.
- Figura 6.11. ETP y ETR para ambos tipos de parámetros de suelo - Año 1996.
- Figura 6.12. ETP y ETR para ambos tipos de parámetros de suelo - Año 1997.
- Figura 6.13. ETP y ETR para ambos tipos de parámetros de suelo - Año 1998.
- Figura 6.14. ETP y ETR mensuales para ambos tipos de parámetros de suelo. Período 1995 – 1998.
- Figura 6.15. Humedad de suelo en los reservorios superior e inferior para ambos tipos de parámetros de suelo. Año 1995.

- Figura 6.16. Humedad de suelo en los reservorios superior e inferior para ambos tipos de parámetros de suelo. Año 1996.
- Figura 6.17. Humedad de suelo en los reservorios superior e inferior para ambos tipos de parámetros de suelo. Año 1997.
- Figura 6.18. Humedad de suelo en los reservorios superior e inferior para ambos tipos de parámetros de suelo. Año 1998.
- Figura 6.19. Humedad de suelo total observada y estimada por el Modelo de Jaworski. Período 30/5/95 al 27/5/96.
- Figura 6.20. Humedad de suelo total observada y estimada por el Modelo Balver. Período 30/5/95 al 27/5/96.
- Figura 6.21. ETP estimada por ambos modelos. Año 1995.
- Figura 6.22. ETP estimada por ambos modelos. Año 1996.
- Figura 6.23. ETP estimada por ambos modelos. Año 1997.
- Figura 6.24. ETP estimada por ambos modelos. Año 1998.
- Figura 6.25. Comparación de ETP estimada por ambos modelos. Período 1995 - 1998.
- Figura 6.26. ETR estimada por ambos modelos. Año 1995.
- Figura 6.27. ETR estimada por ambos modelos. Año 1996.
- Figura 6.28. ETR estimada por ambos modelos. Año 1997.
- Figura 6.29. ETR estimada por ambos modelos. Año 1998.
- Figura 6.30. Comparación de ETR estimada por ambos modelos. Período 1995 - 1998.
- Figura 6.31. ETP mensual estimados por ambos modelos. Período 1995 – 1998.
- Figura 6.32. ETR mensual estimados por ambos modelos. Período 1995 – 1998.
- Figura 6.33. Comparación de ETP mensual estimados por ambos modelos. Período 1995 – 1998.
- Figura 6.34. Comparación de ETR mensual estimados por ambos modelos. Período 1995 – 1998.
- Figura 6.35. Humedad de suelo en el reservorio superior estimada por ambos modelos. Año 1995.
- Figura 6.36. Humedad de suelo en el reservorio superior estimada por ambos modelos. Año 1996.
- Figura 6.37. Humedad de suelo en el reservorio superior estimada por ambos modelos. Año 1997.
- Figura 6.38. Humedad de suelo en el reservorio superior estimada por ambos modelos. Año 1998.
- Figura 6.39. Humedad de suelo en el reservorio inferior estimada por ambos modelos. Año 1995.
- Figura 6.40. Humedad de suelo en el reservorio inferior estimada por ambos modelos. Año 1996.
- Figura 6.41. Humedad de suelo en el reservorio inferior estimada por ambos modelos. Año 1997.
- Figura 6.42. Humedad de suelo en el reservorio inferior estimada por ambos modelos. Año 1998.
- Figura 7.1. Correlación entre los valores de precipitación meteorológica y en parcela. Período 1995 – 1998.
- Figura 7.2. Correlación entre los valores observados en la parcela y los estimados por el Modelo de Jaworski. Período 1995 – 1998.

- Figura 7.3. Correlación entre los valores observados en la parcela y los estimados por el Modelo Balver. Período 1995 – 1998.
- Figura 7.4. Representación de las curvas teóricas de CN versus las observaciones en parcela descubierta. Período 1995 – 1998.
- Figura 7.5. Escurrimientos observados y estimados por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 1. Período 1997 – 1998.
- Figura 7.6. Déficit de escurrimiento mensual observado y estimado por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 1. Período 1997 – 1998.
- Figura 7.7. Escurrimientos observados y estimados por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 2. Período 1997 – 1998.
- Figura 7.8. Déficit de escurrimiento mensual observado y estimado por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 2. Período 1997 – 1998.
- Figura 7.9. Escurrimientos observados y estimados por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 3. Período 1997 – 1998.
- Figura 7.10. Déficit de escurrimiento mensual observado y estimado por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 3. Período 1997 – 1998.
- Figura 7.11. Escurrimientos observados y estimados por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 4. Período 1997 – 1998.
- Figura 7.12. Déficit de escurrimiento mensual observado y estimado por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 4. Período 1997 – 1998.
- Figura 7.13. Escurrimientos observados y estimados por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 5. Período 1997 – 1998.
- Figura 7.14. Déficit de escurrimiento mensual observado y estimado por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 5. Período 1997 – 1998.
- Figura 7.15. Escurrimientos mensuales observados y estimados por el Modelo de Jaworski Modificado. Diferentes alternativas. Período 1997 – 1998.
- Figura 7.16. ETR mensual estimada por el Modelo de Jaworski Modificado. Diferentes alternativas Período 1997 – 1998.
- Figura 7.17. Escurrimientos mensuales observados y estimados por el Modelo de Jaworski Modificado. Diferentes alternativas. Período 1995 – 1996.
- Figura 7.18. ETR mensuales estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Diferentes alternativas Período 1995 – 1996.

ÍNDICE DE TABLAS

- Tabla 2.1. Escala de valoración de la evapotranspiración relativa.
- Tabla 3.1. Coeficientes para determinar el factor de nubosidad.
 Tabla 3.2. Escala según la textura del horizonte profundo.
- Tabla 4.1. Propiedades hídricas de la serie Marcos Juárez.
 Tabla 4.2. Datos climáticos básicos de Marcos Juárez.
- Tabla 5.1. Información estación meteorológica EEA INTA Marcos Juárez.
 Promedios mensuales. Período 1995 – 1998.
 Tabla 5.2. Información estación meteorológica EEA INTA Marcos Juárez.
 .Promedios anuales. Período 1995 – 1998.
 Tabla 5.3. Características de los reservorios según EEA INTA Marcos Juárez.
 Tabla 5.4. Características de los reservorios según “Prohidri”.
 Tabla 5.5. Tipos de parcelas de ensayo. Período 1994-1998.
 Tabla 5.6. Observaciones en parcela descubierta. EEA INTA Marcos Juárez.
 Período 1995 – 1998.
 Tabla 5.7. Valores de los parámetros adoptados para el Modelo de Jaworski.
 Tabla 5.8. Condición inicial de humedad de suelo en los reservorios.
- Tabla 6.1. Valores máximos diarios de evapotranspiración según Modelo de Jaworski.
 Período 1995 – 1998.
 Tabla 6.2. ETP mensual estimada por el Modelo de Jaworski. Período 1995 – 1998.
 Tabla 6.3. ETR mensual estimada por el Modelo de Jaworski para ambos tipos de
 parámetros de suelo. Período 1995 – 1998.
 Tabla 6.4. Error de estimación. Período 1995 – 1998.
 Tabla 6.5. Valores máximos diarios de evapotranspiración según Modelo Balver.
 Período 1995 – 1998.
 Tabla 6.6. ETP mensual estimada por el Modelo de Balver. Período 1995 – 1998.
 Tabla 6.7. ETR mensual estimada por el Modelo de Balver para ambos tipos de
 parámetros de suelo. Período 1995 – 1998.
 Tabla 6.8. Error de estimación. Período 1995 – 1998.
 Tabla 6.9. Humedad de suelo observada y simulada por el Modelo de Jaworski.
 Tabla 6.10. Humedad de suelo observada y simulada por el Modelo Balver.
 Tabla 6.11. Valores anuales de ETP según los Modelos de Jaworski y Balver.
 Período 1995 – 1998.
 Tabla 6.12. Valores anuales de ETR según los Modelos de Jaworski y Balver.
 Período 1995 –1998.
 Tabla 6.13. Evapotranspiración relativa según los Modelos de Jaworski y Balver.
 Período 1995 –1998.
- Tabla 7.1. ETP y ETR estimados por el Modelo de Jaworski. Período 1995 – 1998.

Tabla 7.2.	ETP y ETR estimados por el Modelo Balver. Período 1995 – 1998.
Tabla 7.3.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski. Año 1995.
Tabla 7.4.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski. Año 1996.
Tabla 7.5.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski. Año 1997.
Tabla 7.6.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski. Año 1998.
Tabla 7.7.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo Balver. Año 1995.
Tabla 7.8.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo Balver. Año 1996.
Tabla 7.9.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo Balver. Año 1997.
Tabla 7.10.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo Balver. Año 1998.
Tabla 7.11.	Balance anual de acuerdo al Modelo Balver.
Tabla 7.12.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado, empleando los CN adoptados. Año 1995.
Tabla 7.13.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado, empleando los CN adoptados. Año 1996.
Tabla 7.14.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado, empleando los CN adoptados. Año 1997.
Tabla 7.15.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado, empleando los CN adoptados. Año 1998.
Tabla 7.16.	CN adoptados para la Alternativa 1.
Tabla 7.17.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 1 Año 1997.
Tabla 7.18.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 1. Año 1998.
Tabla 7.19.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 2. Año 1997.
Tabla 7.20.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 2. Año 1998.
Tabla 7.21.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 3. Año 1997.
Tabla 7.22.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 3. Año 1998.
Tabla 7.23.	CN utilizados en la Alternativa 4.
Tabla 7.24.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 4. Año 1997.
Tabla 7.25.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 4. Año 1998.
Tabla 7.26.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 5. Año 1997.
Tabla 7.27.	VARIABLES observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 5. Año 1998.

- Tabla 7.28. Escurrimientos mensuales observados y estimados con el Modelo de Jaworski Modificado. Diferentes alternativas. Período 1997 – 1998.
- Tabla 7.29. ETR mensuales estimadas con el Modelo de Jaworski Modificado. Diferentes alternativas. Período 1997 – 1998.
- Tabla 7.30. Escurrimientos mensuales observados y estimados con el Modelo de Jaworski Modificado. Diferentes alternativas. Período 1995 – 1996.
- Tabla 7.31. ETR mensuales estimadas con el Modelo de Jaworski Modificado. Diferentes alternativas. Período 1995 – 1996.

RESUMEN

En el presente trabajo se propone mejorar las estimaciones de evapotranspiración a partir de la modelación que tiene en cuenta métodos de balance de agua y disponer de herramientas de cálculo eficientes y confiables que permitan una mejor determinación de disponibilidades y pérdidas de agua con fines hidrológicos y agronómicos. Para ello se plantea introducir el uso de métodos modernos de estimación de evapotranspiración, investigar la influencia que tienen sobre estos métodos la disposición y consistencia de datos de entrada y validar con datos de campo las estimaciones que se obtienen de los modelos. Para lograr los objetivos, se utilizaron el Modelo de Jaworski y el Modelo Balver, aplicados a parcelas experimentales situadas dentro del predio de la Estación Experimental Agropecuaria INTA Marcos Juárez en la provincia de Córdoba.

A partir de las investigaciones realizadas se concluye la necesidad de incorporar un módulo de escurrimiento en el Modelo de Jaworski para subsanar la sobreestimación de la evapotranspiración y de humedad del suelo. Esta modificación resulta una alternativa válida y eficiente, ya que además de corregir la tendencia, mejora las estimaciones de evapotranspiración y de las demás variables involucradas en el balance hídrico.

Por su parte el Modelo Balver si bien requiere mayor información del sistema suelo-vegetación, analiza más detalladamente el recorrido del agua dentro del suelo y realiza un balance más elaborado, considerando aceptables las estimaciones obtenidas. Sin embargo a fin de mejorarlas es posible calibrar el modelo mediante el ajuste de los parámetros involucrados.

De acuerdo a los resultados obtenidos, los Modelos de Jaworski y Balver se consideran aptos para su utilización, y de acuerdo a la información disponible se seleccionará el más conveniente de utilizar, decisión que también depende de los objetivos planteados y del grado de detalle que se requiera.

ABSTRACT

The present work intends to improve the evapotranspiration estimates starting from the modelling that considers methods of water balance and to have efficient and reliable calculation tools that allow a better estimation of availability and losses of water with hydrological and agronomic purposes. Improvements to the evapotranspiration estimations from modeling by water balance methods and efficient and reliable calculation tools that allow better estimations of readiness and losses of water with hydrological and agronomic ends are presented in this work. So, modern methods are used to estimate the evapotranspiration and the influence that the available information and their consistency have upon these methods are researched too. The results obtained have been validate with field data.

Jaworski model and Balver model were used into experimental parcels by Estación Experimental Agropecuaria INTA Marcos Juárez, Córdoba province, Argentina.

From this research it is concluded about the need to incorporate in the Jaworski model a runoff module to correct the evapotranspiration and soil moisture overestimation. This modification is a valid and efficient alternative since it corrects the tendence and improves both the evapotranspiration estimates and the other variables involved in the water balance.

Also Balver model values are considered acceptable. This model analyzes with more detail the water path into the soil and it does a more elaborated balance but it requires more information about the system soil-vegetation. The model calibration by adjustment of the involved parameters makes improvements in the estimations.

According these results, Jaworski model and Balver model are both considered capable for their use and the adoption of one methodology must be done taking into account the available information, objectives and detail degree required.

Capítulo 1

Descripción General y Objetivos

1.1. Introducción

El hombre puede manejar el recurso agua y también el recurso suelo, para mejorar o controlar lo que le interesa, pero lo que no puede cambiar, al menos por ahora, son las condiciones climáticas de una región.

Si entre otras cosas, se quiere optimizar el producción agrícola de una región, se deberán analizar los factores que hacen posible la actividad vegetativa, ellos son: energía-agua-tierra. Estos tres factores son característicos siempre de una zona en estudio, diferenciándose de una región a otra.

Para lograr una acción planeada en el uso del agua disponible, se requiere la evaluación del recurso desde todos los aspectos en que se encuentre, ya sea como precipitación, escurrimiento superficial y subterráneo y también se necesita cuantificar su grado de agotamiento en el suelo mediante el proceso de evapotranspiración y las pérdidas originadas por su conducción, distribución y utilización.

El balance hídrico de una zona, tomando como base la velocidad de evapotranspiración, define a grandes rasgos el tipo de problema hídrico y asienta sólidas

bases para la programación agraria de dicha zona y para la planificación del uso y control de los recursos hídricos (Paoli, 1995).

Los estudios de balance hídrico deberían ser considerados como un método de investigación del ciclo hidrológico. Para ello es necesaria una evaluación del agua en forma integral considerando todas sus componentes en tiempo y espacio. Se necesitan efectuar mediciones, de modo que procesando y analizando los datos (información surgida de las mediciones) se puedan conocer y/o simular dichas componentes, tales como precipitación, evaporación de superficies libres, evapotranspiración, escurrimientos (superficial, subsuperficial y subterráneo), almacenamientos (ríos, lagos, nieves, agua subterránea, etc.), infiltración, uso consuntivo, entre otras. También con el conocimiento de parámetros, datos climáticos y características del suelo, se pueden estimar estas componentes del ciclo hidrológico. Su conocimiento permite, una predicción de su comportamiento en determinados escenarios con una incertidumbre acotada.

La realización de balances en cuencas a pasos de tiempo anual es relativamente satisfactoria, debido a que en un ciclo anual los valores promedios de las variables muchas veces se llegan a compensar, teniendo magnitudes muy similares al comienzo y al fin del intervalo analizado. Ahora, si se enfoca el balance para intervalos de tiempo mensuales ó menores, aparecen variables que comienzan a cobrar importancia y se necesitarán observaciones de las mismas, muchas veces difíciles de obtener ya que esto estaría implicando un mayor costo por partes de las instituciones.

En zonas de llanura, la evapotranspiración es una de las principales componentes del balance de agua en el suelo, por lo tanto se deberá cuantificar con precisión. Además su estimación y la determinación del uso consuntivo son importante, entre otras cosas, para diseño y manejo de sistemas de irrigación, optimización de producción de cultivos y estudios hidrológicos en general.

Para la determinación de la evapotranspiración, no existe en realidad un método práctico de medición directa, sino que se necesita un equipamiento caro y difícil de instalar y mantener como son los lisímetros, lo que lleva a su estimación a través de métodos indirectos, que generalmente se basan en datos meteorológicos que sin duda pueden llevar a una fuente de error. Además de la confiabilidad y precisión de la información, se debe tener en cuenta la cantidad de datos disponibles y la posibilidad de acceder a ellos.

Como se mencionó en el párrafo anterior, la medición directa de la evapotranspiración es muy difícil, se pueden tener algunas observaciones de mediciones indirectas como los lisímetros pero son muy escasas, hay muy pocos de estos instrumentos establecidos para su funcionamiento, debido sobre todo al alto costo inicial y el mantenimiento posterior. En la actualidad los datos de lisímetros en el país son muy escasos y los pocos que hay están sospechados de no representar los valores reales por los mismos técnicos que realizaron la toma de datos (Weir, Comunicación personal, 1998). Esta no es una información que tenga una importancia vital aparente para los organismos como podría ser el nivel de los ríos que tiene implícito un riesgo social ó económico directo como ser inundaciones o sequías.

Para el cálculo de la evapotranspiración se recurre entonces a métodos de balances, métodos empíricos, semiempíricos y a modelos matemáticos que representen físicamente el proceso.

Con relación a los requerimientos de riego de un proyecto, el punto de partida es la necesidad de agua que resulta del balance hídrico del suelo en equilibrio con el clima, donde la precipitación y la reserva de humedad en el suelo constituyen las entradas y el almacenamiento, y la evapotranspiración la salida. La determinación de los requerimientos de agua proporciona la unidad de medida del riego, que permite el posterior análisis socio-económico que fundamenta su ejecución y la eficiente explotación del mismo.

Lamentablemente para cuantificar los requerimientos de riego, se debe contar con datos que no son fáciles de obtener por medida directa. Ello obliga a realizar estimaciones de consumos y pérdidas, basadas en condiciones climáticas, de suelo, etc., recurriendo muchas veces a coeficientes o parámetros que caractericen las condiciones zonales.

Se considera también importante la estimación de la evapotranspiración para los mecanismos de pronósticos hidrológicos. Al evaluar la evapotranspiración e ingresarla como dato de entrada en los modelos, se obtendrán mejores pronósticos y se contará entonces con una herramienta objetiva en la toma de decisiones para planificar más eficientemente.

1.2. Objetivos de la presente Tesis de Maestría

1.2.1. Objetivo general

El objetivo de este trabajo es mejorar las estimaciones de evapotranspiración a partir de la utilización de metodologías que tengan en cuenta el balance de agua.

La finalidad inmediata es la disposición de herramientas de cálculo eficientes y confiables para permitir una mejor estimación de disponibilidades de agua y pérdidas con fines hidrológicos y agronómicos.

1.2.2. Objetivos específicos

Introducir el uso de métodos modernos de estimación de evapotranspiración.

Investigar la influencia que tienen sobre estos métodos la disposición y consistencia de datos de entrada.

Validar con datos de campo, las estimaciones que se obtienen de los modelos.

1.3. Beneficios esperados

Desde el punto de vista hidrológico, la correcta estimación de pérdidas por evapotranspiración en los modelos de balance permite conocer con mayor precisión la disponibilidad de agua y considerar las situaciones de extremos (excesos y déficit) que dan lugar a problemas de inundación por anegamiento y de sequía. Esto se traduce en incremento de beneficio, por disminución de daños provenientes de una incorrecta evaluación ó sobre/subestimación de las componentes del balance de agua.

También se pretende contribuir a mejorar el manejo del recurso agua para riego, según el cultivo, el suelo y el clima de la zona. Una buena estimación de la evolución del agua almacenada en el suelo, permite a la vez mejorar la evaluación de la lámina de agua a aplicar y obtener un óptimo rendimiento agronómico y por ende económico.

Se prevé incorporar los resultados obtenidos de la investigación a los desarrollos teóricos y prácticos en las cátedras de las carreras que se dictan en la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH – UNL).

1.4. Antecedentes de estudios de evapotranspiración

El régimen de evaporación y evapotranspiración ha sido estudiado por numerosos investigadores en todo el mundo. En el caso de la Argentina existen también estudios sobre el tema, entre los que se pueden citar a: Grassi (1964); Grassi y Tevez (1966); Papadakis (1962); Quintela y colaboradores (1962; 1969; 1982; 1987; 1990; 1991); Sierra y Pórfido (1978); Zeljkovich y colaboradores (1980); Damario y Cattaneo (1982); Da porta y colaboradores (1983; 1993); Zimmermann (1993; 1994), quienes basaron sus investigaciones en las fórmulas de Thornthwaite y de Penman y en menor medida en las de Hammon, Blaney-Criddle, Lane, Grassi y Christiansen.

Pero cuantificar la evapotranspiración con precisión resulta ser siempre un inconveniente, según comenta Fuschini Mejía (1989): “En las conclusiones del Coloquio de Olavarría (1983) se indica como necesaria la evapotranspiración real medida con métodos adecuados y no con estimaciones semiempíricas. Esto implica un gran problema pues no están del todo desarrollados los métodos que permitan obtener la evapotranspiración areal real”.

La dificultad de su evaluación también la expresan Hernández y Ruiz de Galarreta (1989), cuando intentan obtener una metodología que permita reconstruir el fenómeno hidrodinámico de una zona no saturada, donde para aproximar un balance hidrológico, se necesitaría la estimación de la variable evapotranspiración real por un método menos puntual que las mediciones directas y de menor incertidumbre que las fórmulas empíricas. El predominio en regiones llanas de los movimientos verticales, como la evapotranspiración y la infiltración tienen preponderancia en la zona no saturada. Luego de plantear un balance hidrológico a nivel de la zona no saturada, para régimen no permanente, se expresa que queda como incógnita la evapotranspiración real, y que es necesario calibrar los valores que se obtengan para esta variable de modo de establecer su validez, y ya que hacerlo mediante fórmulas empíricas y semiempíricas arrojaría un umbral de incertidumbre muy elevado. Se había pensado en emplear métodos con base física (balance calórico o aerodinámico global) o simulación de lluvia. Los autores concluyen diciendo que es posible utilizar el balance hidrológico a nivel de la zona no saturada para lograr valores de evapotranspiración real menos puntuales que los de medición directa y más representativos que las fórmulas empíricas y semiempíricas.

También Giacosa (1989), se refiere a los inconvenientes que se presentan al no contar con mediciones de evapotranspiración para zonas de llanura, con baja permeabilidad y problemas de anegamiento, ya que la estimación de esta variable introduce en los

modelos de balance un error cuyo valor supera la magnitud de la escorrentía, sin embargo es más frecuente contar con datos de escurrimientos por medio de mediciones directas. Otra conclusión importante que obtiene es que para zona de llanura (escasa ó nula pendiente) y con baja permeabilidad, se tendrá escurrimiento superficial en términos de volúmenes muy pequeños comparados con los volúmenes almacenados en superficie y en el suelo. En estos sistemas que no responden para cada evento a una simple relación lluvia - caudal, sino que tienen una gran inercia donde predominan los términos de almacenamiento, el término de la evapotranspiración es la principal salida del balance, dependiendo su magnitud no sólo de la disponibilidad de agua y energía para cambiar de la fase líquida a vapor, sino también del tipo y estado de desarrollo del cultivo.

Con relación a la oferta de métodos y modelos disponibles, se pueden citar en líneas generales tres clases de métodos de estimación:

- Los que utilizan balances tanto de energía como hídricos;
- Los que utilizan ecuaciones empíricas ó semiempíricas que necesitan de parámetros y coeficientes que deben ser validados para la zona y los cultivos en estudio;
- Los que reproducen el proceso físico de la evapotranspiración considerando en detalle las características climáticas y los movimientos del agua desde el suelo y las plantas considerando las resistencias involucradas en el mismo

Las tendencias modernas apuntan hacia el tercer grupo.

De los distintos tipos de modelos de balance que se encuentran disponibles se deduce que un grupo de ellos ha sido desarrollado por hidrólogos y otro por agrónomos. En los modelos concebidos por hidrólogos de superficie, el interés principal está en el excedente para escurrimiento y por lo tanto la evapotranspiración es considerada como una demanda potencial de la atmósfera que se calcula en forma aproximada. En los modelos

concebidos por agrónomos, el interés principal está en el mecanismo de consumo de agua del suelo por parte de la vegetación, por lo tanto la estimación de la evapotranspiración debe tener en cuenta estos aspectos, mientras que el excedente de escurrimiento no reviste interés. Existe la necesidad de unir los métodos de tipo hidrológicos (énfasis de los factores de almacenamiento y distribución) con los agronómicos (énfasis en los factores de la plantas).

Para medir la evaporación potencial puntual hace más de cien años que se utilizan los tanques evaporimétricos y se han desarrollado fórmulas para su corrección. En el país, para la determinación de la evaporación de superficie libre de agua se utilizan los datos de la red oficial del Servicio Meteorológico Nacional (SMN), con tanques tipo "A".

Un procedimiento común para la estimación de evapotranspiración para cultivos bien alimentados de agua, es primero determinar la evapotranspiración de referencia de una superficie standard y luego aplicar un coeficiente de cultivo empírico, como aquéllos presentados por Doorenbos y Pruitt (1976) y Wright (1982).

El concepto de evapotranspiración de referencia resulta de un gran interés práctico para la cuantificación de la evapotranspiración de cultivo, siendo hierba (*grass*) el cultivo de base generalmente utilizado. Se pueden utilizar distintos métodos para calcularla entre los que se pueden citar. Blaney-Criddle, Radiación, Penman, Penman-FAO, FAO-Jensen, Hargreaves, Penman–Monteith, siendo el más divulgado éste último. Esta ecuación de Penman–Monteith es recomendada como un método standard para la estimación de evapotranspiración de referencia y de cultivo, ha sido validado globalmente, y encontrado reconocimiento por la Comisión Internacional de Riego y Drenaje (ICID) y por la Organización Meteorológica Internacional (WMO).

Cronológicamente se destacan los siguientes trabajos:

Un modelo de parámetros distribuido en forma de grilla es el Morecs (Meteorological Office Rainfall and Evaporation Calculation Systems) desde 1978 (Thompson y colaboradores, 1981). Aunque en el memorándum Nro. 45 se expresa que sólo se usan como entrada las variables de Penman (duración del brillo solar, temperatura, presión de vapor, velocidad del viento y lluvia) la verdad es que necesita los datos relacionados a las características de las plantas (parámetros del follaje, índice del área de hojas, profundidad de la zona de raíces, etc.) y las variables hidráulicas del suelo (deficiencia de humedad con relación a la capacidad de campo, porosidad y punto de marchitez, etc.). También se indica la importancia de transmisividad del suelo pero no la emplea.

Da Porta y Niemann (1983) calcularon mediante balance de energía, la evapotranspiración real en la cuenca del río La Suela (Sierras de Córdoba), observando que la evapotranspiración real nunca sobrepasa el máximo de evapotranspiración potencial calculada por Penman (1948) y sólo la iguala en condiciones de máxima humedad del suelo.

Para los sistemas de llanura, es conveniente la determinación independiente, no como residuo, de la evapotranspiración y de la evaporación. Un avance importante es el efectuado por F. I. Morton (1983) con su teoría de la "*relación complementaria*" que le permite utilizar datos solamente climáticos y obtener valores de evapotranspiración. Morton desarrolló un modelo llamado CRAE (Complementary Relationship Areal Evapotranspiration) que brinda la estimación de la evapotranspiración y que puede ser utilizado en el balance de agua para estimar y estudiar los cambios en el almacenamiento. Justifica su teoría indicando que se basa no en las causas sino en los efectos del fenómeno de evaporación y no toma en cuenta entonces, ni el estado del suelo ni la vegetación. El concepto de la "*relación complementaria*" resulta ser muy interesante y ha llevado a

muchos investigadores del país como Quintela (1987; 1991), Fuschini Mejía (1989), Da Porta y Caamaño Nelly (1993), Zimmermann (1994), entre otros, a analizarlo. También en el exterior dan cuenta de ello, por ejemplo Lhomme de la Universidad de Sonora en México (1997), Kotoda en Japón (1989), Mawdsley en Gran Bretaña (1989), Mc Naughton y Spriggs en Nueva Zelanda (1989), entre otros.

G. Kovacs (1981) desarrolló un esquema de pensamiento organizando la red hidrológica para efectuar el balance en tres niveles distintos: sobre el terreno, en el terreno y en el subsuelo, lo que constituye un gran adelanto. Sin embargo, la evapotranspiración areal depende del déficit de humedad del subsuelo a pesar que muchos modelos se desarrollan midiendo solamente las variables de índole meteorológicas, evitando así la gran dificultad de medir o estimar las variables biológicas y propias del suelo.

Es muy importante citar la publicación de World Meteorological Organization (WMO, 1985) Nro. 635 "Casebook on operational assessment of areal evaporation", en donde se analizan quince ejemplos de evaluación directa y modelación de la evapotranspiración, dónde puede encontrarse el Modelo de Jaworski, entre otros.

Soczynska (1989) presenta un modelo determinístico y de parámetros distribuido para simular los procesos hidrológicos en la cuenca de tierras bajas en Polonia, donde la evaporación potencial se calculó mediante la utilización del método de Monteith - Van Bavel adaptado a las condiciones polacas por Jaworski (1978). Dicho modelo describe los procesos del intercambio vertical de masa y energía en el confín de la atmósfera, biosfera y pedosfera, analizando la intercepción y drenaje del follaje de las plantas, la evapotranspiración y las variaciones de humedad del suelo bajo la influencia de la infiltración y la evapotranspiración.

Se debe citar además la publicación de International Association of Hydrological Sciences (IAHS, 1989) titulado "Estimation of Areal Evapotranspiration" donde se

presentan sólidos trabajos teóricos cuyos tópicos principales son la evapotranspiración afectada por factores de superficies, evapotranspiración regional, métodos isotópicos, difusión de flujos turbulentos y la influencia de la capa límite sobre la evapotranspiración.

Reconocidas mundialmente son las publicaciones de Food and Agriculture Organization (FAO) que presentan modernos conceptos de evapotranspiración como es la evapotranspiración de referencia, evapotranspiración de equilibrio, determinación de resistencias, además de técnicas, métodos y recomendaciones para su aplicación. Destacándose: “Estudio FAO, Riego y drenaje, N° 24, las necesidades de agua de los cultivos” (Doorenbos y Pruitt, 1976) y “The FAO Panel of Experts” realizado por Martín Smith del departamento de tierra y agua con colaboración de Allen, R.; Monteith, J. L.; Perrier, A.; Santos Pereira, L. y Segeren, A. (FAO, 1990).

Recomendados también son los artículos de Allen (1989; 1996) quien junto a colaboradores como Jensen, Wrigth, Pereira (1999) y Perrier entre otros, ha publicado una serie de trabajos relacionados a la evapotranspiración de referencia, estudios de parámetros involucrados en su estimación y realizado amplias aplicaciones a nivel mundial.

Posteriormente Todorovic (1999) presenta la modelación de la evapotranspiración basada en el enfoque de una gran hoja “*big leaf*” y la resistencia de canopia variable, confirmando el hecho que la resistencia de canopia depende del clima y que se recomienda tenerla en cuenta para modelar la evapotranspiración.

Kotsopoulos (1997) estudió las expresiones matemáticas que describen los parámetros utilizados para el cálculo de la evapotranspiración del cultivo de referencia mediante la fórmula de Penman a través de procedimientos de regresión lineal, con la finalidad de disminuir la incertidumbre que incorporan los valores de los parámetros medidos, el uso de tablas y las estimaciones de las expresiones analíticas.

Aunque existen técnicas modernas como los sistemas de información geográfica (SIG) apoyados por información e índices obtenidos de imágenes satelitales como el “*Índice Verde Normalizado*” (NDVI) que permite destacar la vegetación sobre la superficie terrestre, el uso de imágenes satelitales para la estimación de la evapotranspiración real se encuentra actualmente en pleno desarrollo en los países mas avanzados. En nuestro país existen algunos intentos mediante el uso de correlaciones entre temperatura de superficie estimada a partir de información satelital y la evapotranspiración calculada mediante métodos empíricos, el comportamiento de estas correlaciones no son muy buenas, pues sus estimaciones presentan una incertidumbre bastante grande. La investigación debería estar orientada al acoplamiento de modelos físicos de superficie con información obtenida de sensores remotos (Fernández, Comunicación personal, 2000).

Grupos de investigadores argentinos han incursionado en éstas técnicas, determinando las propiedades físicas del suelo mediante teledetección que servirán de apoyo para la determinación de la evapotranspiración (Ostinelli y colaboradores, 1996) y otros avances prácticos logrados dentro de una planificación más integral como los trabajos presentados por Zuluaga y colaboradores (1998), Menciondo y colaboradores (2000), entre otros, generalmente con interés en la gestión de cuenca.

Nuevas tendencias en los métodos de estimación de la evapotranspiración real están volcadas en la incorporación de los términos de resistencias, ya sea del cultivo, la aerodinámica y en menor medida la del suelo. Estos factores que en nuevos modelos ya se vienen incorporando permiten cuantificar a escala de detalle la evapotranspiración real, pero para que esto sea efectivo, será necesario contar con información de base muy confiable y exacta para que el esfuerzo tanto computacional como de implementación de los modelos vea sus frutos.

En la actualidad, aunque se han desarrollado gran cantidad de modelos y realizado avances a una escala de detalle, todavía no se cuenta con la información disponible como para aprovecharlos. Se necesitan en realidad técnicas sencillas o fáciles de implementar, que permitan utilizar los avances tecnológicos e informáticos de las últimas décadas, aprovechando los recursos disponibles. Se intenta con este trabajo presentar avances al respecto.

1.5. Descripción sintética de la labor realizada

En el capítulo 1 se presentan los objetivos de este trabajo junto con los alcances esperados y se realiza una breve descripción de los problemas e inconvenientes que se presentan en la cuantificación de la evapotranspiración y la necesidad de una estimación acertada, teniendo en cuenta la información y los recursos disponibles, que muchas veces resultan ser una limitante para realizar avances sobre el tema, al no contar con las herramientas necesaria para implementar técnicas modernas. Una reseña de los antecedentes del tema y las publicaciones más destacadas que se disponen completan este capítulo.

En el Capítulo 2, se detallan los métodos y factores relacionados con la evaporación y la evapotranspiración, a fin de actualizar conceptos y unificar las definiciones que a veces no son coincidentes para las diferentes disciplinas. También se comentan los modelos a utilizar durante el desarrollo del trabajo, ellos son: el Modelo de Jaworski (Jaworski, 1978) y el Modelo Balver (Fernández y Hämmerly, 2001).

En el Capítulo 3 se explican en detalle los modelos, métodos y parámetros a utilizar en las posteriores tareas de investigación.

En el Capítulo 4, se encuentra la descripción de la zona que abarca las parcelas de estudio, así como sus características generales. Las mismas están situadas dentro del predio

de la Estación Experimental Agropecuaria (EEA) INTA Marcos Juárez en la provincia de Córdoba.

En el Capítulo 5, se detalla la información disponible y se describen los parámetros y las características particulares del sistema a simular en el período de análisis, es decir las condiciones meteorológicas, las características físicas del suelo, la vegetación y las parcelas de ensayos existentes. También se explica la confección de los archivos de datos para ambos modelos y la adecuación de datos y parámetros para ser utilizados por los mismos.

En el Capítulo 6 se relacionan los resultados de los modelos utilizados, cotejando los valores de evapotranspiración y humedad de suelo obtenidos con los mismos. Se contrasta la humedad de suelo estimada con la observada in situ y por último se comparan los modelos entre sí.

En el Capítulo 7 se exponen los balances hídricos resultantes al utilizar las salidas de ambos modelos implementados para parcela descubierta y de las investigaciones realizadas se concluye la necesidad de incorporar un módulo de escurrimiento en el Modelo de Jaworski. Se plantean diferentes alternativas para realizar las estimaciones de los escurrimientos.

En el Capítulo 8 se exponen los comentarios, conclusiones y recomendaciones surgidas de las investigaciones y análisis realizados.

Por su parte el Capítulo 9 detalla la bibliografía consultada y utilizada para la realización de las investigaciones y aplicaciones.

Capítulo 2

Conceptos y Descripción de Procesos. Métodos Generales de Estimación

2.1. Introducción

De la variable precipitación que llega al suelo desde la atmósfera, un gran porcentaje vuelve en forma de evaporación de superficie de agua libre y evapotranspiración (evaporación de suelo y transpiración de las plantas); otro porcentaje se infiltra y llegará quizás, según las condiciones del suelo, a alimentar su humedad y por percolación alimentará la napa freática; otro porcentaje se almacenará en las depresiones del suelo y finalmente otro porcentaje escurrirá sobre la superficie hasta alcanzar el cauce para completar así el ciclo.

De todas las variables mencionadas, éste trabajo abordará en especial la evapotranspiración, variable fundamental si se tiene en cuenta que aproximadamente el 70 % del agua que precipita es devuelta a la atmósfera por dicho proceso.

La evaporación puede ser de distintas procedencias, evaporación de superficie de agua libre como ser lagos, tanques, cursos de agua, etc.; evaporación del agua del suelo y transpiración de plantas, que también toman agua del suelo por medio de sus raíces. Estas

dos últimas son muy difíciles de cuantificar ó estimar en forma separada, por lo tanto se englobarán en una sola variable denominada evapotranspiración.

En conclusión la *evaporación total* es la suma de la evaporación de agua libre y la evapotranspiración, generalmente expresada en altura de lámina de agua durante un período de tiempo.

2.2. Evaporación

2.2.1. Definición

Se define como evaporación al proceso físico por el cual el agua pasa del estado líquido al gaseoso y representa la tasa neta de transporte de vapor hacia la atmósfera. También el agua en estado sólido (nieve, hielo, etc.) puede pasar directamente a vapor y el fenómeno se llama sublimación (Custodio y LLamas, 1976).

El cambio de estado de líquido a vapor se debe a la radiación solar que brinda la energía necesaria para permitir a las moléculas del agua cambiar de estado y a los procesos de difusión molecular y turbulencia. Además de la radiación solar, las variables meteorológicas que intervienen en la evaporación, particularmente de las superficies libre de agua, son la temperatura del aire, la velocidad de viento, la tensión de vapor ó humedad relativa del ambiente, determinando el *poder evaporante* de la atmósfera, que es la capacidad del aire que rodea a la superficie evaporante para admitir vapor de agua.

2.2.2. Naturaleza del proceso

La esquematización más simple del proceso de evaporación es la siguiente: las moléculas de agua están en continuo movimiento, cuando llegan a la superficie libre del líquido se calientan por efecto de la radiación solar, aumentan su temperatura y en consecuencia su velocidad de movimiento, incrementando por lo tanto su energía cinética,

hasta que algunas consiguen liberarse de la atracción de las moléculas adyacentes y atravesar la interface líquido-gas, convirtiéndose en vapor. Ahora bien, la capa de aire inmediata a la superficie se satura pronto y ocurre simultáneamente a la evaporación el proceso inverso, por el que las moléculas se condensan y vuelven al estado líquido. La diferencia entre la cantidad de moléculas que abandonan el líquido y la cantidad de moléculas que vuelven a él, marca el carácter global del fenómeno. El calor absorbido por unidad de masa de agua, para el cambio de estado, se llama *calor latente de evaporación* ó de vaporización. (Maidment, 1993).

En todos los casos, la tasa de evaporación es función de dos grupos de factores que inciden en el proceso, ellos son: *a)* parámetros que caracterizan el estado de la atmósfera en las cercanías de la superficie evaporante y condicionan su aptitud para provocar la evaporación, estos parámetros condicionan el poder evaporante de la atmósfera: y *b)* la naturaleza y el estado de la superficie evaporante, que puede ser una superficie de agua libre, nieve, hielo, suelo desnudo, vegetación, y su aptitud para alimentar la evaporación y responder rápida o lentamente a las variaciones del poder evaporante de la atmósfera (Zimmermann,1993).

El poder evaporante de la atmósfera se determina por una serie de variables meteorológicas de difícil evaluación por su efecto relativo como: radiación solar, déficit higrométrico, temperatura del aire, insolación, velocidad y turbulencia del viento y presión barométrica. A los factores mencionados se le deben sumar los factores que caracterizan la superficie evaporante como: salinidad del agua, temperatura de la superficie, altitud y disponibilidad de agua.

2.2.3. Factores que afectan a la evaporación de superficie de agua libre

En los procesos de evaporación de agua libre existen dos medios intercambiantes agua y aire, y muchos de los factores que influyen en la evaporación están relacionados entre sí, ésta dependencia dificulta la tarea de analizarlos independientemente.

Pueden ser agrupados en dos categorías según sean propios de la atmósfera ambiente en la vecindad de la superficie evaporante o referidos a la superficie evaporante propiamente dicha. En relación al primer aspecto y de acuerdo a Ven Te Chow (1964) se pueden citar:

Radiación solar: sirve como fuente de energía para que se efectúe el proceso antes descrito. La evaporación es un cambio de estado y precisa una fuente de energía que proporcione a las moléculas de agua la suficiente para realizarlo, la duración del día o insolación está involucrada dentro de este factor. La cantidad de agua que se puede evaporar depende fundamentalmente de la energía disponible para el cambio de estado.

Temperatura: el aumento en la temperatura origina un incremento de la energía cinética y consecuentemente de la presión de vapor. La diferencia de temperatura entre la superficie evaporante y el aire circundante proporciona una diferencia de tensiones, y una medida de la capacidad de la atmósfera de admitir vapor de agua. Si un incremento en la temperatura del aire está correspondido con un aumento en la temperatura de la superficie de evaporación, también se incrementará la presión acuosa en ambos, pero la diferencia de presión entre ellos se puede mantener constante. Dado que la evaporación es proporcional a la diferencia de presión de vapor entre el aire y la superficie evaporante, igual incremento de temperatura en ambos no incrementará la tasa de evaporación. Por lo tanto un aumento de la temperatura influye favorablemente en la intensidad de la evaporación, si permite que una mayor cantidad de agua pueda estar presente en la atmósfera.

Déficit higrométrico: definido como la diferencia entre la tensión de vapor saturado y la tensión de vapor existente en el aire circundante. Cuando sucede la evaporación, la capa de aire situada por encima de la superficie evaporante se va saturando progresivamente de vapor hasta que llega al punto en que no admite más. La evaporación es directamente proporcional al déficit higrométrico.

Velocidad de viento: el viento es efectivo para la remoción de partículas de agua en el aire, proporcionando una atmósfera capaz de contener mayor vapor de agua. Cuando la velocidad del viento es suficiente para remover todas las partículas de agua contenida en la masa de aire, un incremento en la velocidad no aumentará apreciablemente la evaporación.

Si el aire entrante a la zona de estudio es precalentado al pasar sobre superficies calientes, este podría suministrar energía adicional para la evaporación, e inversamente si se enfría al pasar sobre una superficie fría decrecerá la evaporación. Este fenómeno de cambio de propiedades de una masa de aire producido por una corriente de aire horizontal es llamado *advección*.

Presión atmosférica: el descenso de la presión barométrica con el incremento de altura podría incrementar la tasa de escape de las moléculas de agua desde la superficie de agua libre, porque hay menos moléculas en la atmósfera por encima de la superficie de evaporación. El aumento de la evaporación con el incremento de altura podría ocurrir sólo si todos los otros factores climáticos se mantienen constantes, ya que por el contrario, al aumentar la altitud, decrece la evaporación. Esta contradicción se explica por la mayor influencia de otros factores como la temperatura del aire y el agua en el proceso de la evaporación.

Sólidos solubles: se admite que la evaporación disminuye 1% por cada incremento del 1% de concentración de sal en el agua. La presión de vapor del agua pura bajo dadas condiciones está determinada por su temperatura, cuando existen sólidos disueltos en agua,

la presión de vapor de la solución se reduce para la misma temperatura, originando una reducción del déficit higrométrico, y de la evaporación al ser directamente proporcional a la misma.

2.3. Evaporación del suelo

El suelo actúa como proveedor de agua tanto para las plantas como para el proceso de evaporación directa desde el mismo.

La tasa de evaporación desde una superficie de suelo saturado es aproximadamente igual a la evaporación de una superficie de agua libre cercana y a la misma temperatura. Al comenzar a secarse el suelo, la evaporación disminuye y también su temperatura para mantener el balance energético. Eventualmente, la evaporación cesará pues no existe un mecanismo efectivo para transportar el agua desde una profundidad apreciable. Por lo tanto la tasa de evaporación desde superficie de suelo, está limitada por la disponibilidad de agua, o por la demanda climática.

Cuando la superficie del suelo está húmeda, la evaporación es gobernada principalmente por las condiciones atmosféricas. Sin embargo, cuando esta capa se seca, la tasa de evaporación decrece muy rápidamente y es mayor la influencia de las propiedades del suelo tales como su humedad, el coeficiente de difusión, la conductividad capilar y la conductividad hidráulica de la capa superficial. Estas propiedades del suelo gobiernan la tasa a la que el agua en forma de líquido o vapor es transmitida en el perfil del suelo desde las capas profundas hasta la superficie.

2.3.1. Factores relativos al suelo

La componente líquida del suelo es generalmente el agua, que al atravesar la superficie del terreno se distribuye por él quedando sometida a varias fuerzas, de cuya intensidad depende el mayor o menor grado de fijación al material sólido:

El agua en el suelo se encuentra sometida a un conjunto de sollicitaciones, que en función de la dominante pueden agruparse en: *a)* agua retenida por fuerzas no capilares (higroscópica y pelicular); *b)* agua retenida por fuerzas capilares (agua capilar aislada o continua) y; *c)* agua no retenida en el suelo o agua gravífica.

A su vez se pueden diferenciar las siguientes zonas de humedad en el perfil del suelo (Zimmermann, 1993):

- a)* Zona de saturación: limitada superiormente por la superficie freática en donde el agua llena completamente todos los huecos existentes entre los materiales del suelo.
- b)* Zona de aireación o zona vadosa: situada entre la superficie freática y la superficie del terreno: Tiene una pequeña porción, sobre todo en la parte baja, saturada en agua permanentemente, y otras en las que ocasionalmente también pueden producirse saturación, pero transcurrido un tiempo dejan de estar saturadas al perder el agua gravífica. Es también llamada zona no saturada.. Dentro de esta se distinguen tres subzonas:
 - b.1)* Subzona sometida a evapotranspiración: comprendida entre la superficie del terreno y los extremos radiculares de la vegetación. El fenómeno de evaporación afectará el agua de esta zona que asciende por capilaridad hasta la superficie. El agua capilar aislada o suspendida de esta zona es la que emplean las plantas para sus funciones de nutrición y transpiración
 - b.2)* Subzona intermedia: sus características son totalmente similares a la zona anterior y esta situada debajo de ella. No está afectada por las raíces de la

plantas por eso su compactación es mayor. Una vez que ha desaparecido el agua gravítica contienen agua de retención y agua capilar aislada.

b.3) Subzona capilar: es la de transición a la zona saturada propiamente dicha y alcanza una altura sobre la superficie freática que depende de las fuerzas capilares que la hacen ascender. El límite superior con la subzona intermedia puede estar muy bien definido o ser apenas perceptible, según le tipo de materiales del suelo.

Para que esta repartición del agua en el suelo se cumpla es necesario que el macizo sea homogéneo e isotrópico, apoyado sobre un estrato impermeable.

La Figura 2.1 presenta un esquema general de la forma en que se reparte el agua en el suelo.

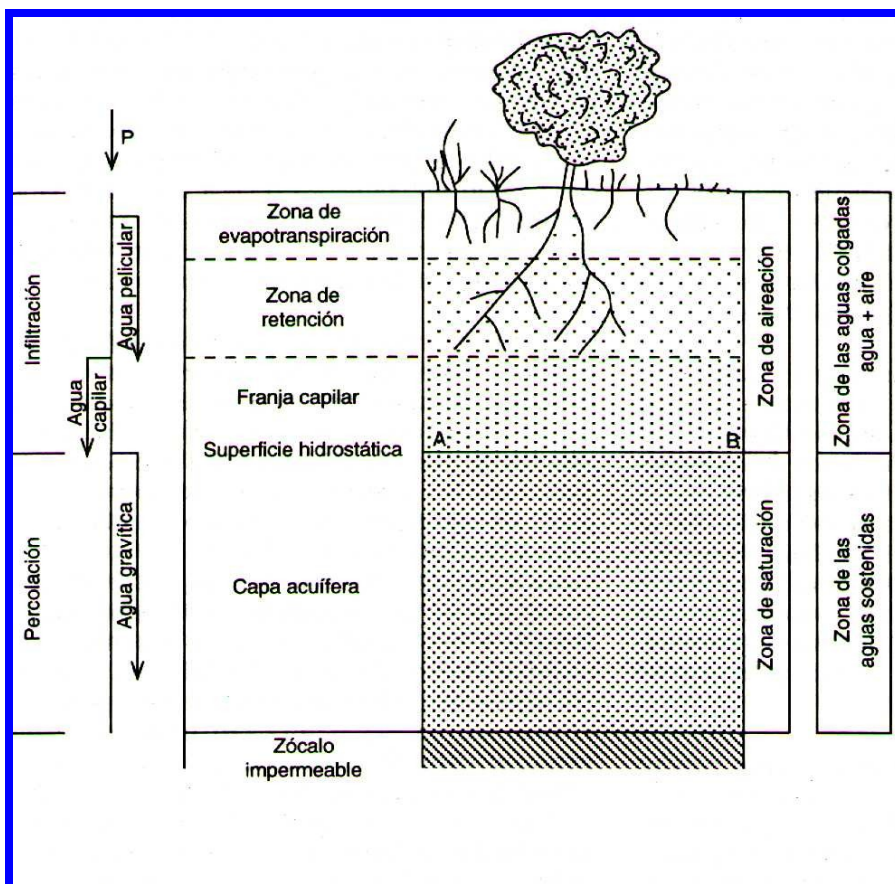


Figura 2.1. Repartición del agua en el suelo. Fuente: Vich, 1996.

Es imprescindible definir dos parámetros característicos del contenido de humedad de los suelos, la *capacidad de campo (CC)* y el *punto de marchitez permanente (PMP)*.

La capacidad de campo es la cantidad de agua retenida por el suelo luego que ha perdido su agua gravífica. Este concepto es de gran importancia en agricultura, pues en la zona de acción de la plantas representa el agua que, transcurrido un tiempo luego de la lluvia o el riego, queda en el terreno y podrá ser aprovechada por la vegetación para sus funciones biológicas.

El punto de marchitez permanente es el contenido de humedad de un suelo que rodea a la zona radicular de la vegetación, tal que las fuerza de succión de las raíces es menor que la de retención del agua por el terreno y en consecuencia las plantas no pueden extraerlas. Al igual que la *CC* es un concepto eminentemente agronómico, pero que juega un importante papel en fenómenos como la evapotranspiración. Para su determinación en laboratorio se somete la muestra a una presión centrífuga del orden de 15 atmósferas, hallando después su contenido de humedad.

Las plantas necesitan para vivir que en su zona radicular exista oxígeno libre y por eso las raíces no deben estar en una zona permanentemente saturada. El máximo contenido disponible lo señala la *CC*, y el límite inferior el *PMP*, así pues puede considerarse como el agua utilizable por la planta, la diferencia entre estas dos cantidades de humedad, denominada *agua útil (AU)*.

Entonces, con respecto a la evaporación de la superficie del suelo, se deben entonces tener en cuenta aspectos tales como el tipo y las propiedades del suelo, su condición de humedad, las características de la cobertura vegetal y su densidad, etc..

En la evaporación de suelo descubierto, cuando está saturado o cuando el nivel freático está muy elevado, actúan solamente los factores climatológicos anteriormente citados, igual que en la evaporación de superficie de agua libre.

Pero en el caso de no saturación ó nivel freático profundo, influyen otros factores como las características del perfil del suelo, la conductividad hidráulica, que es función de la estructura y textura del mismo y determinan el contenido de humedad, es decir, la cantidad de agua disponible para evaporar.

Para suelo cultivado, aparecen además factores como tipo de cultivo, grado de desarrollo vegetativo, resistencia del cultivo a la circulación del aire y porcentaje de cobertura del terreno con cultivo. A su vez ciertos factores climatológicos como iluminación, temperatura y humedad del aire, condicionan la apertura de las estomas de las plantas, influyendo también en la cantidad de agua transpirada como se verá a continuación.

2.4. Transpiración

Es el resultado del proceso físico–biológico por el cual el agua cambia del estado líquido al gaseoso, a través del metabolismo de los seres vivos, pasando a la atmósfera. Entre ellos la vegetación constituye el principal agente de la transformación, ya que el volumen de agua que circula por el interior de las plantas, incluyendo la necesaria para su metabolismo, es de 100 a 300 litros por kilo de materia seca, gran parte de este volumen es transpirado y una muy pequeña fracción queda fijado químicamente en la producción de materia. Por su parte, la profundidad que alcanzan las raíces, variables de acuerdo al tipo de vegetal, le permiten explorar en profundidad un gran volumen de suelo, extrayendo el agua de las profundidades (Vich, 1996).

2.4.1. Naturaleza del proceso

De acuerdo a Zimmermann (1993), el proceso de transpiración es esencialmente el mismo que el de evaporación excepto que la superficie desde la que escapan las moléculas

de agua es generalmente las hojas de las plantas. El agua se vaporiza a través de los estomas, el número de estomas por unidad de superficie varía entre 50.000 y 800.000 por pulgada cuadrada, dependiendo de la superficie vegetal y las condiciones ambientales. Generalmente se abren con la luz y se cierran con la oscuridad, viéndose afectados por la intensidad de la luz, el exceso de humedad en las hojas, la temperatura del aire, la humedad ambiente y los cambios químicos, además la temperatura afecta su velocidad de apertura. Cuando los estomas están completamente abiertos, la tasa de transpiración está determinada por los mismos factores que controlan la evaporación. Los estomas ejercen una suave regulación solamente cuando están cerrados. En un sentido amplio, en el concepto, también se incluirá el agua perdida por la planta en forma de goteo o exudación, que puede alcanzar valores relativamente importantes, especialmente cuando las condiciones ambientales no son favorables para que se produzca transpiración. El agua que la planta incorpora a su estructura en el período de crecimiento también debe considerarse.

La tasa de transpiración es en general independiente del tipo de planta, siempre y cuando existan cantidades suficiente de agua en el suelo y que la superficie esté cubierta completamente por vegetación, cuando no es así, la transpiración estará limitada por la tasa a la cual la humedad se encuentra disponible para la planta. Algunos investigadores opinan que la transpiración es independiente de la humedad disponible hasta cuando esta alcanza el punto de marchitez permanente, mientras que otros suponen que la transpiración es aproximadamente proporcional a la humedad remanente en el suelo y disponible para las plantas (Chow, 1964).

2.4.2. Factores que influyen en la transpiración

La bibliografía consultada cita que estos pueden ser fisiológicos o ambientales. Los factores fisiológicos más importantes son la densidad y el comportamiento de los estomas,

extensión y carácter de la cubierta vegetal, estructura de las hojas, profundidad de las raíces y enfermedades de las plantas. Los factores ambientales de importancia son la temperatura, la radiación solar (el calor y la luz), el viento, la humedad del aire y la disponibilidad de agua en el suelo.

La diferencia de presión de vapor entre el interior de la hoja y el aire exterior es por supuesto una medida de la energía requerida para mover el vapor de agua desde la hoja hacia la atmósfera, constituyendo el factor básico de la transpiración. El gradiente de presión de vapor entre la hoja y el aire podría también estar influenciado por las características morfológicas de la hoja, su posición y la relación con las hojas vecinas.

Si la hoja está expuesta a la luz solar, la temperatura de ésta será mayor que la del aire, aunque el enfriamiento provocado por la transpiración haga decrecer la temperatura de la misma, una mayor presión de vapor en la hoja aumentará la transpiración. También una mayor radiación solar incrementa la temperatura y por consiguiente la transpiración.

La remoción del vapor de agua próximo a la superficie de la hoja por efecto del viento, puede incrementar la transpiración, al incrementarse el gradiente de presión entre la atmósfera y el interior de la hoja, por disminución del vapor de aire (Zimmermann, 1993).

También la humedad del suelo afecta a la transpiración cuando el contenido es inferior al punto de marchitez permanente, aunque este concepto se encuentra en discusión por los técnicos agrónomos.

2.5. Evapotranspiración

El proceso de evapotranspiración es un fenómeno combinado de pérdida de agua por transpiración y evaporación directa del agua del suelo. Corresponde al fenómeno físico del pasaje de agua del estado líquido al gaseoso en condiciones naturales, dependiendo de

la disponibilidad de agua para la vegetación y necesitando una importante cantidad de energía para que el proceso ocurra.

La evapotranspiración se evalúa en altura de agua equivalente [mm] sobre un período dado, como por ejemplo *mm por año* o *mm por mes*. Cuantitativamente 1 [mm] de evapotranspiración representa 10 [m³/ha].

Dentro de las teorías que estudian los fenómenos de evapotranspiración se encuentran aquellas que evalúan el flujo del calor absorbido para la evapotranspiración mediante el balance energético y las que analizan el flujo del vapor de agua emitido hacia la atmósfera a través de las ecuaciones de mecánica de los fluidos.

De estas dos teorías básicas y sus combinaciones se han desprendido numerosas expresiones y algoritmos que cuantifican en forma aproximada la evaporación y la evapotranspiración, tanto potencial como real.

2.5.1. Factores involucrados en el proceso de evapotranspiración

Partiendo que la evapotranspiración resulta la suma de los volúmenes de agua utilizados en los procesos de evaporación y transpiración, es lógico que muchos de los factores que influyen en estos fenómenos, también afecten a la cantidad de evapotranspiración, principalmente los factores climáticos como, por ejemplo, la intensidad de la radiación solar, la duración de la insolación, las condiciones de vientos, la humedad relativa, cobertura de nubes, la presión atmosférica y otros.

Además de los factores climáticos, los factores del suelo y la vegetación también gobiernan los procesos de evapotranspiración.

El tipo, color, densidad y estado de crecimiento de la planta afectan el poder reflectivo y por lo tanto la proporción de la radiación solar entrante y las componentes del intercambio de radiación neta. Similarmente el estado de crecimiento, la densidad y las

formas de las plantas afectan a la turbulencia del aire circundante y al intercambio de agua entre la superficie de evaporación y la atmósfera. Además, la luz, el viento y otros factores influyen en la apertura y cierre de los estomas de las plantas de diferentes modos, afectando la habilidad de la planta de transmitir agua desde el sistema de raíces hasta las hojas.

Deben mencionarse en especial los factores de resistencia, los mismos son parámetros que se introducen en las fórmulas de evapotranspiración para tener en cuenta las características de las diferentes superficies evaporativas. Ellos se distinguen entre factores de resistencia aerodinámica, y de superficie. A su vez los de superficie pueden estar conformados por la resistencia estomática, la resistencia de la cobertura del cultivo, ofrecida por la estructura de la planta, llamada resistencia de canopia y por último también puede incidir la resistencia del suelo, dependiendo la influencia de cada una de las características de la superficie y de la condición y/o disponibilidad de agua.

Los factores del suelo predominantes que intervienen en la evapotranspiración, son aquéllos relacionados con el movimiento del agua en el suelo y que influyen en la cantidad de agua disponible en el suelo y para las plantas. Las plantas al transpirar crean un déficit de presión en las raíces que están en contacto con el suelo húmedo, haciendo que el agua se mueva hacia la planta. Como se indicó anteriormente, todos los factores tales como textura, estructura, espacio entre los poros, etc. que afecten la tasa de movimiento del agua en un suelo no saturado, también afectan la tasa de transpiración.

Como se aprecia, el proceso de evapotranspiración es complejo y existen demasiados factores que afectan a este fenómeno, pero se puede considerar que depende de tres aspectos fundamentales: *a)* el movimiento capilar del agua a través del suelo no saturado, *b)* la transmisividad de los estomas y *c)* el poder evaporante de la atmósfera.

2.5.2. Aspectos generales que influyen en el proceso de la evapotranspiración

La evapotranspiración depende en gran medida de las condiciones locales, entre ellas del clima, el tamaño de los campos y las características del medio circundante, la advección, la altitud, la humedad del suelo, la salinidad, el método de riego, los métodos y prácticas de cultivo entre otros. A continuación se hará una breve referencia a estos aspectos, de acuerdo a Doorenbos y Pruitt (1976).

a) Clima

Variación en función del tiempo: La evapotranspiración anual de un determinado cultivo variará algo para los diferentes climas de un año a otro. En comparación con la variación anual, la variación mensual de la evapotranspiración será mayor para un mes y un sitio dado y mayor aún será la variación diaria. La evapotranspiración diaria puede variar radicalmente, obteniéndose valores bajos en los días lluviosos, húmedos, nubosos y calmos, y valores altos en los días soleados, secos y ventosos.

Variación en función de la distancia: Las estaciones meteorológicas situadas a cierta distancia de la zona en estudio, serán a veces la única fuente disponible de datos meteorológicos. Existen zonas con condiciones climáticas similares que abarcan cientos de kilómetros y otras zonas que presentan rápidos cambios del clima a corta distancia, como por ejemplo zonas áridas ó semiáridas cercanas a un lago. Es evidente que en las zonas en las que hay rápidos cambios de climas en distancias cortas habrá que ser muy prudente al utilizar información de estaciones cercanas.

Variación en función del tamaño del área de riego - la advección: Las tierras regadas producen un microclima diferente y la evapotranspiración puede ser distinta a los valores previstos en base a datos meteorológicos obtenidos en puntos situados fuera de la zona de regadío o recogidos antes de su establecimiento. El microclima diferente que se

obtiene al regar, dependerá primeramente de la aridez del medio circundante, de los vientos y del tamaño de la superficie de riego.

Se deben tener en cuenta los efectos de la advección, mediante la cual las masas de aire calientes provenientes de otros sitios, al pasar por los campos regados desprenderán calor. En los bordes del área regada, existirá el efecto de “ropa tendida”, es decir los vientos calientes circundantes aumentarán los valores de evapotranspiración, y en el centro existirá el efecto de “oasis” donde la mayor humedad dificultará el proceso de evapotranspiración. No existe un modo simple de evaluar los efectos de la advección sobre la evapotranspiración.

Variación en función de la altitud: La evapotranspiración cambia sensiblemente de acuerdo a la altitud de una zona climática dada. Estas diferencias se deben a cambios en la temperatura, la humedad y la distribución diurna-nocturna del viento desde las zonas litorales hasta los valles de montañas altas. También la radiación puede ser diferente en las zonas bajas a las de grandes alturas.

b) Humedad del suelo

Nivel de humedad: Los métodos de predicción de la evapotranspiración de un cultivo, tienen en cuenta las condiciones climáticas y las características del mismo y suponen que habrá una gran disponibilidad de agua en el suelo. Luego del riego ó la lluvia, no habiendo pérdidas considerables, la humedad del suelo decrecerá fundamentalmente debido a la evapotranspiración. Al secarse el suelo, se reducirá la proporción del agua transmitida por él a las raíces y por consiguiente, esto repercutirá en la tasa de absorción del agua por la planta y la evapotranspiración tenderá a disminuir.

Absorción del agua del suelo: La absorción real del agua por el suelo está determinada por el tipo y la profundidad de las raíces. A Su vez, la profundidad de las

raíces y su extensión lateral están condicionadas por el carácter genético del cultivo y también por la textura y la estructura del suelo, la presencia de estratos impermeables, la profundidad de la capa freática y el nivel de agua disponible en el suelo en el momento del desarrollo de las raíces, y por la temperatura del suelo, especialmente en los períodos iniciales del desarrollo. Una aireación deficiente del suelo reduce también la tasa y la amplitud del desarrollo de las raíces. La profundidad hasta donde la planta extrae agua se denomina profundidad efectiva de las raíces.

Niveles freáticos: Unos suelos demasiado húmedos pueden ser tan perniciosos para el crecimiento de las plantas como los suelos que disponen de poca agua en la rizosfera, debido a la falta de oxígeno. Cuando la capa freática es alta y los suelos están saturados, se reduce el crecimiento y la evapotranspiración de la mayoría de los cultivos.

Salinidad: Incide la salinidad de los suelos, en un deficiente crecimiento provocado por desequilibrios de nutrición y por los efectos tóxicos de determinados iones en la solución. Se puede reducir fuertemente la absorción de agua por la planta debido a la mayor presión osmótica del agua salina contenida en el suelo. La menor absorción de agua por la planta en condiciones salinas se pone de manifiesto con síntomas similares a los de la sequía como por ejemplo, una marchitez temprana, hojas quemadas, color verdeazulado de ciertas plantas, crecimiento reducido y hojas más pequeñas.

Un factor adicional que provoque un crecimiento deficiente de las plantas puede ser características físicas malas de ciertos suelos, debido a la existencia de sodio asociado a sales solubles, que causen una baja transmisión de agua y una falta de aireación.

c) Prácticas de cultivo

Fertilizantes: El abono del suelo es empleado para aumentar el rendimiento de los cultivos, favoreciendo el crecimiento del cultivo en densidad y con un mayor desarrollo del

sistema radicular. Un abonado deficiente retrasará el crecimiento vegetativo y demorará en lograr una cobertura completa.

Población vegetal: Cuando la superficie del suelo se mantiene húmeda y la cobertura vegetal es inferior al 60%, la cantidad total de agua transpirada por la planta y evaporada de la superficie del suelo puede superar la evapotranspiración de grandes densidades de cultivo y suelos relativamente secos.

2.6. Diferentes conceptos y definiciones de evapotranspiración

Según Guyot (1992), la noción de *Evapotranspiración Potencial (ETP)* es introducida por Thornthwaite en 1942 y se resume de la siguiente manera: “ la evapotranspiración potencial corresponde a la pérdida de agua por evaporación directa del agua del suelo y por transpiración de una cubierta vegetal densa bien desarrollada, en pleno crecimiento y sin limitación en la disponibilidad de agua”.

Puede ser asimilada a la capacidad de evaporación de la atmósfera y es comúnmente utilizada para la evaluación de las necesidades de agua de riego. De este modo la evapotranspiración a partir de una cubierta vegetal densa, con ilimitada disponibilidad de agua, depende fundamentalmente de los factores meteorológicos y varía bastante poco con el carácter del suelo y especies y variedades de vegetación.

Evapotranspiración Potencial (ETP): máxima evapotranspiración posible que se da en condiciones favorables cuando el suelo está bien provisto de agua, prácticamente a capacidad de campo y tapizado por una vegetación ó cubierta vegetal densa, pareja y de poca altura.

Evaporación Potencial (EP): es cuando toda la superficie evaporante se encuentra cubierta de agua y por consiguiente a saturación. La evaporación del agua depende entonces de los aportes energéticos y los factores del clima, representando las posibilidades máximas de evaporación para las condiciones climáticas dadas. Con excepción de superficies de agua libre, éste caso se puede encontrar en condiciones naturales durante períodos relativamente cortos como por ejemplo la evaporación del agua depositada sobre las hojas, luego de una lluvia, un fuerte rocío o riego por aspersión.

Evapotranspiración Real (ETR): Es la cantidad de agua realmente evapotranspirada por la superficie evaporante. Es muy variable y depende fundamentalmente de:

- a) las condiciones climáticas, en particular del balance de radiación y del viento;
- b) la mayor o menor disponibilidad de agua en la superficie, influyendo la resistencia a la transferencia de vapor de agua hacia la atmósfera;
- c) la característica de la parte aérea de la cobertura vegetal, como ser extensión, altura, disposición de la superficie evaporante (por ej. hojas) en el espacio.

Es evidente que la evapotranspiración real está estrechamente vinculada con las condiciones naturales de humedad disponible y las condiciones reales del medio. Siempre la evapotranspiración potencial es el límite superior de la evapotranspiración real.

Evapotranspiración Real Máxima: representa un valor particular de la evapotranspiración real para una cobertura vegetal y se produce cuando su resistencia estomática es mínima, suponiendo que la alimentación hídrica del cultivo sea óptima. La evapotranspiración real máxima no puede alcanzar jamás el valor de la evaporación potencial, aún cuando los estomas de las plantas estén completamente abiertos, ya que la

cobertura vegetal por sí misma presenta una estructura geométrica, ofreciendo una cierta resistencia a la transferencia del vapor de agua.

Evapotranspiración de Referencia (ETo): es un valor de base que se define como “la tasa de evapotranspiración de una superficie extensa de gramíneas verdes de 8 a 15 cm de altura, uniforme, de crecimiento activo, que cubren totalmente el suelo y sin escasez de agua” (Doorenbos y Pruitt, 1976).

Se puede utilizar cualquier método tradicional para predecir la evapotranspiración de referencia, la elección del método que se utilice para calcularla dependerá fundamentalmente del tipo de información disponible en la zona de investigación.

El panel de expertos organizado por FAO en 1990, recomienda la adopción del método combinado de Penman–Monteith como un método standard para la determinación de la evapotranspiración de referencia y aconseja sobre el procedimiento de calcular los parámetros involucrados.

Evapotranspiración de Cultivo (ETC): conceptualmente es la evapotranspiración real de un cultivo específico, determinada por las condiciones reales del medio y las características del mismo.

FAO (1990) propone un método en dos fases para estimar la evapotranspiración de un cultivo, que consiste en calcular primero la evapotranspiración de referencia (*Eto*) y en escoger luego, mediante tablas, el coeficiente *kc* del cultivo correspondiente para predecirla. Este coeficiente tiene en cuenta los efectos de las características del cultivo sobre sus necesidades de agua. Los valores de *kc* aumentan a medida que lo hace la superficie foliar y la cobertura del suelo por parte del cultivo, alcanzando los valores máximos cuando la cobertura se encuentre entre el 60-80%. A medida que el cultivo

avanza en su ciclo fisiológico y empieza la extinción foliar, los valores de k_c decrecen llegando a sus valores mínimos cuando apenas quedan hojas verdes.

De este modo la evapotranspiración de cultivo se obtiene mediante la siguiente expresión:

$$ETC = ETo * Kc \quad (2.1)$$

Evapotranspiración Relativa (ER): es el cociente entre la evapotranspiración real y la potencial y representa en que medida es satisfecha la demanda climática por el cultivo y el suelo, de acuerdo a las condiciones reales que se presentan.

La Tabla 2.1 presenta una escala de valoración del déficit hídrico.

Tabla 2.1. Escala de valoración de la evapotranspiración relativa.

Condición Hídrica	Valor de ER
Sin déficit hídrico	1.0 – 0.9
Leve déficit hídrico	0.9 – 0.7
Moderado déficit hídrico	0.7 – 0.4
Grave déficit hídrico	0.4 – 0.0

Necesidad de consumo de agua: se define como “la cantidad de agua potencialmente necesaria para satisfacer las necesidades de evapotranspiración de las zonas cultivadas de modo tal que la producción vegetal no quede limitada por falta de agua”.

El rendimiento máximo del cultivo se obtiene cuando el abastecimiento de agua, considerando las precipitaciones, más la humedad del suelo, más el riego es igual a la evapotranspiración potencial.

En la mayoría de los cultivos la necesidad hídrica llega a niveles máximos durante la floración para ir declinando hacia la madurez.

Uso consuntivo: se refiere al agua consumida en un área dada, en unidad de tiempo, tanto para la evaporación del suelo y la transpiración de la cubierta vegetal, como para la formación de los tejidos vegetales, dentro de las condiciones que fija el medio estudiado.

Para el caso de necesitar satisfacer una demanda agrícola los términos consuntivo y evapotranspiración pueden considerarse sinónimos.

Las definiciones presentadas precedentemente corresponden a las más conocidas y utilizadas en el ámbito de hidrólogos y agrónomos.

Finalmente es importante destacar que informaciones confiables sobre evapotranspiración real son escasas y difíciles de obtener debido a que es un proceso muy dinámico en el que intervienen muchos factores variables como el suelo, estado de crecimiento de las plantas, porcentaje de cobertura, condiciones climáticas que van variando en forma casi continua, resultando muy complicado establecer un valor justo e invariable de evapotranspiración real.

2.7. Métodos de estimación y medición de la evaporación

Los métodos normalmente utilizados para determinar valores de evaporación son de estimación o de medición. Dentro de los primeros se encuentran: 1) Balance hídrico 2) Balance de energía; 3) Transferencia de masas y 4) Ecuaciones empíricas. Con respecto a las mediciones los más conocidos son: evaporímetros, los atmómetros y los tanques de evaporación.

En líneas generales se explican los métodos de estimación presentados, extraídos de Ve Te Chow (1964):

1) **Balance hídrico:** Posibilita la determinación de la evaporación basándose en las ecuaciones de continuidad del flujo de agua. De acuerdo a Horton la ecuación de balance de agua puede ser escrita como:

$$E = I - O - S \quad (2.2)$$

donde:

E es la evaporación [mm];

I es el flujo entrante o precipitación [mm];

O es el flujo saliente o escurrimiento total [mm];

S es el cambio del contenido de agua en el reservorio [mm].

Teóricamente es posible aplicar el método de balance de agua para la determinación de evaporación de cualquier cuerpo de agua o reservorio, sin embargo en la práctica son términos difíciles de evaluar. A través de este método la evaporación es determinada como residuo y por lo tanto puede estar sujeta a considerables errores si ésta es pequeña comparada con los otros términos.

2) **Balance de energía:** Este método evalúa la continuidad del flujo de energía, teniendo en cuenta que la cantidad de agua posible de evaporar depende fundamentalmente de la energía disponible para el cambio de estado. Al igual que el balance hídrico, resulta complicado, por las dificultades de cuantificar los términos necesarios para la solución de la ecuación del balance de energía, como la radiación atmosférica, la radiación de onda larga desde el cuerpo de agua y el almacenamiento de energía. La conducción del calor sensible desde o hacia el cuerpo de agua es también un término difícil de evaluar. Con la ecuación del balance de energía, es posible obtener la cantidad de energía disipada como calor sensible y la utilizada para la evaporación. La tasa entre el calor sensible y el calor latente de evaporación es conocida como la razón o tasa de Bowen.

$$R = \frac{Q_h}{Q_e} \quad (2.3)$$

siendo:

$$Q_e = l * E \quad (2.4)$$

donde:

R es la razón de Bowen [];

Qh es el flujo de calor sensible [$\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ s}$];

Qe es el flujo de evaporación [$\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ s}$];

l es el calor latente de evaporación [cal/gr];

E es la evaporación [$\text{gr}/\text{cm}^2 \text{ s} = \text{cm}/\text{s}$].

La ecuación del balance de energía aplicada a una superficie de agua libre puede ser expresada como:

$$Q_s - Q_r - Q_b - Q_h - Q_e = Q_a - Q_v \quad (2.5)$$

siendo:

Q_s la radiación solar incidente en la superficie de agua;

Q_r la radiación solar reflejada;

Q_b la energía neta perdida por el cuerpo de agua debido al intercambio de radiación de onda larga entre la atmósfera y el cuerpo de agua;

Q_h la energía conducida desde el cuerpo de agua hacia la atmósfera como calor sensible;

Q_e energía utilizada para evaporación;

Q_a el incremento en la energía almacenada en el cuerpo de agua;

Q_v es la energía neta de advección en el cuerpo de agua.

Todas expresadas en unidades de flujo de energía [$\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ s}$].

Esta ecuación asume los principios de la conservación de energía pero desprecia términos de pequeña magnitud tales como el calor transformado a partir de la energía cinética, calentamiento debido a procesos químicos y biológicos, conducción del calor a través del suelo.

A partir de las ecuaciones (2.3), (2.4) y (2.5) la evaporación puede ser expresada como:

$$E = \frac{Q_s - Q_r - Q_b + Q_v - Q_a}{\rho_w l (1+R)} \quad (2.6)$$

donde:

E es la evaporación en [cm/s];

ρ_w es la densidad del agua en [gr/cm³];

R es la tasa de Bowen [].

3) **Transferencia de masa:** Basada en los conceptos de continuidad y discontinuidad de la mezcla aplicada a la transferencia de masa en la capa límite. La validez de este método depende de tres condiciones: *a*) que la velocidad media del viento varíe logarítmicamente con la altura; *b*) que la tensión de corte turbulenta sea constante con la altura y *c*) que el coeficiente de difusión de vapor de agua sea igual al de transferencia de momento (Rose, 1966).

Mediante esta teoría se pueden obtener ecuaciones de evaporación como la desarrollada en 1939 por Thornthwaite y Holzman (Muray, 1970). Asumiendo una condición atmosférica adiabática y una distribución logarítmica de velocidad de viento y humedad en la vertical, se puede expresar del siguiente modo:

$$E = \frac{0.623 \rho k^2 (e_1 - e_2) (v_2 - v_1)}{P (\ln(h_2 / h_1))^2} \quad (2.7)$$

donde:

E es la evaporación [cm/s];

ρ es la densidad del aire [gr/cm³];

k es la constante de Von Karman, $k \cong 0.41$;

e_1 y e_2 son las presiones de vapor en alturas h_1 y h_2 respectivamente por encima de la superficie de agua [mb];

v_1 y v_2 son las velocidades de viento en alturas h_1 y h_2 [cm/s];

h_1 y h_2 alturas por encima de la superficie del agua [cm];

P es la presión atmosférica [mb].

Utiliza la primera ley de la aerodinámica, presentada en 1802 por Dalton, donde se relaciona la tasa de evaporación y el déficit higrométrico, y contempla algunas modificaciones como el efecto del viento y un parámetro que considera el efecto de la densidad del aire.

4) **Ecuaciones empíricas:** Fueron establecidas sobre la base de ajustes de las variables involucradas en las ecuaciones, para algunas regiones y condiciones específicas, por eso deben ser utilizadas con cuidado. Generalmente están basadas en leyes como la de Dalton con modificaciones en sus factores, o las que hacen intervenir la radiación solar, o la distribución vertical de la humedad por encima de la superficie evaporante, junto con los efectos de la velocidad del viento, realizando simplificaciones o suposiciones para poder aplicarlas en función de la información disponible, como por ejemplo utilizar la temperatura media como la base de la cantidad total de energía entrante. Muchas veces las cantidades usadas son valores promedios, obteniéndose resultados aproximados.

Con respecto a la determinación de la evaporación a través de los dispositivos, se pueden utilizar los evaporímetros, que son instrumentos que posibilitan la medida directa del poder evaporante de la atmósfera, sujetos a efectos de radiación, temperatura, viento y humedad ambiente. Constituidos generalmente por una superficie porosa embebida de agua constantemente en equilibrio con la atmósfera y situados en condiciones tales que su evaporación sea condicionada únicamente por las características meteorológicas reinantes.

Existen los atmómetros, de esfera hueca de porcelana porosa (atmómetros Livingstone) o de disco delgado también de porcelana porosa (atmómetros Bellani). Los evaporímetros de pesada (evaporímetro Wild) y los de superficie de papel húmeda (evaporímetro Piche). Son utilizados para establecer estaciones evaporimétricas.

Otros dispositivos pueden ser utilizados, tales como tanques de evaporación de distintas clases. Los tanques de evaporación no son costosos, resultan simples de instrumentar y generalmente las tasas anuales de evaporación entre tanques y lagos permanecen constantes. Existen tres tipos de tanques de acuerdo a su instalación: los tanques colocados por encima del nivel del suelo, siendo el más conocido el tanque tipo “A”; los tanques enterrados como el “colorado” y los tanques flotantes particularmente situados dentro de lagos o ríos. Cada una de estas clases de tanques tiene sus ventajas y desventajas como por ejemplo el calentamiento de las paredes exteriores, influencia parásitas de la temperatura ambiente, incorporación de gotas de lluvias que rebotan, posibles pérdidas, problemas de amarre y estabilidad, salpicaduras, aves que se bañan, etc..

A partir de observaciones realizadas en sistemas relativamente simples se han establecido las leyes y fórmulas empíricas de evaporación, con la determinación de coeficientes más o menos empíricos para adaptar las fórmulas a los casos y condiciones particulares y de la zona en estudio.

2.8. Métodos de estimación y medición de la evapotranspiración

Con relación a la oferta de métodos y modelos disponibles para estimar la evapotranspiración, se pueden citar en líneas generales tres grupos, *i*) los que utilizan balances tanto de energía como hídricos; *ii*) los que utilizan ecuaciones empíricas o semiempíricas basadas en relaciones regionales entre la medida de la evapotranspiración y las condiciones climáticas, y que precisan de parámetros y coeficientes que necesitan ser

validados para los cultivos y las zonas de estudio y por último *iii*) los que reproducen el proceso físico de la evapotranspiración considerando en detalle las características climáticas y los movimientos del agua desde el suelo y la planta considerando las resistencias involucradas en el mismo. Entre las teorías más novedosas se encuentran estas últimas pero con la limitante de disponer de la información necesaria para aplicarlas.

Como dispositivo de medida se puede citar a los lisímetros. La palabra lisímetro deriva de la voz inglesa “*lysimeter*” y ésta del griego “*lysis*” significando soltar, desprender. Originariamente los lisímetros se diseñaron con miras al análisis de los líquidos percolados a través de los suelos; posteriormente se les adicionó la medición de los componentes hidrológicos. En esencia un lisímetro es una instalación o dispositivo constructivo que permite representar un perfil de suelo del paisaje que lo rodea, posibilitando la medición del agua que ingresa al suelo y la que percola, ya sea por simple balance de entradas y salidas o por diferencias de pesadas.

Según Puricelli y colaboradores (1977) atribuyen a De la Hire la construcción del primero de ellos en París en el año 1688, para el uso en experimentación. Existen diferentes clasificaciones en las que pueden agruparse:

Tipo monolítico: son instalaciones donde no se perturba el perfil del suelo original; por medio de paredes, fondos y colectores, se asegura la medición del agua ingresada y percolada.

Tipo Ebermayer: no controlan el flujo lateral del agua pues sólo tienen tubos colectores en el fondo para medir el líquido percolado.

Tipo rellenados: se construye primero el recinto que contendrá al suelo y luego se dispone y acomoda a éste.

También se los puede clasificar de acuerdo a su tamaño en lisímetros de campo, los más grandes; y de laboratorio, usualmente los tipos “rellenados” y pequeños. De acuerdo al tipo de medición se los divide en lisímetros con y sin mecanismo de pesada.

2.8.1. Métodos tradicionales de estimación

Existen numerosas expresiones empíricas y métodos para la estimación de la evapotranspiración, sin olvidar el muy utilizado y simple método del coeficiente de corrección aplicado al valor de evaporación de tanque.

Entre las fórmulas empíricas se pueden citar las esencialmente “térmicas” como las de Thornthwaite, Blaney-Criddle y Hargreaves; las fórmulas esencialmente “radiactivas” donde la radiación solar medida u estimada es preponderante y otras fórmulas empíricas en donde se propone un ajuste de la evapotranspiración de acuerdo al déficit de saturación de la atmósfera y correcciones mediante funciones de viento para tener en cuenta los efectos aerodinámicos.

La fórmula más conocida es la ecuación de Penman con todas sus modificaciones y mejoras aportadas. Penman (1948) ha combinado la ecuación de balance de energía con la ecuación aerodinámica, para obtener una expresión que permita calcular la evaporación de una superficie libre de agua, proporcionando una evaporación potencial teórica (EP), es decir el valor máximo que depende principalmente de los factores atmosféricos y en menor medida del estado de la superficie a través del coeficiente de intercambio convectivo que entra en la definición del poder evaporante de la atmósfera.

$$EP = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} Q_n + Ea}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1} \quad (2.8)$$

donde:

EP : evaporación potencial [mm/d];

Q_n : radiación neta, indica la lámina de agua a ser evaporada por unidad de superficie y por día de acuerdo a la energía disponible [mm/d];

E_a : poder evaporante de la atmósfera en función del viento y del gradiente de presión de vapor [mm/d];

Δ : pendiente de la curva de presión de saturación en función de la temperatura del aire [kPa/°C];

γ : constante psicrométrica [kPa/°C].

El valor de EP , dependerá en primer lugar de las características atmosféricas y en segundo lugar de la superficie interviniente para la difusión de vapor (Choisnel y colaboradores, 1992). Para la validez de la ecuación (2.8) se han considerado las siguientes hipótesis:

- a) El régimen es permanente;
- b) El flujo dominante es vertical y conservativo;
- c) Sobre la superficie la presión parcial de vapor está saturada;
- d) La energía disponible es absorbida al nivel de la superficie evaporante.

Básicamente la ecuación de Penman tiene dos términos: el de la energía, que tiene en cuenta la radiación y el aerodinámico, considerando el viento y la humedad. Su importancia relativa varía en función de las condiciones climáticas. En aquellas zonas donde se disponga de observaciones de temperatura, humedad, viento, horas de insolación ó radiación, se sugiere el empleo del método de Penman ya que es posible que proporcione resultados satisfactorios considerando los efectos del clima.

La ecuación (2.8) estima las pérdidas de agua por evaporación en una superficie libre de agua, se sugiere un factor de reducción que varía de 0.6 para los meses de invierno

hasta 0.8 en los de verano, para relacionar esta evaporación con la evapotranspiración. El factor de reducción tiene en cuenta el número de horas diarias que los estomas de las plantas permanecen abiertos.

Otra forma de utilizar la ecuación de Penman para estimar la evapotranspiración, es representando la verdadera superficie evaporante mediante el coeficiente de reflexión correcto, en lugar de considerar una coeficiente de albedo correspondiente a una superficie libre de agua. De este modo se tiene en cuenta la auténtica superficie de evaporación y no es necesario realizar correcciones mediante el mencionado factor de reducción.

Posteriormente se modificó la ecuación original, al considerar la cobertura vegetal, introduciendo dos factores de resistencia a la transferencia convectiva: *i*) la *resistencia aerodinámica* a la difusión de vapor de agua en la capa límite por encima de la cobertura vegetal (*ra*) y *ii*) la *resistencia de cultivo* o resistencia aerodinámica interna a la cobertura (*rs*), obteniéndose la conocida ecuación de Penman-Monteith (1965) (Monteith, 1973). Si estos factores de resistencia son mínimos, entonces significa que el agua del suelo no es una limitante y por lo tanto se estimará una cantidad potencial de evapotranspiración. La ecuación (2.9) representa las condiciones de evapotranspiración potencial propuesta por Monteith.

$$ETP = \frac{EP}{1 + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \frac{rs}{ra}} \quad (2.9)$$

donde:

ETP: evapotranspiración potencial de una cubierta vegetal [mm/d];

rs: resistencia de cobertura o también llamado resistencia de superficie [s/m];

ra: resistencia aerodinámica [s/m].

Para obtener cantidades de evapotranspiración real se deberán considerar las disponibilidades de agua existentes.

Para el caso de estimación de evapotranspiración de referencia mediante la ecuación de Penman–Monteith, FAO sugiere revisar la definición y cambiarla por la de una superficie hipotética de cultivo con parámetros fijos a lo largo de su extensión, eliminando problemas relacionados al requerimiento previo de mediciones en el lugar y además facilitar la calibración de los coeficientes de cultivo para las estimaciones de uso de agua de los cultivos. De este modo se deberá adoptar un albedo de 0.23, una altura de cultivo de pasto de 12 cm y una resistencia de cultivo fija de 70 [s/m]. Con estas consideraciones se tiene el Método Penman–Monteith–FAO que estandariza las estimaciones.

Resumiendo, se puede emplear una adaptación de la ecuación original de Penman para predecir directamente la evapotranspiración real de un cultivo mediante el uso de coeficientes de reflexión adecuados para la radiación solar recibida, también se puede considerar los efectos de la resistencia de las plantas a la transpiración, incluyendo además funciones adecuadas de viento que tenga en cuenta la evolución de las condiciones aerodinámicas con el crecimiento del cultivo, pero para esto se necesitarían datos adicionales con un nivel de complejidad que generalmente supera las posibilidades de contar con ellos.

2.9. Elección de los modelos a utilizar en las investigaciones

Los resultados de las investigaciones teóricas y experimentales, han determinado que la evapotranspiración real depende principalmente de factores atmosféricos, factor suelo - agua y factores fisiológicos que deberían ser tenidos en cuenta en el caso de la modelación. Por tal motivo se seleccionaron para el desarrollo de este trabajo dos modelos que cumplieran este requisito a fin de llevar a cabo las investigaciones planteadas.

Los modelos seleccionados fueron el Modelo de Jaworski, desarrollado en Polonia a fines de la década del 70 y el Modelo Balver realizado y probado en nuestro país por el Ingeniero Norberto R. Fernández, investigador del Instituto de Clima y Agua del INTA Castelar.

Luego de un exhaustivo estudio del Modelo de Jaworski durante el desarrollo de investigación en la Beca para Graduados sobre el tema: “*Cálculos de evapotranspiración de la región con la incorporación de nuevas metodologías de cálculo y series modernas de datos*” realizada por la tesista (Hämmerly, 1995), se apreciaron ciertas ventajas, por lo que se ha elegido como apropiado el Modelo de Jaworski para el desarrollo del presente trabajo. Ellas son:

a) El Modelo de Jaworski tiene en cuenta la influencia de la atmósfera, el cultivo y el medio suelo-agua sobre la evapotranspiración real, que son precisamente los factores que deben ser considerados en el caso de la modelación de procesos de evapotranspiración;

b) No hay necesidad de medir el almacenamiento del agua inicial al comienzo del período, ya que los cálculos pueden comenzar en la primavera cuando el suelo se encuentre en capacidad de campo;

c) De no contar con datos de radiación neta para calcular la evapotranspiración potencial, el modelo se simplifica calculando empíricamente valores de radiación neta;

d) Opera con tres ecuaciones sencillas y con datos posibles de obtener en estaciones meteorológicas, permitiendo una fácil estimación de la resistencia del cultivo;

e) Puede ser empleado para intervalos cortos de tiempo y esto favorece en cuanto a los requerimientos de agua para riego.

f) Los resultados obtenidos según Jaworski han mostrado una buena correlación entre los valores de evapotranspiración estimados y medidos con un desvío standard de \pm 10% en la estación experimental de Jarczew, Polonia.

Con respecto al Modelo Balver el interés de su utilización radica en que es un producto regional, cuyas versiones previas están siendo utilizadas para determinaciones de balances hídricos en la República Argentina, con una fuerte base conceptual en su desarrollo, permitiendo de este modo comprobar la bondad del mismo y las posibilidades de aplicación.

Capítulo 3

Descripción y Desarrollo de los Modelos Utilizados

3.1 Introducción

De la amplia disponibilidad de métodos de estimación de evapotranspiración, de las conclusiones obtenidas del trabajo previo sobre comparación de métodos de evapotranspiración en la región litoral (Hämmerly y Paoli, 1998) y de los objetivos propuestos en el Capítulo 1, se eligieron los métodos y modelos que se utilizaron en la presente tesis.

Primeramente se considerará apropiado de utilizar el Modelo de Jaworski (Jaworski, 1978; 1985) fundamentalmente por tratarse en su concepción de un método de balance para el cálculo de la evapotranspiración.

Este Modelo es básicamente un modelo de componentes verticales, donde del total de agua que ingresa al modelo se determina, luego de realizar un balance en la zona del suelo superficial y subsuperficial, la porción que evapotranspira realmente (componente hacia arriba) y el excedente, en caso de existir, es considerado percolación profunda (componente hacia abajo), sin importar si existió escurrimiento superficial.

Evidentemente estaba concebido con fines agronómicos donde tiene importancia el agua que la planta va a evapotranspirar y lo que va a quedar disponible como humedad de suelo ya que esto está directamente relacionado con el rendimiento del cultivo. La cantidad de agua que escurre o percola profundamente, no ofrece ningún beneficio al vegetal y por tal motivo no se cuantifica.

Esta situación resulta un inconveniente al momento de realizar el balance de agua, ya que el total de agua que penetra al suelo se sobredimensiona. Para solucionarlo se acopló un módulo a la versión original, que separa las pérdidas iniciales y permite considerar como entrada al suelo el agua precipitada que realmente infiltra.

Dicho módulo aplica el Método de Curva Número (*CN*) del Soil Conservation Service (SCS) (Bureau of Reclamation, 1979; Chow y colaboradores, 1994), para determinar el porcentaje de escurrimiento, en función del monto total precipitado, las características físicas y vegetativas del suelo, y la condición de humedad del suelo antes de la lluvia.

Se seleccionó el Método de Curva Número porque es sencillo de implementar y porque posee parámetros fáciles de obtener. A los efectos de este trabajo, con el Método de Curva Número se resuelve en forma sencilla el problema y se obtienen resultados satisfactorios.

Por su parte el Modelo Balver (Fernández y Hämmerly, 2001) también surge de la concepción inicial del balance de agua. Ha sido desarrollado en el Instituto de Clima y Agua (INTA – Castelar) por un investigador argentino para realizar un balance hídrico zonal, dando predominancia a las variables en sentido vertical consideradas de suma importancia para zonas de escasa pendiente.

Esencialmente se compone de tres módulos de cálculo para realizar las determinaciones de la demanda atmosférica, las disponibilidades de agua para satisfacer

dicha demanda y el balance que actualiza los montos de cada variable interviniente. Se realiza el modelado de la superficie y del suelo en la zona de aireación, dividiéndola en dos reservorios para diferenciar entre la zona de mayor actividad vegetativa y diferente comportamiento hídrico.

Las salidas del modelo son evapotranspiración potencial y real, humedad de suelo superficial y subsuperficial, escurrimiento superficial, almacenamiento en depresiones y precolación profunda, para un intervalo de tiempo diario. Se puede conocer además la evaporación del agua almacenada en el suelo y la cantidad de agua que asciende por capilaridad.

Ambos modelos son sencillos de implementar cuando se dispone de datos meteorológicos de estaciones estándar e información básica del sistema suelo-vegetación. Los modelos presentados son entre sí muy diferentes, no tanto en sus conceptos básicos, sino en su estructura interna de cálculos y evaluaciones. Ambos dan especial énfasis a la estimación de evapotranspiración y han sido desarrollados para intervalo de tiempo diario, determinándose valores mensuales por agregación de datos diarios.

Para completar las investigaciones es necesario vincular las salidas de los modelos con las observaciones en las parcelas mediante un modelo de balance hídrico a los efectos de evaluar si las estimaciones obtenidas son aceptables. Esto será así, en la medida en que se cumplan las leyes de continuidad y conservación de la masa, caso contrario podrá existir una “generación” o una “pérdida” de agua, lo que implicaría un sobre o sub dimensionamiento por parte de los modelos, debiéndose realizar los ajustes necesarios en caso de ser posible para corregir las diferencias entre las observaciones y las simulaciones.

3.2. Modelo de Jaworski

Se trata de un modelo matemático de base física, que permite una descripción cuantitativa de la evapotranspiración real, prestando particular atención a la cobertura vegetal.

El método propuesto permite estimar la evapotranspiración real para intervalos cortos de tiempo (días, horas) sobre la base de datos meteorológicos, características fisiológicas del cultivo y parámetros constantes del suelo, utiliza las ecuaciones de balance de agua entre dos reservorios ficticios representando la capa superior e inferior de la zona de aireación.

Es aplicable para la estimación y el pronóstico de la evapotranspiración real de suelo cubierto de pasto, así como un subsistema en un modelo de cuenca, ó en un sistema de recurso de agua, para intervalos cortos de tiempo.

Este modelo conceptual permite una correcta simulación del proceso de evapotranspiración real mediante parámetros y datos posibles de conocer.

La estimación de la evapotranspiración se realiza mediante leyes físicas de la energía y conservación de la masa, representadas mediante las ecuaciones (3.1) y (3.2) respectivamente, y respaldados por los resultados de investigaciones teóricas y experimentales que posibilitaron el desarrollo de este modelo.

$$Q + A + I ETR + \Delta G = 0 \quad (3.1)$$

$$Z + P = ETR + H + R \quad (3.2)$$

donde:

$Q = (K_i - K_e) + (L_i - L_e)$ es la radiación neta, calculada a partir de las radiaciones netas de onda larga y onda corta [E/L²T];

K_i : radiación solar incidente (radiación global) [E/L²T];

K_e : radiación solar reflejada [E/L²T];

L_i : radiación de onda larga incidente desde la atmósfera $[E/L^2T]$;

L_e : radiación de onda larga emitida desde la superficie terrestre hacia la atmósfera $[E/L^2T]$;

A : flujo de calor sensible desde ó hacia la atmósfera por convección $[E/L^2T]$;

$l * ETR$: flujo de calor latente por vaporización (pérdida efectiva de calor utilizada para la evapotranspiración) $[E/L^2T]$;

l : calor latente de vaporización $[E/M]$;

ΔG : cambio de calor almacenado en la interfase del suelo $[E/L^2T]$;

Z : agua almacenada en las zonas de aireación al comienzo del período de balance $[L/T]$;

P : precipitación en el período de balance $[L/T]$;

H : escurrimiento en el período de balance $[L/T]$;

R : agua almacenada en las zonas de aireación al final del período de balance $[L/T]$;

ETR : evapotranspiración en el período de balance $[L/T]$.

Dichas ecuaciones permiten la caracterización de los cambios de energía y condiciones de circulación del agua de un área y período determinado.

En ambas ecuaciones se observa que la evapotranspiración es el término que las conecta, entonces su valor puede ser determinado si las componentes restantes son conocidas. De cualquier manera, existen algunos términos difíciles de cuantificar.

Los resultados obtenidos en las investigaciones han mostrado que la evapotranspiración real depende principalmente de:

- (i) *Factores atmosféricos*: fundamentalmente la radiación que aporta la energía necesaria para el proceso de evapotranspiración y el déficit de saturación de la atmósfera;

- (ii) *Factores suelo - agua*: la cantidad de agua almacenada en la capa superior de la zona de aireación, donde se encuentra la parte principal del sistema planta-raíz ;
- (iii) *Factores fisiológicos*: principalmente la resistencia de la cobertura del cultivo.

Teniendo en cuenta estos factores, la estructura general del modelo de evapotranspiración propuesto es la siguiente:

La entrada al modelo consiste en la demanda representada por la evapotranspiración potencial y el ingreso de masa en forma de precipitación observada para períodos de tiempo cortos (días, horas).

Como se dijo anteriormente, las leyes físicas de energía y de conservación de masa, junto con las características físicas de la superficie activa y del suelo, son utilizadas para la estimación de la evapotranspiración real.

El modelo consta de tres componentes: *a)* la primer componente permite el cálculo de la resistencia de superficie del área de cultivo, en función de la humedad promedio del suelo de la parte superior de la zona de aireación, al comienzo del intervalo de tiempo; *b)* la segunda componente, transforma la evapotranspiración potencial (información de entrada al sistema) y la resistencia de superficie del cultivo en evapotranspiración real; y *c)* la tercera componente permite el cálculo de la humedad del suelo al final del intervalo de tiempo, por medio de una ecuación de balance de agua en dos reservorios ficticios, representando las capas superior e inferior de la zona de aireación.

Utilizar un método apropiado para la estimación de la evapotranspiración potencial, es muy importante, porque estos valores representarán el ingreso de energía indispensable para el proceso de evapotranspiración real.

La *evapotranspiración potencial* se define, según Jaworski, como “la máxima cantidad de agua capaz de ser perdida en forma de vapor de agua en dirección a la atmósfera, bajo determinadas condiciones meteorológicas, desde una cubierta de cultivo continuamente húmeda, y con características físicas idénticas a los parámetros de la superficie del área investigada, por ej. idénticos valores de reflectividad, emisión, parámetros de rugosidad, entre otros”.

De acuerdo a esta definición, Jaworski propone estimar la evapotranspiración potencial por medio de la ecuación desarrollada por Monteith y Van Bavel que fue formulada a partir de una combinación entre las ecuaciones del balance de energía y una expresión del vapor de agua y transferencia de calor sensible. La ecuación (3.3) resulta una actualización de la fórmula original de Penman, conteniendo funciones y constantes no empíricas.

$$ETP = a \left(\frac{\frac{\Delta}{\gamma} \frac{(Q + \Delta G)}{l \rho w} + \frac{[\rho \varepsilon K^2 u_a (e_o - e_a)]}{p \rho w \left(\ln \left(\frac{z_a}{z_o} \right) \right)^2}}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1}} \right) \quad (3.3)$$

donde: *ETP*: evapotranspiración potencial [mm/d];

a: parámetro constante para conversión de unidades según el período de tiempo, para reducir unidades en [cm/min] a [mm/d], se utiliza $a = 14400$;

Q: radiación neta [cal/cm² min];

ΔG : cambio de calor almacenado en la interfase suelo-aire [cal/cm² min];

Δ : pendiente de la curva de presión de vapor saturado [mmHg/°C];

γ : constante psicrométrica [mmHg/°C];

ρ_w : densidad del agua [gr/cm³], ($\rho_w = 1 \text{ gr} / \text{cm}^3$);

l : calor latente de vaporización [cal/gr], ($l = 595.9 - 0.545 * T$);

T : temperatura del aire [°C];

ρ : densidad del aire [gr/cm³], ($\rho = 1.68 * 10^{-3} \text{ gr} / \text{cm}^3$);

ε : relación molecular agua-aire [], ($\varepsilon = 0.622$);

K : constante de Von Karman [], ($K = 0.41$);

u_a : velocidad del viento a una altura z_a [cm/min];

e_a : presión de vapor real a una altura z_a [hPa];

e_o : presión de vapor de saturación estimada para la temperatura del aire a una altura z_a [hPa];

p : presión atmosférica [hPa];

z_a : altura por encima de la superficie activa a la cual se realizan las mediciones de temperatura, humedad y viento, denominada *altura de referencia* [cm];

z_o : parámetro de rugosidad de la superficie activa [cm].

Si los datos de radiación neta no se pueden obtener en las estaciones meteorológicas, el modelo se simplifica, calculando empíricamente estimaciones de la misma, mediante fórmulas conocidas que ofrezcan buenos resultados, como por ejemplo la fórmula de Black para radiación de onda corta y la fórmula de Brunt para radiación de onda larga y que se explican más adelante en el Capítulo 5, inciso 3.1. Otra simplificación importante es que, para intervalos de tiempo diario, se puede asumir que $\Delta G = 0$, y anular así este término de la ecuación (3.3), que por lo general es muy difícil de conocer.

A fin de elaborar un método simple que permita una fácil estimación de la resistencia de cultivo se realizaron estudios experimentales en la Estación de Investigación de *Jarczew* (Polonia), para la determinación de la resistencia de cultivo de una cubierta de

pastos, por medio del método de balance de energía. Los resultados de estas investigaciones han revelado una buena correlación entre los valores de resistencia de la superficie de cultivo r_s y el promedio del almacenamiento de agua en la capa superior de la zona de aireación \bar{Z}_g , en el intervalo de tiempo investigado, permitiendo una fácil estimación de la resistencia de superficie del cultivo por medio de la siguiente ecuación:

$$r_s = 76.5 \bar{Z}_g^{-0.9} - 1 \quad (3.4)$$

donde:

r_s : resistencia de la superficie de cultivo [s/m];

\bar{Z}_g : almacenamiento de agua promedio en la capa superior de la zona de aireación en el intervalo de tiempo investigado [mm].

Habiendo calculado la cantidad de evapotranspiración potencial ETP por medio de la ecuación (3.3) y el valor de la resistencia de cultivo r_s por medio de la ecuación (3.4), se puede estimar la cantidad de evapotranspiración real ETR , usando la ecuación (3.5) propuesta por Monteith:

$$ETR = ETP \frac{\left(\frac{\Delta}{\gamma} + 1 \right)}{\left[\left(\frac{\Delta}{\gamma} + 1 \right) + \frac{r_s \, ua' \, K^2}{\left(\ln \left(\frac{za}{zo} \right) \right)^2} \right]} \quad (3.5)$$

donde:

ETR : evapotranspiración real [mm/d];

ua' : velocidad del viento a altura za [cm /s].

Finalmente, la tercera componente del modelo permitirá el cálculo de la humedad de suelo al final del intervalo de tiempo considerado, utilizando la ecuación de balance de agua (3.2) en dos reservorios ficticios. El primer reservorio representa la capa superior de la zona de aireación, donde existe la mayor parte del sistema de raíces del cultivo. Dicho sistema facilita el proceso de evapotranspiración extrayendo el agua desde este reservorio, hasta que toda la humedad del suelo disponible sea extraída y el agua almacenada llega a ser mínima. Cuando el primer reservorio se vacía, el sistema de raíces penetra en profundidad y extrae el agua del segundo reservorio (representando la capa inferior de la zona de aireación). Si existen precipitaciones, el primer reservorio se llena, como máximo, hasta el borde por medio del proceso de infiltración, y la humedad del suelo toma un valor menor o igual al máximo almacenamiento. Cuando este valor es excedido, existirá percolación a la capa inferior de la zona de aireación (segundo reservorio), llenándose a lo sumo hasta la máxima capacidad de almacenamiento y en caso de superarla, percolará hacia la freática.

Los reservorios están caracterizados por el máximo y el mínimo almacenamiento de agua, que podrán ser fácilmente estimados conociendo algunas características físicas del suelo, tales como punto de marchitez permanente, capacidad de campo, densidad aparente, etc. Las investigaciones realizadas indican que los valores mínimos pueden ser expresados por una función del punto de marchitez tal como la siguiente ecuación:

$$min = \frac{(2 PMP qo h 0.1)}{\rho w} \quad (3.6)$$

siendo:

min: mínimo contenido de humedad del suelo [mm];

PMP: punto de marchitez permanente en porcentaje de peso [%];

qo: densidad del suelo [gr / cm³];

h : espesor de la capa del suelo [cm];

ρ_w : densidad del agua = 1 [gr / cm³].

Sin embargo, se puede simplificar utilizando el valor del punto de marchitez permanente para el mínimo almacenamiento y el valor de capacidad de campo para representar el máximo almacenamiento, ambos determinados para la capa superior e inferior de la zona de aireación en condiciones experimentales.

Se deben prever algunos inconvenientes con el uso directo de la ecuación (3.4) establecida para la estimación de la resistencia de cultivo, ya que el valor medio del almacenamiento de agua para el reservorio superior en el intervalo de tiempo investigado \bar{Z}_g , es generalmente desconocido. Por lo tanto, es necesario expresar este valor promedio \bar{Z}_g como una función del almacenamiento de agua en la capa superior del suelo al comienzo del intervalo de tiempo Z_g . Para intervalos de tiempo sin lluvia, el valor de Z_g será solamente una pequeña diferencia del valor promedio \bar{Z}_g , pero si existe precipitación, la diferencia entre Z_g y \bar{Z}_g puede ser muy importante. Teniendo esto en cuenta, se propone reemplazar el valor desconocido de \bar{Z}_g por la siguiente expresión:

$$\bar{Z}_g = Z_g + 0.5 P \quad (3.7)$$

Sustituyendo el valor de \bar{Z}_g de la ecuación (3.4) por el término (3.7) se obtendrá la siguiente expresión que permite una fácil estimación del valor de r_s :

$$r_s = 76.5 (Z_g + 0.5 P)^{-0.9} - 1 \quad (3.8)$$

La justificación de la ecuación (3.7) se realiza considerando el balance de agua de la capa superior de la zona de aireación, válida en el intervalo $\min g \leq Z_g \leq \max g$;

$$Z_g + P = ETR + Hg + Rg \quad (3.9)$$

donde Hg denota infiltración desde la capa superior hacia la capa inferior y los otros símbolos son iguales que en la ecuación (3.2), el subíndice “g” de la ecuación (3.9) es válido en la capa superior de la zona de aireación, para representar la capa inferior de la zona de aireación se utilizará el subíndice “d”.

Si no ocurre infiltración hacia el reservorio inferior, entonces $Hg = 0$ y se puede reescribir:

$$Zg + P = ETR + Rg \quad (3.10)$$

Cuando existe lluvia, la cantidad de evapotranspiración ETR tenderá a cero, principalmente en el caso de precipitación continua. Asumiendo esto, se puede escribir:

$$Zg + P = Rg \quad (3.11)$$

Además, teniendo en cuenta que la humedad promedio en el reservorio es la media entre los valores al inicio del intervalo y al final del mismo,

$$\bar{Zg} = \frac{(Zg + Rg)}{2} \quad (3.12)$$

Reemplazando la expresión (3.12) en la ecuación (3.11), se obtiene:

$$\bar{Zg} = Zg + 0.5P \quad (3.13)$$

Recordando las limitaciones, es decir: $\min g \leq Zg + 0.5P \leq \max g$

Si se obtienen valores de $(Zg + 0.5 * P) > \max g$, entonces se deberá asumir que $(Zg + 0.5 * P) = \max g$

Si se obtienen valores de $(Zg + 0.5 * P) < \min g$, entonces se deberá asumir que $(Zg + 0.5 * P) = \min g$

Finalmente, la ecuación (3.7) coincide con la (3.13) lo que justifica su empleo.

Entonces no habrá necesidad de medir el almacenamiento de agua inicial, es decir al comienzo del período investigado, porque los cálculos pueden comenzar cuando la

humedad del suelo sea igual a una condición de extremo, por ejemplo, a la capacidad de campo.

Hasta acá se presentaron todas las funciones y parámetros necesarios para el modelo de evapotranspiración de Jaworski. Durante el desarrollo del mismo, se tuvo en consideración la influencia de la atmósfera, el cultivo y el medio suelo-agua, sobre la evapotranspiración real. Los procesos de transformación de precipitación y evapotranspiración potencial en evapotranspiración real, son causados por una acción simultánea de parámetros fisiológicos y dos reservorios ficticios.

El modelo de evapotranspiración propuesto es invariante en el tiempo, opera con un total de tres funciones (ecuaciones (3.2), (3.4) y (3.5)). La mayoría de los parámetros y funciones contenidos en el modelo se basan en leyes físicas.

Los resultados obtenidos mediante experimentos, han revelado una buena correlación entre los valores de evapotranspiración estimados y medidos con una desviación estándar $\sigma = \pm 10\%$ según Jaworski.

La Figura 3.1 representa un esquema general de las etapas de funcionamiento del modelo.

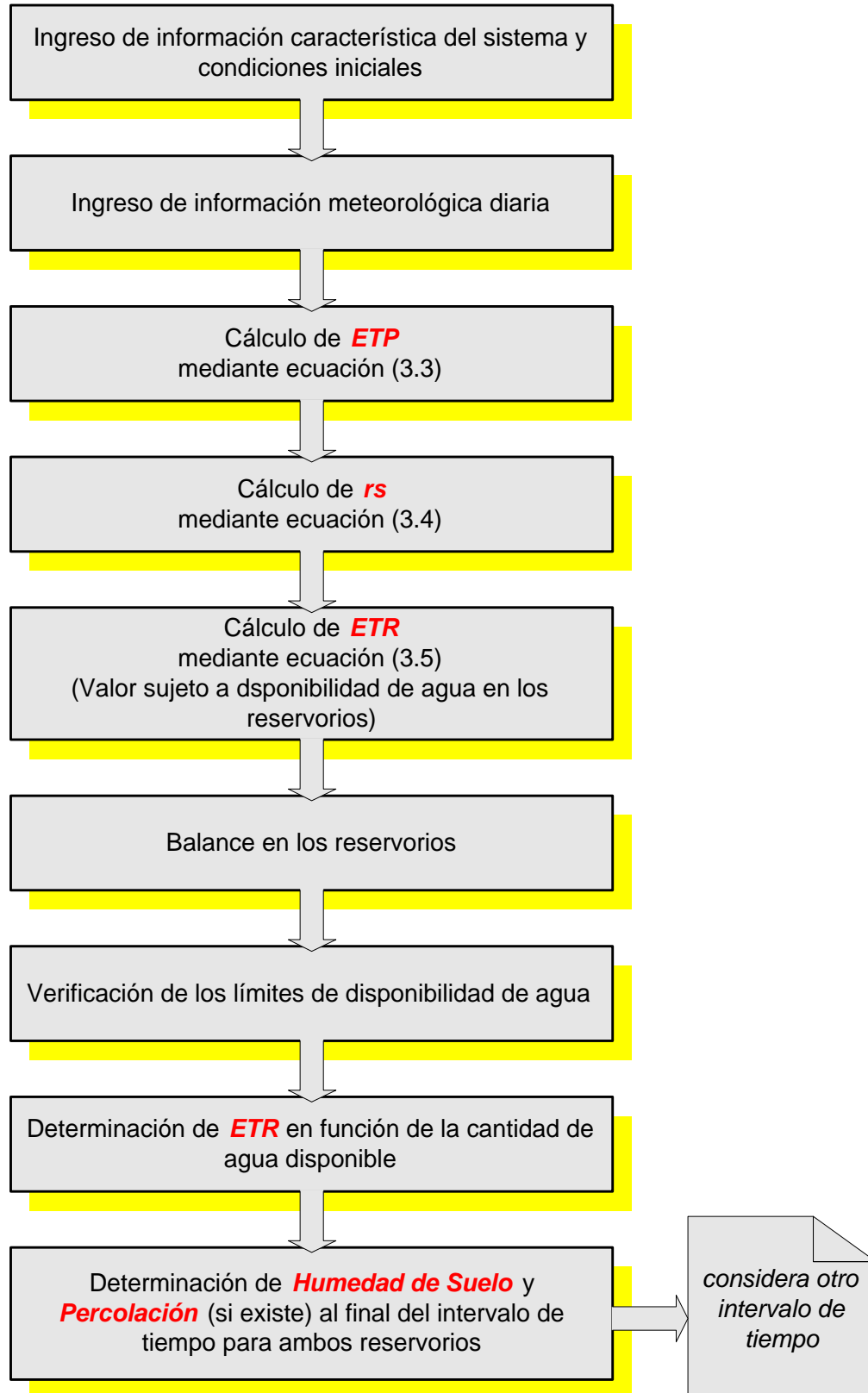


Figura 3.1. Etapas del Modelo de Jaworski.

3.3. Modelo Balver

3.3.1. Concepción del modelo

Este modelo estima los valores de evapotranspiración real de un determinado cultivo, la humedad del horizonte superficial y subsuperficial, la percolación profunda, el almacenamiento superficial y el escurrimiento superficial a paso de tiempo diario.

El valor de evapotranspiración real está compuesto de dos partes, una es la evaporación del suelo propiamente dicha y la otra es la transpiración de los vegetales mediante el agua extraída del horizonte superficial y subsuperficial.

Se pueden conocer además los valores de evaporación del agua almacenada en la superficie del terreno y la cantidad de agua que asciende por capilaridad. Todos los cálculos son para intervalos diarios y las cantidades se expresan en [mm].

El modelo posee una subrutina de graficación donde se presentan, en la misma pantalla, cuatro sectores que representan en el tiempo los valores estimados de la humedad del suelo, del subsuelo, la evapotranspiración potencial, real y las cantidades de precipitación utilizadas. Estos gráficos permiten una verificación visual del comportamiento de las variables y realizar comparaciones de las mismas.

Básicamente el Modelo Balver se compone de tres módulos de cálculos:

(a) El primer módulo, donde se realizan los cálculos de la evapotranspiración potencial total en función de la demanda atmosférica existente et y que luego se divide en evaporación potencial del agua libre $evps$ para el caso que exista agua en superficie, y en evapotranspiración potencial disponible $etdis$, ya sea para evaporar o transpirar agua desde el suelo.

A la demanda disponible se la redistribuye según el porcentaje de cobertura del suelo en evaporación potencial del suelo $evsue$ y en transpiración potencial total $trpt$ para repartir entre los reservorios superior e inferior.

(b) Un segundo módulo donde se determina del total de agua precipitada, qué porcentaje está disponible para infiltrar (infiltración potencial) de acuerdo al coeficiente de infiltración y qué porcentaje es exceso superficial.

(c) Y un tercer módulo donde, por medio de balances se realiza la distribución del agua dentro de cada reservorio, según la cantidad disponible y la demanda determinadas en los módulos anteriores y las condiciones resultantes en el intervalo de tiempo anterior.

La Figura 3.2 presenta el esquema y una breve descripción de los módulos mencionados.

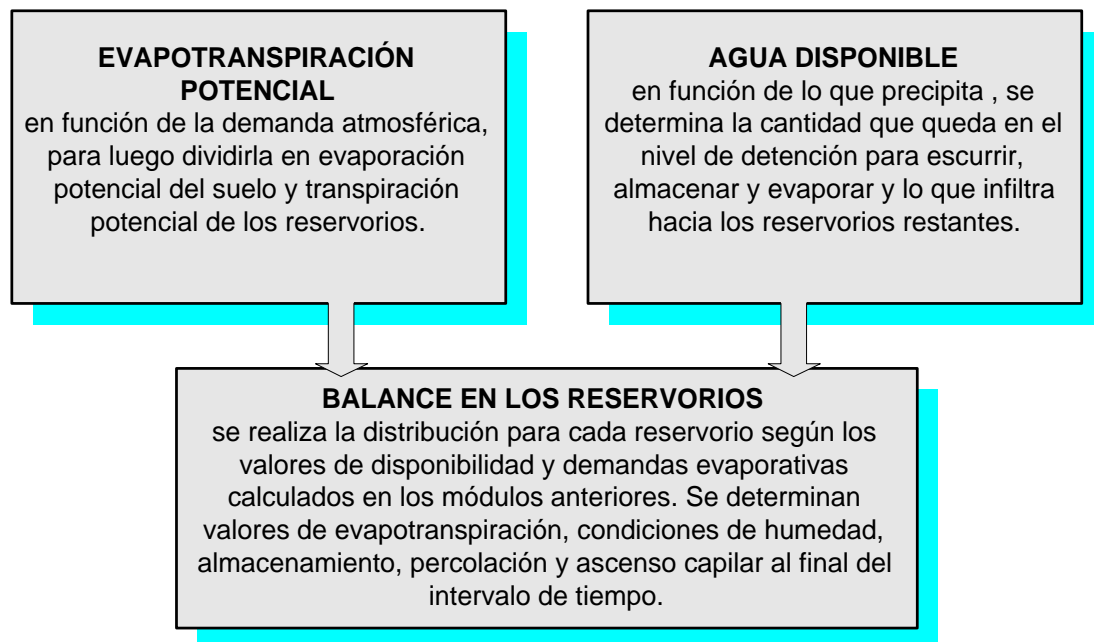


Figura 3.2. Módulos de cálculo del Modelo Balver.

El desarrollo del modelo considera un nivel de detención inicial y tres reservorios a los cuales se les aplicará la ecuación básica de balance, es decir:

$$\text{entradas} - \text{salidas} = \text{variación del almacenamiento}$$

Se pueden considerar los siguientes niveles y reservorios de análisis:

i) Nivel de detención inicial o superficial: corresponde a la superficie del suelo, no se la puede modelar como un reservorio propiamente dicho, ya que no se considera que

existe un espesor o altura de almacenamiento a pesar de que tiene una capacidad de almacenamiento relacionada con la rugosidad superficial. La *entrada* es la precipitación total a la que se le deberá descontar la cantidad de agua que infiltra teniendo en cuenta el coeficiente de infiltración del suelo. Este volumen de precipitación total menos la infiltración es lo que queda disponible sobre el suelo. Cuando el volumen de agua detenida superficialmente es mayor que el almacenamiento superficial comienza el escurrimiento. Las *salidas* serán la evaporación real del agua superficial *evs*, en el caso que ésta exista; el agua que escurre *esc* y por último lo que infiltra que es la salida del almacenamiento superficial *sals* hacia el reservorio inferior.

La evaporación del agua superficial del suelo *evs* dependerá de la demanda atmosférica y de la cantidad de agua disponible.

ii) Reservorio superior del suelo: constituido por la primera capa de suelo (generalmente coincide con el horizonte "A") y es donde se sitúan la mayor parte de los sistemas radiculares del cultivo. A partir de este reservorio se considera la transpiración potencial total *trpt*, que se obtiene de afectar a la evapotranspiración disponible *etdis* por un porcentaje de cobertura *cb* y un coeficiente de cultivo *kc*. Luego se repartirá, según un factor de extracción de agua del primer reservorio por parte de las raíces *drz*, cuánto de esta *trpt* le corresponde a éste reservorio, o sea *trp1* y cuánto queda disponible para el siguiente inferior *trp2*. La otra componente de este reservorio es la evaporación real del suelo desnudo *er1*, que existirá cuando la cobertura no es completa.

Las *entradas* son, entonces, la salida del reservorio que está por encima *sals* y lo que asciende del reservorio inferior por capilaridad *entsb*, si existieran. Las *salidas* son la percolación *per1*, la transpiración real *tral* que lógicamente estará condicionada a la transpiración potencial correspondiente a éste reservorio *trp1* y al contenido de humedad del suelo *hsl* y la evaporación real *er1* del suelo sin cobertura.

iii) Reservorio inferior del suelo ó subsuperficial: constituido por la segunda capa del suelo (generalmente coincidente con horizonte “B” en suelos Argiudoles y con el horizonte “AC” en los Hapludoles). A este reservorio le corresponde una cantidad de transpiración potencial $trp2$ que es la diferencia entre la transpiración potencial total y la que se le asigna al primer reservorio.

Las *entradas* son la percolación del reservorio superior $per1$ y la cantidad de agua que asciende por capilaridad *acrecion* desde el nivel freático. Las *salidas* son la percolación hacia el reservorio profundo $per2$, lo que transpira realmente este reservorio $tra2$ y lo que asciende al reservorio superior $entsb$ en caso de que esto ocurra.

iv) Reservorio profundo: este reservorio se sitúa por debajo del subsuperficial y su finalidad es variar la profundidad de la napa en función de las variaciones de la percolación y del ascenso capilar. En este trabajo este reservorio no se utiliza, es decir se modela considerando que la napa está a gran profundidad y por consiguiente no ofrece aportes.

3.3.2. Módulos de cálculo del Modelo Balver

Módulo 1

Aquí se realizan los cálculos de la evapotranspiración de referencia $etref$, que se estima a través de la ecuación de Penman – Monteith. Para simplificar el análisis de la ecuación de combinación de Penman – Monteith son definidos los términos aerodinámicos y radiactivo obtenidos a través de la metodología propuesta por Food and Agriculture Organization of The United Nations (FAO, 1990).

La forma original de la ecuación de Penman – Monteith puede ser escrita como:

$$ET * clvap = \frac{ppv (radnet - flusue) + \frac{(densair ceah dtv)}{resaero}}{ppv + cp \left(1 + \frac{rescano}{resaero} \right)} \quad (3.14)$$

donde

$Et*clvap$: densidad del flujo de vapor [$\text{MJ}/\text{m}^2\text{t}$];

$radnet$: densidad del flujo de radiación neta hacia la canopia [$\text{MJ}/\text{m}^2\text{t}$];

$flusue$: densidad del flujo de calor del suelo [$\text{MJ}/\text{m}^2\text{t}$];

ppv : pendiente de la curva de tensión de vapor de saturación [$\text{kPa}/^\circ\text{C}$];

cp : constante psicrométrica [$\text{kPa}/^\circ\text{C}$];

$clvap$: calor latente de evaporación [MJ/kg];

$densair$: densidad del aire [kg/m^3];

$ceah$: calor específico del aire húmedo [$\text{MJ}/\text{kg}^\circ\text{C}$];

dtv : déficit de tensión de vapor: $dtv = (tvs - tva)$ en [kPa];

tvs : tensión de vapor de saturación a la temperatura del aire [kPa];

tva : tensión de vapor del aire [kPa];

$resaero$: resistencia aerodinámica [t/m];

$rescano$: resistencia de canopia [t/m].

La variable t es la escala de tiempo para el cual se estima el flujo de vapor.

La evapotranspiración ET en [mm/t] se calcula dividiendo la densidad del flujo de vapor ($ET * clvap$) por el calor latente de vaporización ($clvap$), considerando que la densidad del agua vale aproximadamente 1000 [kg/m^3]. Resulta entonces la siguiente ecuación:

$$ET = \frac{1}{clvap} \frac{ppv (radnet - flusue) + \frac{(densair \ ceah \ dtv)}{resaero}}{ppv + cp \left(1 + \frac{rescano}{resaero} \right)} \quad (3.15)$$

siendo ET la evapotranspiración real en [mm/t].

Para estimaciones de evapotranspiración de referencia sobre una base de promedio diario, la ecuación de Penman – Monteith puede ser escrita de la siguiente manera:

$$ET = \frac{1}{clvap} \frac{ppv (radnet - flusue) + 86.400 \frac{(densair ceah dtv)}{resaero}}{ppv + cp \left(1 + \frac{rescano}{resaero} \right)} \quad (3.16)$$

donde $ET*clvap$, $radnet$ y $flusue$ tienen unidades de $[MJ/m^2d]$; y $resaero$ y $rescano$ tienen unidades de $[s/m]$. El factor 86.400 convierte de segundos a día los términos de resistencia. La ET tiene unidades de $[mm/d]$ y todas las otras variables se mantienen igual a sus definiciones anteriores.

Esta ecuación permite calcular la evapotranspiración a partir de variables meteorológicas y resistencias asociadas a las características estomáticas y aerodinámicas del cultivo. Se pueden diferenciar dos partes en la misma, uno es el término *radiativo* que tiene en cuenta el aporte energético disponible y el otro es el término *aerodinámico* que considera las condiciones del flujo convectivo vertical.

Mediante la ecuación (3.16) es posible estimar la evapotranspiración potencial o real, utilizando la resistencia de canopia fija para el primer caso o relacionadas con el contenidos de humedad del suelo y estado del cultivo en el segundo. Para el caso particular del Modelo Balver la misma será utilizada para estimar la evapotranspiración potencial.

Para calcular la evapotranspiración por medio de la ecuación de Penman-Monteith se deben estimar primeramente los valores de resistencias aerodinámica y de cultivo junto con las otras variables involucradas.

Factores de resistencias

Se estiman estos factores empleando la metodología propuesta en 1990 por FAO publicada en el Anexo V del “Reporte de la reunión de expertos sobre la revisión de metodología de FAO para requerimientos de agua en cultivos”. En el mismo se citan expresiones y fórmulas desarrolladas por Monteith, Brutsaert, Perrier, Szeic y Long entre otros, necesarias para calcular los parámetros requeridos. Todos ellos han realizado numerosas investigaciones de estos parámetros recomendando las ecuaciones presentadas a continuación (Allen y colaboradores, 1989).

La **resistencia de canopia** del cultivo *rescano*, considerando la estructura aérea del cultivo y la estomática conjuntamente, se aproxima mediante la relación entre la resistencia estomática promedio del área de una hoja y el índice de área foliar efectivo *iaf*.

$$rescano = \frac{resesto}{0.5 iaf} = \frac{200}{iaf} \quad (3.17)$$

siendo

rescano: resistencia de canopia [s/m];

resesto: valor promedio diario de la resistencia estomática para una sola hoja [s/m],

resesto $\cong 100$ [s/m];

iaf: índice de área foliar. Existen fórmulas empíricas para calcularlo según el tipo de cultivo y la altura. Se proponen las siguientes expresiones para pasto cortado con una altura entre 0.05 y 0.15 m; y para alfalfa con una altura entre 0.1 y 0.5 m:

$$\text{para pasto cortado,} \quad iaf = 24 hcul \quad (3.18)$$

$$\text{para alfalfa,} \quad iaf = 5.5 + 1.5 \ln (hcul) \quad (3.19)$$

siendo *hcul* la altura del cultivo en [m].

Para el caso particular de cultivo de referencia (pastura con una altura de 0.12 m), el valor de *rescano* es de aproximadamente 70 [s/m] (Allen y colaboradores, 1989).

Con respecto a la **resistencia aerodinámica**, *resaero*, se utilizan ecuaciones en función de las alturas de las mediciones de temperatura, humedad y viento, las rugosidades de momento *rugm*, de calor y vapor de agua *rugc*, y de la altura de desplazamiento del perfil longitudinal del viento *des* o también llamado desplazamiento del plano cero.

La resistencia aerodinámica es una medida de la eficiencia del transporte de momento sobre la superficie de la canopia y depende de las propiedades de la superficie aerodinámica (Sauer y colaboradores, 1996), puede expresarse de la siguiente manera:

$$resaero = \frac{\frac{\ln (altvie - des)}{rugm} \frac{\ln (alttem - des)}{rugc}}{Karman^2 vvien} \quad (3.20)$$

donde:

resaero: resistencia aerodinámica [s/m];

altvie: altura de medición de la velocidad de viento en [m];

des: desplazamiento del perfil logarítmico de viento [m];

alttem: altura de medición de la temperatura y los valores de humedad en [m];

rugm rugosidad de momento en [m];

rugc rugosidad de calor y vapor de agua en [m];

Karman: constante de Von Karman, (*Karman*= 0.41);

vvien: velocidad del viento a altura *altvie* en [m/s].

La rugosidad de momento $rugm$ puede ser considerada una escala de longitud que caracteriza la eficiencia del transporte de momento entre la corriente de aire y la superficie. El plano cero de desplazamiento des representa el ascenso del perfil de viento debido a la presencia de elementos de rugosidad sobre la superficie. Estos parámetros no tienen una base teórica y deben ser determinados en forma experimental (Sauer y colaboradores, 1996).

Las expresiones des y $rugm$ son funciones de la altura del cultivo $hcul$ y varían de acuerdo a la estructura de la canopia. Ellas son mayores para los cultivos que cubren la totalidad del suelo y menores en cultivos de cobertura parcial. Una aproximación basada en consideraciones experimentales y teóricas ha sido propuesta por Perrier en el año 1982 (Pereira y colaboradores, 1999):

$$des = hcul \left(1 - \frac{2}{iaf \left(1 - e^{\left(-\frac{iaf}{2} \right)} \right)} \right) \quad (3.21)$$

siendo:

des : desplazamiento del perfil logarítmico de viento [m];

iaf : índice de área foliar [adim];

$hcul$: altura del cultivo [m].

$$rugm = hcul e^{\left(-\frac{iaf}{2} \right)} \left(1 - e^{\left(-\frac{iaf}{2} \right)} \right) \quad (3.22)$$

Debido a que la transferencia de momento gobierna la transferencia de calor y vapor, la altura de rugosidad $rugc$ se asume como una función de $rugm$:

$$rugc = 0.1 rugm \quad (3.23)$$

siendo:

rugm: rugosidad de momento en [m];

rugc rugosidad de calor y vapor de agua en [m].

En la literatura existen otras expresiones que relacionan los parámetros de rugosidad y/o desplazamiento de la altura del plano cero del perfil de viento, pero el autor del modelo adoptó estas para el caso de presencia de vegetación con una cobertura mayor al 10%, en caso contrario emplea la propuesta por Monteith (1981) para estimar el desplazamiento del plano cero y por Brutsaert (1975) para la rugosidad de momento (FAO, 1990), cuyas expresiones son respectivamente:

$$des = \frac{2}{3} hcul \quad (3.24)$$

$$rugm = 0.123 hcul \quad (3.25)$$

todas las unidades expresadas en [m].

Las expresiones de los términos *aerodinámicos* y *radiactivos* en la ecuación de combinación se explican a continuación.

A) Término Aerodinámico

En la ecuación de Penman – Monteith el término aerodinámico corresponde a la siguiente expresión:

$$etaero = \frac{1}{clvap} \frac{\frac{densair ceah dtv}{resaero}}{ppv + cp \left(1 + \frac{rescano}{resaero} \right)} \quad (3.26)$$

Las variables involucradas en la ecuación (3.26) pueden obtenerse de las siguientes formas:

a) Calor latente de vaporización $clvap$ [Mj/kg]

$$clvap = 2.501 - 0.002361 \text{ taire} \quad (3.27)$$

donde $taire$ es la temperatura del aire en [°C]

b) Pendiente de la curva de tensión de vapor de saturación ppv [kPa/°C]

$$ppv = F_{tvs} (taire + 0.5) - F_{tvs} (taire - 0.5) \quad (3.28)$$

donde F_{tvs} es la función de la tensión de vapor de saturación dependiente de la temperatura del aire. Como se necesita determina la pendiente de dicha curva se realiza el cociente entre la diferencia de tensión de vapor (ordenada) y 1 °C (abscisa).

También se puede calcular a través de la siguiente expresión:

$$ppv = \frac{4098 \text{ tvs}}{(237.3 + \text{taire})^2} \quad (3.29)$$

donde tvs es la tensión de vapor de saturación y se puede obtener por medio de la expresión siguiente:

$$tvs = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27 \text{ taire}}{237.3 + \text{taire}}\right) \quad (3.30)$$

siendo $taire$ la temperatura del aire en [°C] y tvs expresada en unidades de [kPa].

c) Constante psicrométrica cp [kPa/°C], se encuentra tabulada en función de la temperatura del aire (Smithsonian Meteorological Tables, 1951) o también se obtiene mediante:

$$cp = \frac{ceah \text{ pat}}{rpm \text{ clvap}} = 0.00163 \frac{\text{pat}}{\text{clvap}} \quad (3.31)$$

donde:

ceah: calor específico del aire húmedo [MJ/kg°C];

pat: presión atmosférica en [kPa];

rpm: tasa de peso molecular entre el vapor de agua y el aire seco ($rpm \cong 0.622$).

d) El calor específico del aire húmedo *ceah* [MJ/kg°C] vale aproximadamente $1.013 \cdot 10^{-3}$ [MJ/kg°C] y se lo puede expresar del siguiente modo:

$$ceah = \frac{cp \cdot 0.622 \cdot cvap}{pat} \quad (3.32)$$

e) Densidad del aire *densair* [kg/m³]

$$densair = \frac{1000 \cdot pat}{virtem \cdot constagas} \quad (3.33)$$

donde

virtem: temperatura virtual en [°K];

constagas: constante específica del gas $\cong 287 \text{ J/kg } ^\circ\text{K}$.

$$virtem = temkel \left(1 - \frac{0.378 \cdot tvspr}{pat} \right) \quad (3.34)$$

donde:

temkel: temperatura expresada en [°K], es decir $temkel [^\circ\text{K}] = taire [^\circ\text{C}] + 273$;

tvspr: tensión de vapor de saturación a temperatura punto de rocío [kPa].

f) Se puede definir la constante psicrométrica modificada *cpm* [kPa/°C] de la siguiente manera:

$$cpm = cp \left(1 + \frac{rescano}{resaero} \right) \quad (3.35)$$

donde *cpm* se expresa en las mismas unidades de *cp*.

Reemplazando las expresiones (3.32) y (3.35) en la ecuación (3.26) se obtiene la evapotranspiración aerodinámica $etaero$ en [mm/d] en función de variables y/o constantes físicas y climatológicas.

$$etaero = \frac{cp \ densair \ 0.622 \ 86.400 \ dtv}{(cpm + ppv) \ pat \ resaero} \quad (3.36)$$

si la resistencia aerodinámica $resaero$ está expresado en [s/m], el factor 86.400 es utilizado para conversión de unidades de la evapotranspiración aerodinámica a [mm/d].

B) Término Radiactivo

El término radiactivo en la ecuación de combinación de Penman – Monteith es el siguiente:

$$etradia = \frac{1}{clvap} \frac{ppv}{ppv + cp \left(1 + \frac{rescano}{resaero} \right)} (radnet - flusue) \quad (3.37)$$

Para obtener la radiación neta $radnet$ se deben estimar las radiaciones netas de onda corta $ncor$ y de onda larga $nlar$.

La radiación neta de onda corta es la radiación recibida efectivamente por el suelo teniendo en cuenta las pérdidas debido a la reflexión. Se comienza calculando la radiación astronómica $radastro$ [MJ/m²d] con la subrutina “Astro”, desarrollada por el autor del modelo (Fernández, 1999).

Luego se calcula la radiación global $ragl$ o también llamada radiación solar incidente, en función de la astronómica, los coeficientes de Angström, la duración del día y las horas efectivas de sol.

$$ragl = radaastro \left(aang + bang \frac{helef}{dudiag} \right) \quad (3.38)$$

siendo:

ragl: radiación global incidente [MJ/m²d];

radaastro: radiación astronómica [MJ/m²d];

helef: heliofanía efectiva [hs];

dudiag: duración del día [hs];

aang: coeficiente “a” de Angström y representa la fracción de la radiación extraterrestre (al tope de la atmósfera) en los días nublados;

bang: coeficiente “b” de Angström y vale aproximadamente 0.5 en días de cielo claro.

Los coeficientes de Angström han sido determinados para la región de Marcos Juárez por Grossi Gallegos y Atienza (1991).

Sus valores son $aang = 0.20$ y $bang = 0.56$.

Se estima la radiación neta de onda corta *rcor* [MJ/m²d], según el coeficiente de *albedo* [], que para el caso de cultivo de referencia es 0.23.

$$rcor = (1 - albedo) ragl \quad (3.39)$$

La radiación neta de onda larga, es el balance entre la emitida desde el suelo hacia la atmósfera y la reflejada y emitida desde la atmósfera y las nubes. Para obtenerla es necesario determinar un factor de nubosidad en función de los coeficientes de Angström y el régimen climático de la zona según sea húmedo, subhúmedo, árido o semiárido.

$$facnub = \left(ac * \frac{bang}{aang + bang} \right) \frac{helef}{dudiag} + \left(bc + \frac{aang * ac}{aang + bang} \right) \quad (3.40)$$

donde:

facnub: factor de nubosidad [adim];

aang y *bang*: coeficientes de Angström, son los determinados por Grossi Gallegos y Atienza para la región de Marcos Juárez;

ac y *bc*: coeficientes presentados en la Tabla 3.1 en función del régimen climático de la zona (Fernández, 1999).

Tabla 3.1. Coeficientes para determinar el factor de nubosidad.

Régimen	coeficiente ac	Coeficiente bc
Húmedo	1	0
Subhúmedo	1.15	-0.15
Semiárido	1.25	-0.25
Árido	1.35	-0.35

Posteriormente se estima la emisividad neta *emin* con los coeficientes *aecof*, *becof* y la raíz cuadrada de la tensión de vapor del aire, Brunt (1932):

$$emin = aecof + becof \sqrt{tva} \quad (3.41)$$

donde:

emin: emisividad neta [];

tva: tensión de vapor del aire [kPa];

aecof: coeficiente que varía entre 0.34 y 0.44;

becof: coeficiente que varía entre -0.14 y -0.25.

Se obtiene entonces la radiación neta de onda larga *rmlar*.

$$rmlar = facnub * emin * (temkel)^4 * sbolt \quad (3.42)$$

donde:

rmlar: radiación neta de onda larga [MJ/m²d];

temkel: temperatura media del aire [°K];

sbolt: constante de Stefan-Boltzman ($sbolt \cong 4.9 \cdot 10^{-9} \text{ MJ/m}^2 \text{ } ^\circ\text{K}^4 \text{ d}$)

La radiación neta *radnet* se determina como la suma de las radiaciones netas de onda corta y de onda larga. Se debe tener en cuenta que el sentido de la radiación entrante

hacia el suelo se considera con signo positivo y el sentido saliente desde el suelo con signo negativo. Las radiaciones se expresan en unidades de $[MJ/m^2d]$.

$$radnet = rncor - rnlar \quad (3.43)$$

El otro término a estimar es el flujo del suelo $flusue$ que representa el calor almacenado en el suelo y liberado desde el mismo, en función de la profundidad efectiva de amortiguamiento del suelo $pfefe$, que para fluctuaciones diarias de temperatura se considera 0.18 m, y el valor de calor específico promedio del suelo $clessue$ que es aproximadamente igual a $2.1 \text{ MJ}/\text{m}^3\text{°C}$ en suelo húmedo.

$$flusue = clessue \text{ pfefe} (taire - taian) = 0.378(taire - taian) \quad (3.44)$$

donde:

$flusue$: flujo de calor del suelo $[MJ/m^2d]$;

$clessue$: capacidad de calor del suelo $[MJ/m^3\text{°C}]$;

$pfefe$: profundidad efectiva del suelo $[m]$;

$taire$: temperatura promedio del aire $[°C]$;

$taian$: temperatura promedio del aire del día anterior $[°C]$.

Con el valor de radiación neta y el flujo del suelo se puede calcular ahora el término radiactivo de la evapotranspiración $etradia$ en $[mm/d]$:

$$etradia = \frac{ppv}{ppv + cpm} \frac{(radnet - flusue)}{clvap} \quad (3.45)$$

En particular, para obtener los términos correspondientes a un cultivo de referencia, se deberá considerar cultivo de pasto cortado con una altura de 0.12 m, la altura de medición de la velocidad de viento de 2 m, la altura de mediciones de temperatura y humedad de 1.5 m y un albedo de 0.23.

La evapotranspiración de referencia et_{ref} es la suma de los términos aerodinámico y radiactivo obtenidos mediante las ecuaciones (3.36) y (3.45) respectivamente, y actualizada para la condición de cultivo de referencia.

$$et_{ref} = et_{radia} + et_{aero} \quad (3.46)$$

La evapotranspiración de referencia será considerada como potencial, es decir, la máxima disponible para evapotranspirar. Se llamará simplemente evapotranspiración et , cuando no se considere algún cultivo en particular, caso contrario será la evapotranspiración potencial o máxima disponible del cultivo.

Módulo 2

En este módulo se realiza la determinación de la cantidad de agua que infiltra y la porción que queda disponible para repartir entre evaporación de agua superficial, en el caso de existir, almacenamiento superficial de lo que no se alcanza a evaporar y escurrimiento del sobrante que no puede ser almacenado superficialmente.

Para ello se deberá determinar la cantidad de la lluvia total que infiltra, de acuerdo a la infiltración potencial básica, y el resto pasará a ser escurrimiento potencial, es decir, agua disponible para repartir entre almacenamiento en depresiones y escurrimiento.

Si la lluvia total es menor a un determinado monto capaz de producir escurrimiento, entonces se considera que todo la precipitación infiltra. En caso de ser mayor, se calcula el monto de precipitación que será la entrada al reservorio inmediato inferior o suelo superficial.

$$pp_{ef} = P * inf \quad (3.47)$$

siendo:

pp_{ef} : precipitación que potencialmente puede infiltrar en el suelo [mm];

P : precipitación total [mm];

inf : coeficiente de infiltración [].

La diferencia entre la precipitación total y la cantidad de agua que se infiltra corresponde al volumen de lluvia en exceso $escd$, en el caso que exista agua superficial del día anterior entonces esta cantidad se agrega a la que queda sin infiltrar.

Por otra parte, según la demanda atmosférica, se tiene disponible una cantidad de evapotranspiración potencial et , la cual va a satisfacer la evaporación superficial evs , siendo lo que queda, evapotranspiración potencial disponible para el agua que se encuentra en el interior del suelo, $etdis$.

$$et = evs + etdis \quad (3.48)$$

donde:

et : evapotranspiración potencial total según la demanda atmosférica [mm];

evs : evaporación del agua superficial [mm];

$etdis$: evaporación disponible del agua dentro del suelo [mm].

El modelo primero evapora toda el agua en superficie, en el caso que exista, y luego si hay excedente, evapotranspira desde el suelo y subsuelo.

Se verifica la disponibilidad de agua para cumplir estas demandas potenciales.

En el caso que exista una capacidad de almacenamiento en el nivel de detención, podrá existir agua disponible en superficie para evaporar evs , de otro modo evs será nula. Si existe agua disponible para evaporar sobre la superficie del suelo, se la compara con la demanda potencial. y se determina si alcanza o no para satisfacerla, entonces evaporará todo o hasta lo que alcance, redefiniendo la cantidad de agua sobre la superficie del suelo

Si existe un excedente de agua luego de evaporar desde la superficie del suelo, estará disponible para infiltrar hacia el reservorio superficial junto con el porcentaje de precipitación que ingresa al suelo, esta salida del nivel de detención será la entrada al

reservorio superior y se denomina *sals*. Entonces las salidas del nivel de detención serán la evaporación desde la superficie del suelo *evs*, más la infiltración hacia el reservorio superior *sals*, más el escurrimiento directo *escd*.

Analizando ahora por debajo del nivel de detención, o sea en la masa del suelo del reservorio superficial, hay disponible una cantidad de energía *etdis*, ya sea para evaporar desde el suelo desnudo *evsue* como para transpirar por los vegetales desde los reservorios *trpt*. Estas dos variables son cantidades potenciales que se podrán satisfacer o no de acuerdo a la disponibilidad del agua en los reservorios del suelo.

$$etdis = et - evs \quad (3.49)$$

$$evsue = etdis (1 - cb) \quad (3.50)$$

$$trpt = etdis cb kc \quad (3.51)$$

donde:

evsue: evaporación potencial del suelo sin cobertura [mm];

trpt: transpiración potencial total para todos los reservorios [mm];

cb: porcentaje de cobertura del suelo [];

kc: coeficiente de cultivo [].

Si el suelo está totalmente cubierto, no existirá evaporación de suelo desnudo y toda la energía quedará disponible para transpirar.

$$evsue = 0 \quad (3.52)$$

A partir de esta evaporación potencial del suelo *evsue*, se determina la evaporación real de la superficie del suelo sin cobertura *er₁* según el contenido de humedad del mismo y finalmente se determina lo que potencialmente transpirarán los reservorios del suelo y subsuelo según el cultivo y el porcentaje de cobertura *trpt* en forma conjunta.

Hasta aquí se realizó la distribución y asignación del agua en y desde el nivel de detención. En el tercer módulo se realizan los balances en los reservorios restantes.

Módulo 3

En este módulo primero se determina la cantidad que se transpiraría desde los reservorios según la demanda potencial y la cantidad de agua disponible en el reservorio y luego se establece el valor del contenido de humedad en el suelo al final del intervalo de tiempo de acuerdo al balance propiamente dicho, es decir entradas, salidas y variaciones en el almacenamiento.

Como ya se dijo anteriormente, a ambos reservorios se le asigna una cantidad de agua máxima para transpirar igual a $trpt$ que posteriormente se divide entre ellos según el porcentaje de extracción drz del primer reservorio por parte de las raíces, entonces:

$$trp_1 = trpt * drz \quad (3.53)$$

$$trp_2 = trpt - trp_1 \quad (3.54)$$

donde:

trp_1 : cantidad máxima para transpirar desde el reservorio superior [mm];

trp_2 : cantidad máxima para transpirar desde el reservorio inferior [mm];

drz : porcentaje de extracción de agua desde el reservorio superior por parte de las raíces [].

Balance reservorio superior (capa 1)

A este reservorio se le asigna una cantidad de agua máxima para transpirar igual a trp_1 . Se comparan las cantidades disponibles, es decir, lo que había en el intervalo anterior más el agua que ingresó y egresó en el intervalo actual, con las demandas de transpiración potencial. La transpiración real tra_1 estará condicionada a la transpiración potencial para ese reservorio $trap_1$ y al contenido de humedad en ese horizonte hs_1 .

La transpiración real responde a una expresión potencial en función del contenido de humedad en el suelo. Si el suelo se encuentra en la condición de punto de marchitez

permanente, $hs_1 = 0$, entonces no existirá agua disponible para transpirar y $tra_1 = 0$; si el suelo se encuentra en la condición de capacidad de campo o saturación, $hs_1 \geq CC$, entonces se podrá transpirar la totalidad de la demanda y la transpiración real será igual a la potencial, $tra_1 = trp_1$. Si el contenido de humedad del suelo se encuentra entre los valores de punto de marchitez permanente y capacidad de campo, entonces la transpiración real se estimará de acuerdo a la siguiente expresión:

$$tra_1 = trp_1 * \sqrt{\frac{hs_1(n-1)}{au_1}} \quad (3.55)$$

donde:

tra_1 : transpiración real del reservorio [mm];

trp_1 : transpiración potencial del reservorio [mm];

$hs_1(n-1)$: contenido de humedad de suelo al inicio del intervalo de tiempo [mm];

$au_1 = (CCI - PMPI)$: agua útil del reservorio correspondiente [mm];

CCI : capacidad de campo del reservorio correspondiente [mm];

$PMPI$: punto de marchitez permanente del reservorio correspondiente [mm].

La percolación dependerá de la conductividad hidráulica del horizonte integrada en el intervalo de tiempo considerado ($\Delta t = 1 \text{ día}$) y de la cantidad de agua que supera el valor de capacidad de campo. Se sabe que cuando el suelo está saturado la conductividad hidráulica es máxima y constante de acuerdo al tipo de suelo kh_1 .

Si la variación de almacenamiento es positiva y mayor que la capacidad de almacenamiento total del reservorio, o sea mayor que el contenido de agua a saturación, entonces el exceso queda en superficie, que luego se separará entre almacenamiento superficial y escurrimiento potencial. Para ello se realiza un balance para determinar los

anegamientos en los reservorios en el interior del suelo y se establece la cantidad de agua que ingresa al reservorio superior desde el inferior, esta entrada se denomina *entsb*.

Se determinará ahora el contenido de humedad al final del intervalo de tiempo. Se conoce la cantidad de agua potencial del reservorio hs_1p , al inicio del intervalo de tiempo, y se deberá establecer de que manera se distribuye.

$$hs_1p = sals + hs_1(n-1) + entsb - tra_1 \quad (3.56)$$

donde:

hs_1p : contenido de humedad potencial del suelo [mm];

$hs_1(n-1)$: contenido de humedad del intervalo anterior [mm];

sals: salida del nivel superficial [mm];

entsb: cantidad de agua que ingresa desde el reservorio inferior [mm];

tra_1 : transpiración real del reservorio en cuestión [mm].

Ahora se realiza el balance propiamente dicho analizando las cantidades potenciales de humedad definidas anteriormente y determinando las cantidades reales de humedad del reservorio al final del intervalo de tiempo. Se pueden presentar varias posibilidades del contenido de humedad potencial:

- a) que sea mayor que el contenido de humedad a saturación más la precolación máxima;
- b) que sea menor o igual al nivel del agua útil;
- c) que se encuentre entre el nivel de saturación y el nivel de agua útil;
- d) que se encuentre entre el nivel de saturación y el nivel de saturación más la precolación máxima.

La Figura 3.3 esquematiza los niveles de humedad del suelo del reservorio superficial para el Modelo Balver.

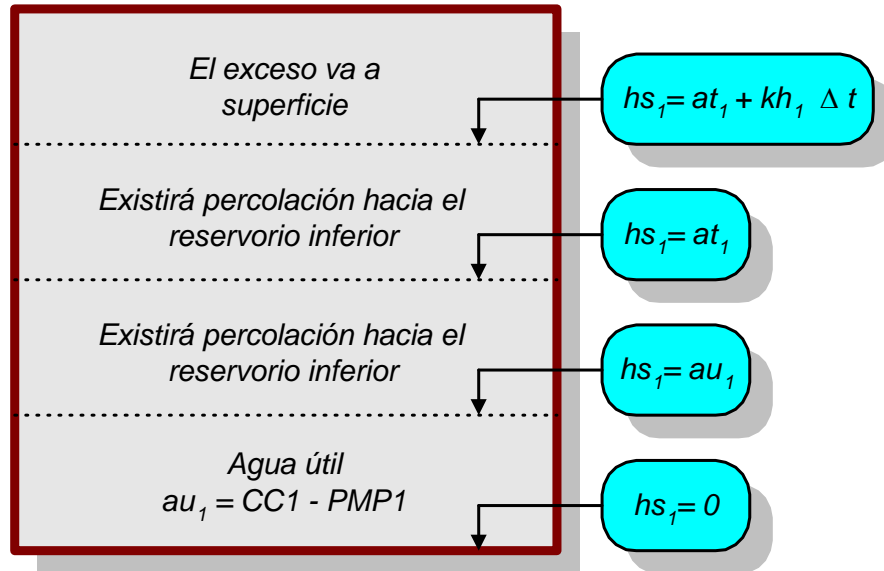


Figura 3.3. Diagrama de niveles de humedad del reservorio superficial.

Primeramente se verifica si no supera la condición de máxima, de tal modo que exista un exceso hacia la superficie del suelo, si esto no ocurre se va examinando desde el mínimo contenido de humedad en adelante.

a) Se verifica si el contenido de humedad potencial del reservorio $hs_1 p$ es mayor que el contenido de humedad a saturación at_1 más la conductividad hidráulica del horizonte saturado integrada en el intervalo de tiempo considerado $kh_1 * \Delta t$. En este modelo el intervalo de tiempo Δt corresponde a 1 día.

Es decir: ¿es $hs_1 p > (at_1 + kh_1 * \Delta t)$?, si es mayor existirá percolación máxima $kh_1 * \Delta t$ y el resto será un exceso que quedará en superficie. El contenido de humedad será at_1 , es decir, el contenido de humedad a saturación y pasa al balance del reservorio inferior,

$$hs_1 = at_1 \quad (3.57)$$

$$per_1 = kh_1 * \Delta t \quad (3.58)$$

$$\text{si existe exceso será: } exceso = hs_1 p - (at_1 + kh_1 * \Delta t) \quad (3.59)$$

b) Si se verifica que el contenido de humedad potencial del reservorio sea menor o igual al agua útil:

$hs_1 p \leq au_1$, entonces no existirá percolación ni exceso y el contenido de humedad estará entre 0 y el agua útil y será igual al valor $hs_1 p$, luego va al balance del reservorio inferior. Queda entonces definido el contenido de humedad real del reservorio superior hs_1 al final del intervalo de tiempo como:

$$PMP1 \leq hs_1 = hs_1 p \leq CCI \quad (3.60)$$

c) Para la condición de que el contenido de humedad potencial se encuentre entre el agua útil y el nivel de saturación:

$au_1 \leq hs_1 p \leq at_1$ entonces existirá percolación hacia el reservorio inferior y el contenido de humedad hs_1 queda en capacidad de campo y va al balance del reservorio inferior,

$$hs_1 = au_1 \quad (3.61)$$

$$per_1 = (hs_1 p - au_1) < kh_1 * \Delta t \quad (3.62)$$

d) En el caso de que el contenido de humedad potencial del reservorio sea mayor que el nivel de saturación:

$hs_1 p > at_1$, entonces el contenido de humedad queda en saturación y el resto percola hacia el reservorio inferior y va al balance del reservorio inferior,

$$hs_1 = at_1 \quad (3.63)$$

$$per_1 = (hs_1 p - at_1) < kh_1 * \Delta t \quad (3.64)$$

De este modo se ha determinado la cantidad de transpiración real del reservorio y la condición de humedad al final del intervalo de tiempo.

Balance reservorio inferior (capa 2)

Aquí el procedimiento es muy similar al anterior. Nuevamente se estima primero la cantidad de transpiración real del reservorio y luego se establece el contenido de humedad al final del intervalo de tiempo. En el caso que exista ascenso capilar, su velocidad depende de la textura del reservorio que contiene la franja capilar inmediatamente por encima del nivel freático, generalmente coincidente con el horizonte inferior o “C”.

La ecuación (3.65) presenta la forma genérica del conjunto de ecuaciones utilizadas para determinar el acreción que es el flujo de agua desde el nivel freático en [mm/d]. Si se tiene en cuenta que en el modelo el intervalo de tiempo es un día, entonces:

$$acre = e^{(a - b \log pf)} \quad (3.65)$$

donde

acre: es la cantidad de agua que asciende por capilaridad [mm];

pf: es la profundidad del nivel freático [mm];

a y *b*: son coeficientes que dependen de la textura de la zona de aireación por debajo del horizonte subsuperficial [].

La Tabla 3.2 muestra una escala propuesta por el autor del modelo que representa la ecuación a utilizar en la subrutina de ascenso capilar de acuerdo a la textura del horizonte donde se encuentra la franja capilar.

Tabla 3.2. Escala según la textura del horizonte profundo.

Textura	Valor de índice
Franco limoso – limoso	1
Franco arenoso- arenoso franco - arenoso	2
Arcilloso – arcillo limoso – arcillo arenoso	3
Franco	4
Franco arcilloso	5
Franco arcillo limoso	6
Franco arcillo arenoso	7

Para determinar las variaciones diarias de la profundidad de la freática, se utiliza en el modelo el rendimiento del acuífero que es el volumen de agua que drenará por gravedad en un suelo saturado, por unidad de suelo, también se lo conoce como profundidad drenable.

En este reservorio las *entradas* son lo que percola del reservorio superior y el aporte por ascenso capilar desde la freática, para este trabajo se coloca la napa freática suficientemente profunda para que su aporte sea nulo. Las *salidas* son la transpiración real del reservorio y la percolación profunda.

Se modela cada reservorio en secuencia y, en el caso que el horizonte inferior no pueda contener toda el agua (mayor que el contenido a saturación) se vuelve al primer reservorio para atender esta situación y el exceso queda superficialmente. En este reservorio las variables son indicadas con el subíndice “2”.

Finalmente la evapotranspiración real er será la evaporación real de la superficie de agua libre evs , más la evaporación real del suelo desnudo er_1 , más la transpiración real de los reservorios del suelo y subsuelo tra_1 y tra_2 , de acuerdo a la expresión (3.66), y todas expresadas en [mm].

$$er = evs + er_1 + tra_1 + tra_2 \quad (3.66)$$

Las *salidas* del modelo para cada intervalo de tiempo son:

evapotranspiración real er [mm];

escurrimiento superficial esc [mm];

contenido de humedad de los reservorios hs_1 y hs_2 [mm];

percolación de los reservorios: per_1 y per_2 [mm];

almacenamiento en superficie: als [mm].

También se pueden conocer otras variables como los valores diarios de radiación, o de resistencias, estimados por el modelo.

3.3.3. Extensión del modelo a otra condición

La versión original del Modelo Balver ha sido desarrollada para la condición de cultivo de referencia o la existencia de otro cultivo con un determinado porcentaje de cobertura del suelo, siendo calculada la evapotranspiración mediante el empleo de coeficientes de cultivos diarios.

Ante la situación de barbecho desnudo las características de la superficie evaporativa son diferentes a la de una superficie de cultivo, razón por la cual es necesario realizar modificaciones a la versión original para que contemple esta condición.

En el desarrollo del presente trabajo se incorporaron al modelo consideraciones y ecuaciones requeridas para evaluar una superficie de barbecho desnudo.

Las mejoras y modificaciones necesarias realizadas a la versión original del modelo fueron las siguientes:

Un porcentaje de cobertura inferior al 10% indica una superficie evaporante diferente a una superficie de cultivo en desarrollo, también denominada superficie activa de cultivo, y la necesidad del empleo de otras ecuaciones que representen este escenario, por lo tanto primeramente se analiza si el porcentaje de cobertura es menor al 10%, y en caso afirmativo, se cambia el coeficiente de *albedo* por un valor de 0.15 , considerando que ahora la reflexión de la superficie será menor.

Las expresiones para estimar el plano cero de desplazamiento des y la rugosidad de momento $rugm$ son respectivamente las ecuaciones (3.24) y (3.25) mencionadas anteriormente y la rugosidad térmica $rugc$ a ser consideradas es ahora un 20% de la rugosidad de momento. Todas expresadas en [m].

$$rugc = 0.2 rugm \quad (3.67)$$

Con estas nuevas expresiones se determinan los factores de resistencias de canopia y aerodinámica, mediante el empleo de las mismas ecuaciones propuestas para otros cultivos ((3.17) y (3.20)).

Es necesario incorporar ahora, el factor de resistencia de suelo, debido a que la cobertura es incompleta. De acuerdo al Modelo “Morecs” el valor promedio de la *resistencia del suelo húmedo* es aproximadamente $100 [s/m]$ (Thompson y colaboradores, 1981).

La resistencia de superficie resulta de considerar la resistencia de canopia y del suelo actuando en paralelo, estimándose la resistencia de superficie de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\frac{1}{ressu} = \frac{1}{rescano} + \frac{1}{ressuelo} \quad (3.68)$$

siendo:

ressu: resistencia de superficie [s/m];

rescano: resistencia de canopia [s/m];

ressuelo: resistencia del suelo [s/m].

Sin embargo para el caso particular de barbecho, la resistencia de canopia no existe, debido a que no hay cobertura vegetal, resultando el primer término de la ecuación (3.68) nulo.

Es importante destacar además que se realizó una verificación del monto asignado como umbral a partir del cual la precipitación escurría, anteriormente dicha cantidad estaba fijado en 20 mm, pero se lo redefinió a 15 mm de precipitación, por debajo del cual no existe escurrimiento.

Con las nuevas consideraciones descritas, es posible realizar estimaciones para la condición de barbecho limpio.

3.4. Modelo de Jaworski Modificado

3.4.1. Modificaciones al módulo de balance de agua en los reservorios

Durante la programación del Modelo de Jaworski, se utilizó el diagrama de flujo propuesto por el autor (Jaworski, 1978; 1985), sin embargo en el módulo del balance se advirtió que las cantidades entrantes y salientes de los reservorios no eran coincidentes. Para solucionar este inconveniente se realizó una modificación a la versión original publicada.

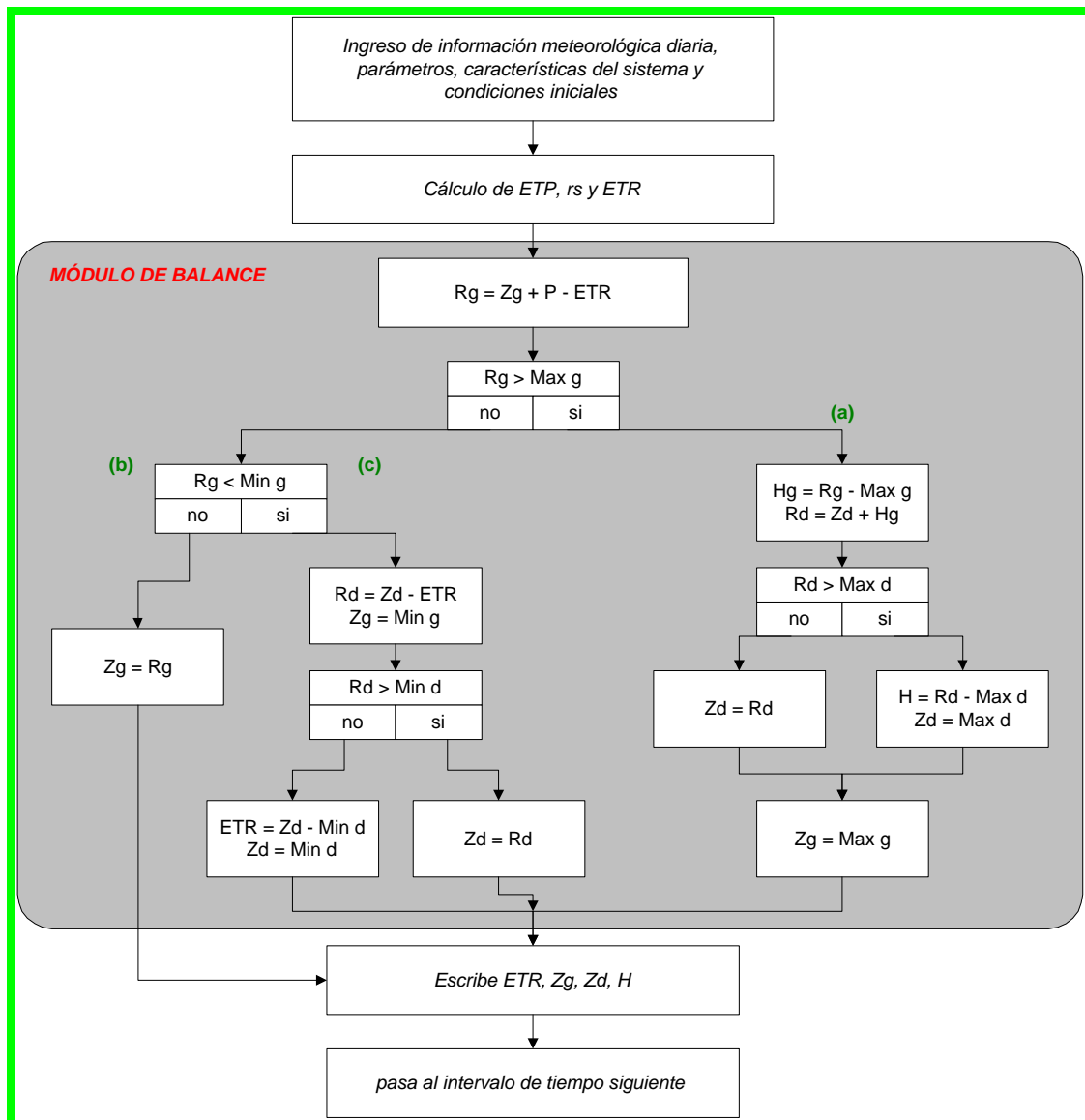


Figura 3.4. Diagrama de flujo de la versión original del Modelo de Jaworski.

Siendo:

ETR: evapotranspiración real en el intervalo de tiempo;

ETP: evapotranspiración potencial en el intervalo de tiempo;

rs: resistencia de superficie;

Hg: percolación desde el reservorio superior hacia el inferior;

H: percolación profunda;

Zg: humedad del primer reservorio al inicio del intervalo de tiempo;

Zd: humedad del segundo reservorio al inicio del intervalo de tiempo;

Rg: humedad del primer reservorio al final del intervalo de tiempo;

Rd: humedad del segundo reservorio al final del intervalo de tiempo;

Min g: punto de marchitez permanente del primer reservorio;

Max g: capacidad de campo del primer reservorio;

Min d: punto de marchitez permanente del segundo reservorio;

Max d: capacidad de campo del segundo reservorio.

Analizando el balance a partir de la Figura 3.4, su funcionamiento es el siguiente:

Luego de estimar la condición de humedad de suelo en el primer reservorio al final del intervalo de tiempo, se verifica que el agua disponible alcance para satisfacer la asignación de evapotranspiración, para ello se pueden presentar tres situaciones:

- a) La condición de humedad del primer reservorio al final del intervalo de tiempo es mayor que su máximo, entonces retira la evapotranspiración que necesita del primer reservorio y percola hacia el reservorio inferior, luego redefine las condiciones de humedad del suelo para el inicio del intervalo de tiempo siguiente.
- b) La condición de humedad del primer reservorio al final del intervalo de tiempo no es mayor que su máximo, ni menor que su mínimo, entonces retira la demanda de evapotranspiración que necesita del primer reservorio y éste queda en la condición de humedad determinada para el inicio del intervalo siguiente.
- c) La condición de humedad del primer reservorio al final del intervalo de tiempo no es mayor que su máximo, pero es menor que su mínimo,

entonces retira la demanda de evapotranspiración del segundo reservorio y redefine la condición de humedad para el inicio del intervalo siguiente, asignándole al primer reservorio una condición de humedad coincidente con el punto de marchitez permanente.

De lo explicado anteriormente se advierte en la situación “c” que cuando no alcanza para evapotraspirar la totalidad del primer reservorio, extrae la totalidad del segundo, para lo cual no es correcto que se asigne un valor de punto de marchitez permanente al primer reservorio, porque de allí no se extrajo nada, sin resultar con la mínima humedad. No cumpliendo además con la condición enunciada en la teoría donde se refería que primeramente se vaciaba el primer reservorio y luego se extraía agua desde el segundo.

Se introdujo entonces la siguiente modificación que se indica en la Figura 3.5:

En el módulo del balance modificado se definen las nuevas variables:

Eg: evapotranspiración real extraída del primer reservorio;

Ed: evapotranspiración real extraída del segundo reservorio.

De tal modo que la suma de estas dos nuevas componentes resulten la evapotranspiración real en el intervalo de tiempo considerado.

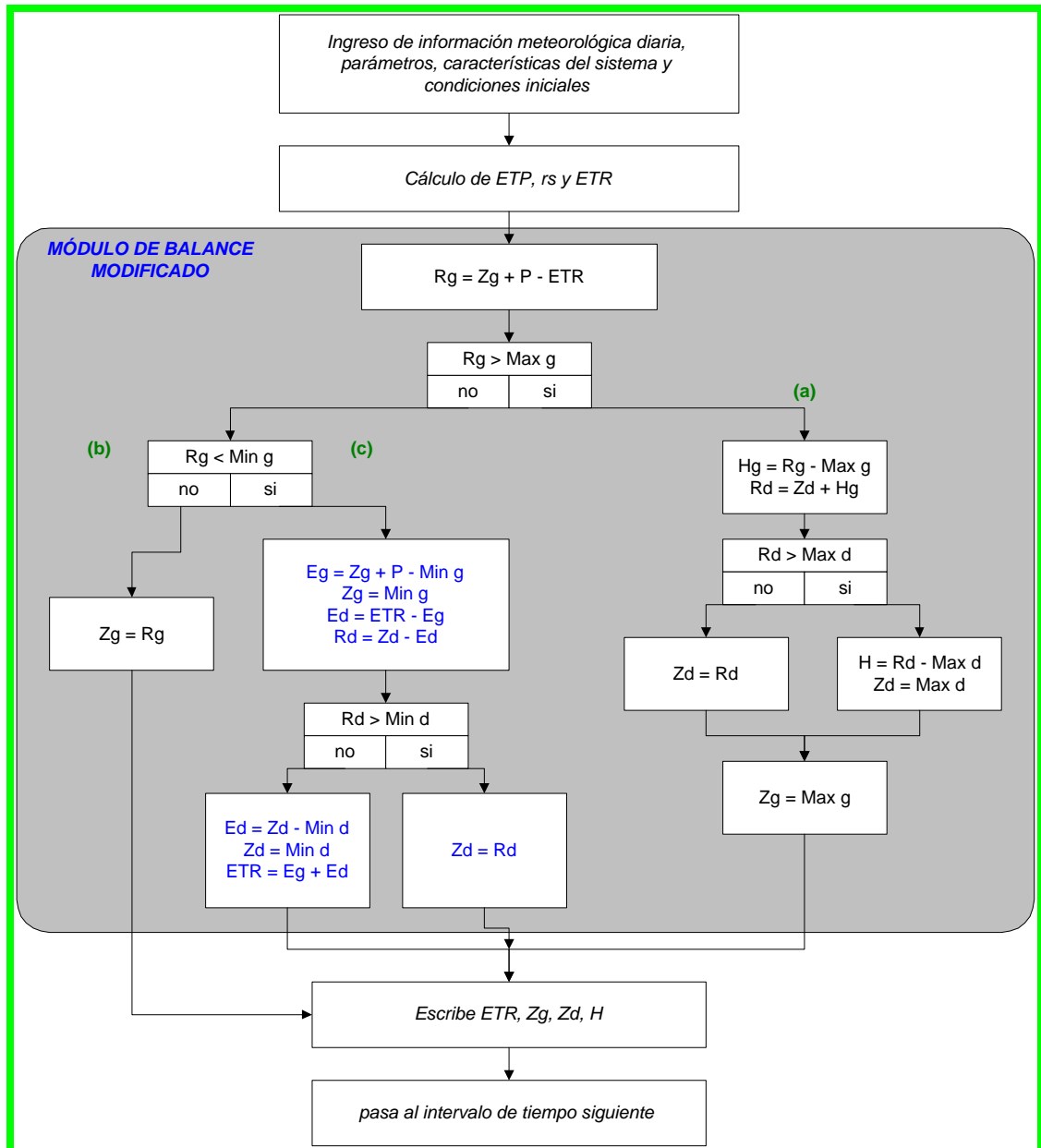


Figura 3.5. Diagrama de flujo modificado del Modelo de Jaworski.

Entonces ahora, para el caso que no alcance a evapotranspirar la totalidad del primer reservorio (rama (c)), se distribuye la cantidad de evapotranspiración aportada por cada uno, es decir el modelo extrae agua del primer reservorio hasta que se vacíe (Eg) y el resto lo extrae del segundo (Ed). Redefiniendo luego las condiciones de humedad en cada

reservorio, resultando ahora sí coincidente con el punto de marchitez permanente el primer reservorio. La evapotranspiración real total del intervalo será la suma de las evapotranspiraciones de ambos reservorios.

De este modo queda subsanado el inconveniente presentado.

3.4.2. Modificaciones por descuento de escorrentía

Al aplicar el Modelo de Jaworski, luego de corregir el balance en los reservorios del suelo en su versión original, se advirtió que el balance hídrico entre las entradas y las salidas del modelo no cerraba en los ciclos anuales, ya que existía un excedente de agua. Se analizó entonces la causa de esto y se comprobó que las cantidades de agua que ingresaban al modelo en forma de precipitación se repartían únicamente en salidas verticales, hacia arriba como evapotranspiración, o hacia abajo como humedad de suelo y percolación. Esta situación en la realidad no siempre es así, dado que muchas veces parte del agua precipitada puede escurrir hacia los cauces sin ingresar al suelo o simplemente almacenarse sobre la superficie del terreno.

Para mejorar los resultados, era necesario realizar una distribución entre la cantidad de agua que realmente infiltraba y la cantidad de agua que quedaba por encima de la superficie antes de aplicar el Modelo de Jaworski. Se modificó entonces nuevamente la versión original, mediante la incorporación de un módulo que permita establecer el descuento del agua que escurre y la restante ingresarla al suelo. De esta manera la entrada al modelo es la cantidad de agua disponible para infiltrar denominada *precipitación infiltrada*.

Para este trabajo se seleccionó como método de descuento de pérdidas al Método de Curva Número (CN) desarrollado por Soil Conservation Service (SCS) en 1972 (Bureau of Reclamation, 1979; Chow y colaboradores, 1994), que descuenta a la cantidad de agua

precipitada el escurrimiento y lo restante será déficit de escurrimiento. Este es un método relativamente simple que puede ser utilizado cuando los datos de lluvia y escurrimiento están disponibles al menos una vez para caracterizar el sistema.

3.4.2.1. Método de Curva Número

El método de escurrimiento de Curva Número del SCS (Chow y colaboradores, 1994) plantea la siguiente ecuación de escurrimiento:

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a) + S} \quad (3.69)$$

donde:

Q : escurrimiento [mm];

P : precipitación [mm];

S : retención potencial máxima antes de la lluvia [mm];

I_a : abstracción inicial [mm].

Se denomina abstracción inicial a todas las pérdidas ocurridas antes de que comience el escurrimiento, esto incluye agua interceptada por la vegetación, agua retenida en depresiones, evaporada e infiltrada. Es un valor muy variable y se puede aproximar a partir de la siguiente expresión empírica:

$$I_a = 0.2 S \quad (3.70)$$

No se recomiendan más ajustes de esta expresión porque los datos para descomponer I_a en intercepción, evaporación, infiltración y almacenamiento superficial rara vez se conocen con relación a una cuenca.

Al eliminar I_a como un parámetro independiente, se llega a una ecuación que contiene una combinación entre S y P :

$$Q = \frac{(P - 0.2 S)^2}{P + 0.8 S} \quad (3.71)$$

donde el parámetro S esta relacionado al suelo y condiciones de cobertura del mismo a través del número de curva CN mediante la siguiente expresión:

$$S = \frac{1000}{CN} - 10 \quad (3.72)$$

Estas Curvas Números son índices adimensionales y se numeran de 0 a 100. Para superficies impermeable o superficies de agua corresponde un $CN = 100$, significando que todo lo que llueve escurre y nada se infiltra, por el contrario si CN tiende a cero, el escurrimiento tenderá a ser nulo y casi la totalidad de la lluvia se infiltrará.

Los factores más importantes para determinar CN son: el *grupo hidrológico* del suelo, el tipo de *cobertura*, el *tratamiento* del suelo, la *condición hidrológica* y la *condición de humedad antecedente* del mismo. Los valores de CN se encuentran tabulados y representan condiciones promedios de escurrimiento para áreas urbanas, cultivos agrícolas, usos de las tierras áridas y semiáridas, correspondiendo a una condición de humedad antecedente del suelo promedio.

A continuación se explica como se consideran los factores que afectan al CN .

El SCS ha clasificado a todos los suelos en cuatro *grupos hidrológicos* “A”, “B”, “C” y “D” de acuerdo a su tasa de infiltración que es obtenida para suelo desnudo luego de un humedecimiento prolongado. El grupo hidrológico “A” corresponde a suelos con potencial de escurrimiento mínimo como los arenosos muy profundos; los del grupo “B” equivalen a suelos poco profundos, depositados por el viento, con una infiltración media, como margas arenosas; el grupo hidrológico “C” son suelos poco profundos con potencial de escurrimiento alto y que tienen una infiltración inferior a la promedio después de la saturación, como margas arcillosas y el grupo hidrológico “D” son suelos con un alto

potencial de escurrimiento pudiendo ser suelos arcillosos o suelos poco profundos con subhorizontes casi impermeables cerca de la superficie.

El *tratamiento* se refiere al modo de siembra y cosecha, tipo de prácticas mecánicas, manejo de las tierras cultivadas, rotación de cultivos y otras actividades que se realicen.

La *condición hidrológica* indica el efecto sobre la infiltración y el escurrimiento, de acuerdo al tipo de cobertura, la densidad de la vegetación y al estado de desarrollo del cultivo. De este modo una buena condición hidrológica indica que el suelo generalmente tiene un bajo potencial de escurrimiento de acuerdo al grupo hidrológico, tipo de cobertura y tratamiento dado.

La *condición de humedad antecedente* equivale al estado de humedad del suelo antes de la lluvia. Este índice intenta para un sitio dado, considerar la variación en el *CN* entre dos tormentas sucesivas y se puede clasificar en *Condición I o Seca*, *Condición II o Normal* y *Condición III o Húmeda*.

De acuerdo al volumen de precipitación ocurrido cinco días antes del evento a analizar, se puede definir la condición de humedad antecedente, para luego determinar el valor de *CN* correspondiente mediante las siguientes expresiones (Chow y colaboradores, 1994):

$$CN(I) = \frac{4.2 \text{ } CN}{10 - 0.058 \text{ } CN} \quad (3.73)$$

$$CN(III) = \frac{23 \text{ } CN}{10 + 0.13 \text{ } CN} \quad (3.74)$$

donde:

CN es el valor de curva número para la condición de humedad antecedente II o normal, éste valor es el obtenido mediante ábacos o tablas;

$CN(I)$ es el valor de curva número para la condición de humedad antecedente I o seca;

$CN(III)$ es el valor de curva número para la condición de humedad antecedente III o húmeda.

Las ecuaciones (3.73) y (3.74), representan los valores de CN para las condiciones de humedad antecedente seca y húmeda respectivamente ambas en función del valor de CN para la condición de humedad antecedente normal

Se puede clasificar además de acuerdo a la etapa de desarrollo en que se encuentre el cultivo, entre a) *estación inactiva* o b) *estación de crecimiento*.

a) Para la *estación de cultivo inactivo*:

Si el monto de precipitación 5 días antes es menor a 13 mm le corresponde la *condición de humedad antecedente I*.

Si se encuentra entre 13 mm y 28 mm le corresponde la *condición de humedad antecedente II*.

Si es mayor a 28 mm equivale a la *condición de humedad antecedente III*.

b) Para la *estación de cultivo en crecimiento*:

Si el monto de precipitación 5 días antes es menor a 36 mm le corresponde la *condición de humedad antecedente I*.

Si se encuentra entre 36 mm y 53 mm le corresponde la *condición de humedad antecedente II*.

Si es mayor a 53 mm equivale a la *condición de humedad antecedente III*.

Dependiendo de considerar todos los factores explicados se obtiene por medio de ábacos o tablas el valor de CN de acuerdo al suelo en estudio, correspondiente a la

condición de humedad antecedente normal, en caso que sea necesario se lo deberá corregir mediante las ecuaciones previamente presentadas.

Las Curvas Número se pueden representar gráficamente en función de las cantidades de P y Q a través de la ecuación (3.71) para la condición de humedad antecedente normal. Se obtendrá de este modo una familia de curvas teóricas, en donde, si se conoce el escurrimiento originado por una tormenta se puede determinar el valor correspondiente de CN mediante el ploteo de la precipitación y el escurrimiento registrado para cada evento. La Figura 3.6 presenta las curvas teóricas de CN .

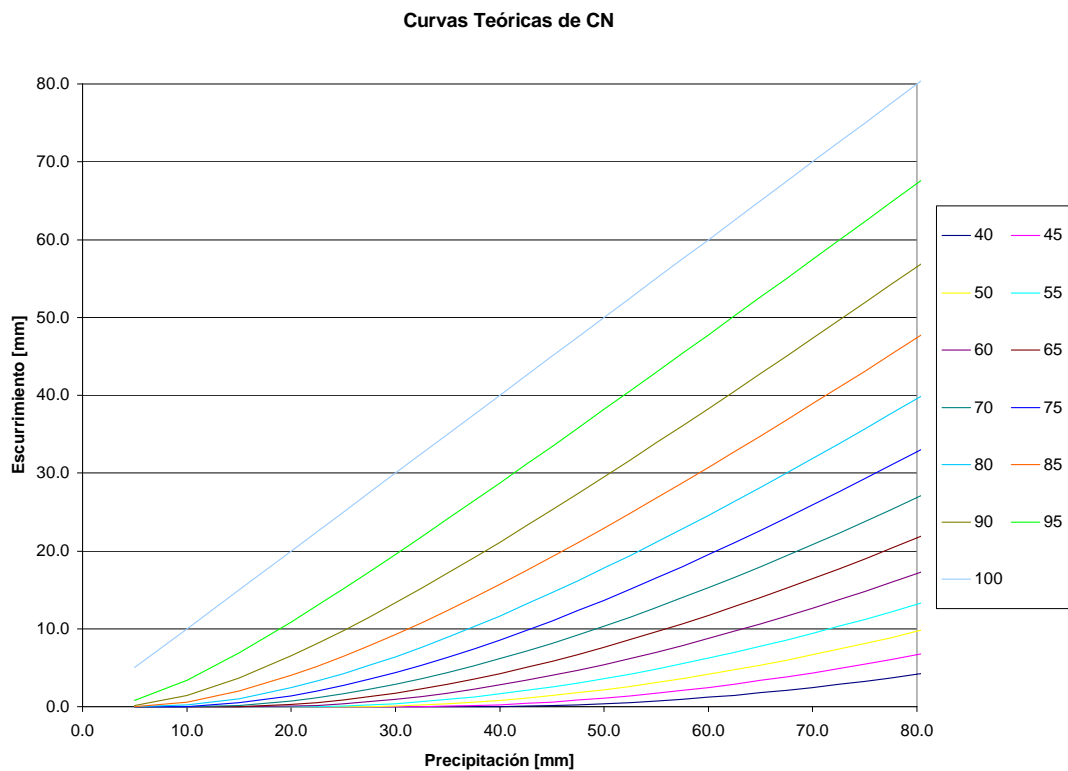


Figura 3.6. Curvas teóricas de CN.

3.5. Modelo de balance en parcela

Para facilitar la comprensión del proceso de balance hídrico a nivel cuenca se puede recurrir a una fórmula general simple, en la cual intervienen elementos positivos (*entradas*), negativos (*salidas*) y cambios de estado (*almacenamientos*). Su estudio se basa en la aplicación del *principio de conservación de masa*, también llamada *ecuación de continuidad*. Establece que para cualquier volumen arbitrario y durante cierto período de tiempo, la diferencia entre las entradas y las salidas estará condicionada por la variación del volumen de agua almacenada, tal como lo indica la siguiente expresión:

$$I - O = \Delta S \quad (3.75)$$

donde:

I: flujo entrante de agua a un área durante un período de tiempo [mm];

O: flujo saliente de agua del área durante un período de tiempo [mm];

ΔS : cambio en el almacenamiento del volumen de agua en el área dada, durante el período de tiempo considerado [mm].

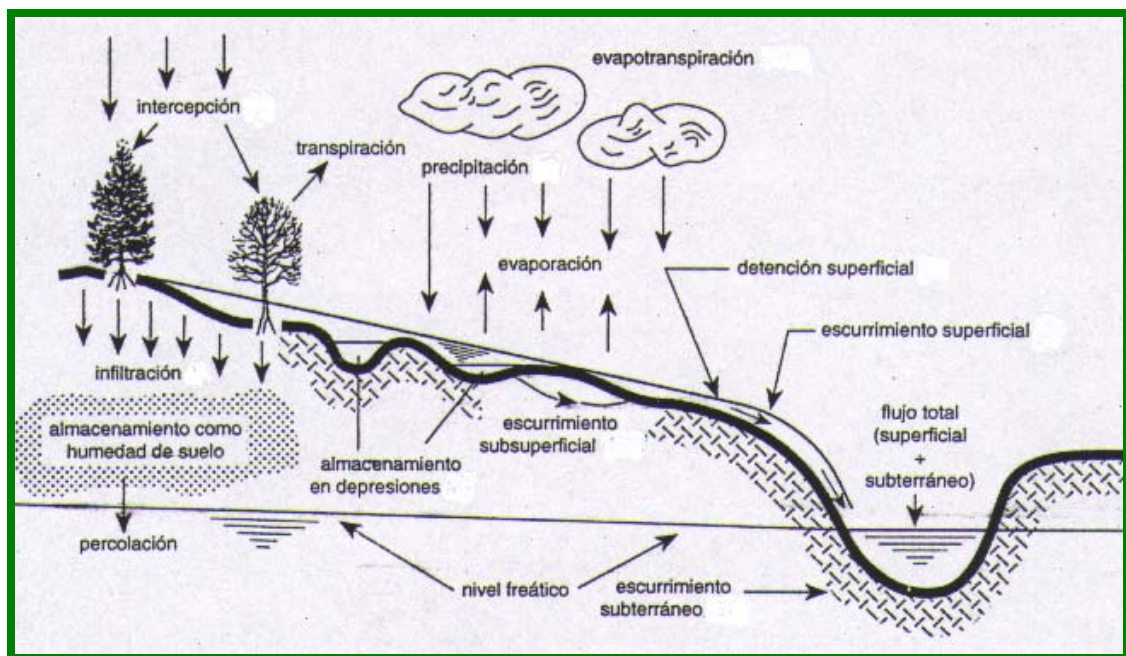


Figura 3.7. Esquema del ciclo del agua a nivel de cuenca hídrica. (Fuente: Vich, 1996).

La Figura 3.7 ilustra las etapas del ciclo de agua al nivel de cuenca.

Si ahora se considera como volumen de control una parcela de ensayo con una profundidad coincidente con la zona de aireación, sin considerarse riego, la ecuación anterior se puede expresar del siguiente modo:

$$P - Q - ETR - T = \Delta H \quad (3.76)$$

donde:

P : precipitación [mm];

Q : escurrimiento [mm];

ETR : evapotranspiración [mm];

T : percolación [mm];

ΔH : cambio en el almacenamiento de humedad del suelo [mm].

Por convención las cantidades entrantes a la parcela tienen signo positivo y las salientes negativos.

Un esquema representativo de la parcela y las variables actuantes en ella se muestran en la Figura 3.8.

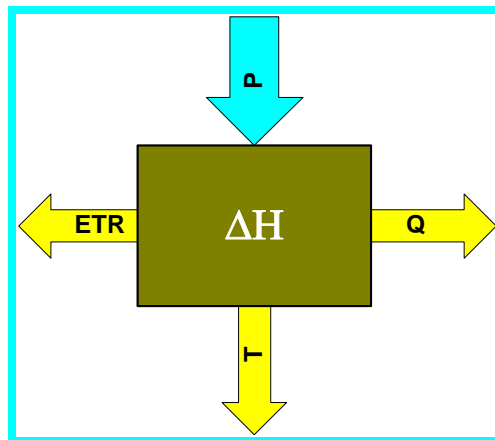


Figura 3.8. Variables intervinientes en el balance en parcela.

Una síntesis del comportamiento del agua de acuerdo a Vich (1996) es la siguiente:

Las lluvias constituyen el factor determinante en los sistemas hidrológicos, ya que sin precipitación no hay sistema. Las lluvias caídas sobre una cuenca se reparten en proporciones variables entre escurrimiento, infiltración y evapotranspiración, previo descuento de la interceptación. Tal proporción varía en función del contenido de humedad del suelo; si este se encuentra saturado, en su mayor parte el agua de lluvia se incorpora al escurrimiento, lo cual se refleja en las crecidas de los ríos durante los períodos lluviosos. La evaporación se mantiene dentro de ciertos rangos gobernados por la radiación solar y los movimientos de las masas de aire. La proporción de agua que se infiltra está condicionada por las características físicas del suelo y su estado de humedad, que determinan la fracción que queda retenida como humedad del suelo y la que es almacenada en los acuíferos. El proceso de infiltración ocurre siempre, pero para que se inicie el escurrimiento, la velocidad de absorción del agua del estrato superficial del suelo debe ser menor que la velocidad de abastecimiento por parte de la lluvia. Durante y después de ella, el movimiento del agua infiltrada continúa hacia las capas más profundas, hasta alcanzar el almacenamiento subterráneo.

Previo a su desplazamiento, el agua de escurrimiento forma una delgada lámina (detención superficial) y llena las depresiones del terreno (almacenamiento en depresiones) desde donde también se infiltra el agua. El exceso de precipitación luego de satisfacer la interceptación, la infiltración y el almacenamiento en depresiones es lo que origina el escurrimiento hacia los cauces.

Capítulo 4

La Zona de Estudio. Generalidades

4.1. Introducción

Interesados en contar con observaciones que permitan contrastar las estimaciones de evapotranspiración, se trató de ubicar organismos oficiales o privados, provinciales o nacionales que dispusieran de información de lisímetros, evapotranspirómetros o parcelas de ensayos. Los resultados de la búsqueda fueron muy pobres y luego de mucho tiempo se pudo hacer contacto con investigadores y técnicos de la Estación Experimental Agropecuaria del INTA con sede en Marcos Juárez en la provincia de Córdoba. Allí se contaba con la información climatológica necesaria para la estimación de valores potenciales de evapotranspiración, además de mediciones de volúmenes de agua en parcelas de ensayo con diferentes cultivos y prácticas, con las cuales se podrían determinar volúmenes en términos de balances.

De acuerdo a la carta de suelo de la República Argentina (INTA, 1978), la Estación Experimental Agropecuaria INTA Marcos Juárez se encuentra emplazada en la parte Sureste de la provincia de Córdoba. A una latitud de 32° 35' S y una longitud de 62° 05' O. La altura es de 107 m sobre el nivel medio del mar, con una pendiente de

aproximadamente 1%, correspondiente a terreno de llanura. Su suelo pertenece a la serie Marcos Juárez y el clima tiene la caracterización de templado y húmedo, con una vegetación herbácea y una explotación agrícola ganadera predominante en la región.

La Figura 4.1 presenta un croquis de ubicación de la localidad de Marcos Juárez en la provincia de Córdoba.

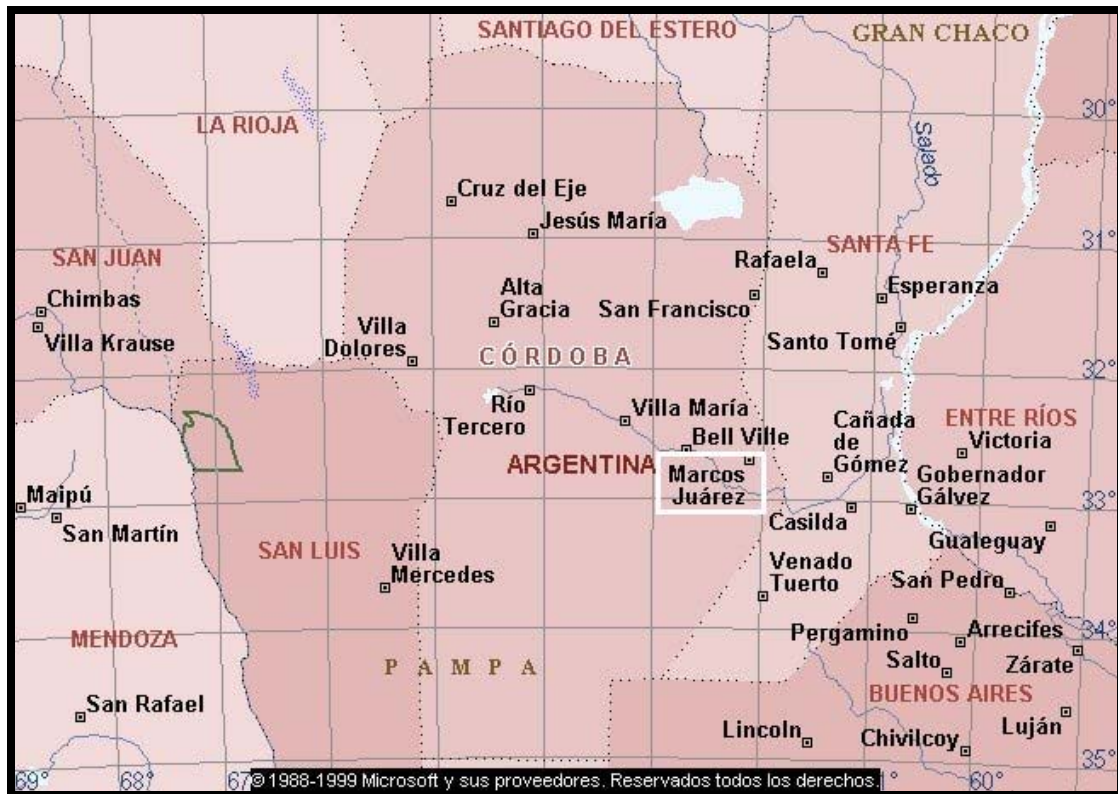


Figura 4.1. Croquis de ubicación de Marcos Juárez

4.2. Naturaleza del área - Rasgos fisiográficos

Considerando regionalmente el Sudeste de la provincia de Córdoba, se han delimitado cuatro subregiones geomorfológicas:

- A) Pampa ondulada, con un diseño de drenaje más o menos definido y materiales franco limosos finos.

- B) Escalones estructurales, con drenaje superficial pobre y controlado estructuralmente. Materiales franco limosos. En esta subregión se distinguen cuatro unidades fisiográficas:
- B1) Planos bajos o pie del primer escalón.
 - B2) Altos planos del primer escalón.
 - B3) Planos bajos o pie del segundo escalón.
 - B4) Altos planos del segundo escalón.
- C) Lomas aplanadas, con drenaje superficial muy pobre, de cubetas y charcas comunicada entre sí, presentando el diseño de drenaje el aspecto de “arañas”, todavía se manifiesta el control estructural en las vías de desagüe. Materiales de textura franca.
- D) Llanura eólica, de antiguos médanos estabilizados, con drenaje superficial casi nulo de cubetas de deflación y charcas o pozos de infiltración sin ninguna comunicación entre sí, conformando pequeñas cuencas cerradas. Materiales franco arenosos.

La Figura 4.2 presenta un croquis de ubicación de las subregiones mencionadas.

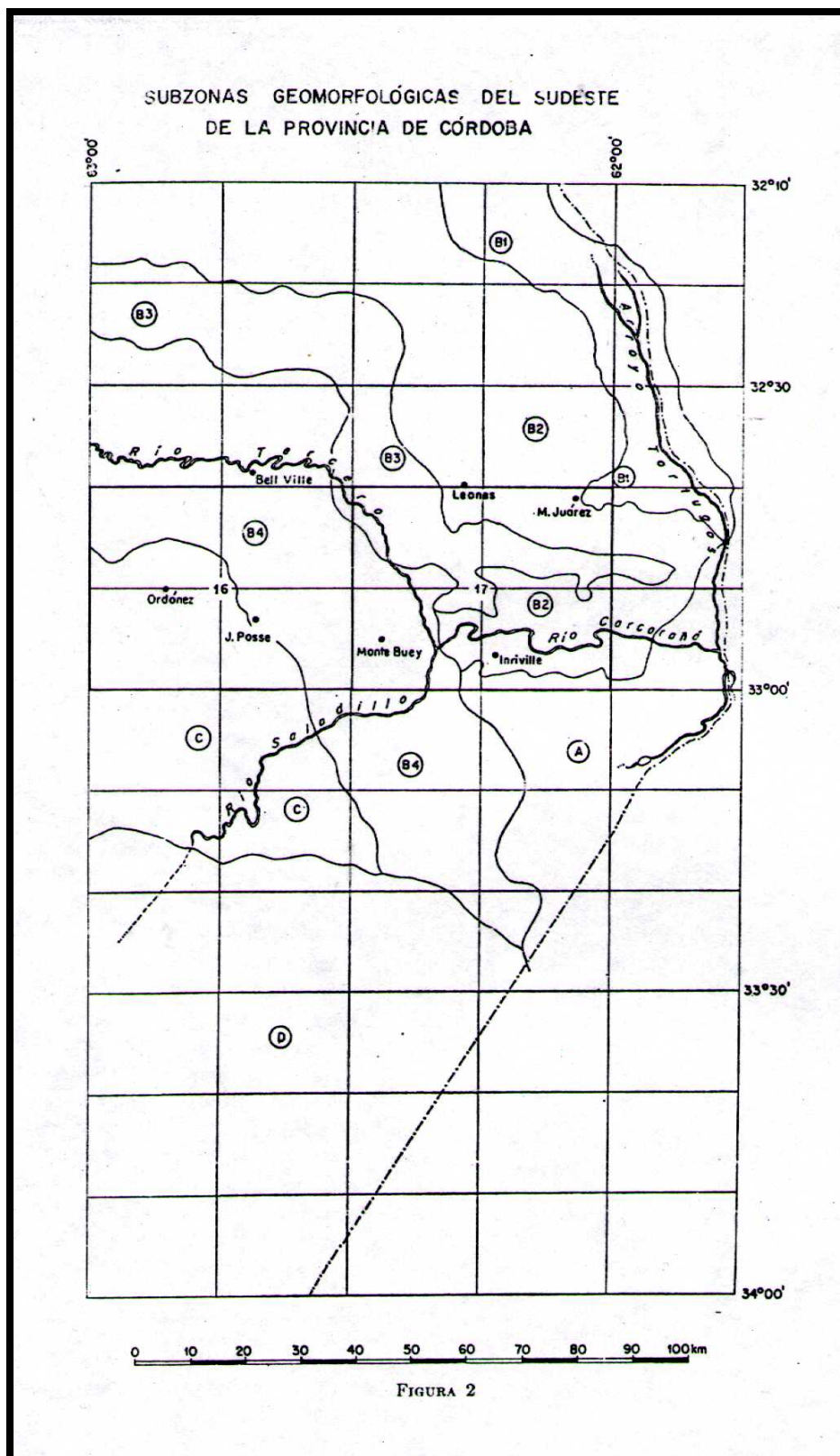


Figura 4.2. Croquis de ubicación de las subregiones geomorfológicas. Fuente: INTA, 1978.

La zona considerada para el presente estudio corresponde a la subregión de los escalones estructurales.

Ubíquese a los escalones estructurales en la región de la llanura Cordobesa Santafesina, cuyos límites son: al Norte, algo indefinido, constituido por una franja ligeramente deprimida a la altura de las localidades de Pozo Molle, sur de Alicia, Landeta, etc. El límite Sudeste coincide con el río Carcarañá; y el límite Sudoeste y Oeste, también algo indefinido, constituido por una zona con un cambio muy notable en el sistema de drenaje (lagunas intercomunicadas y materiales más gruesos) a la altura de las localidades de Justiniano Posse, Ordoñez, Norte de Monte Maíz, Isla Verde, etc. Finalmente, el límite Este lo constituye la gran depresión del arroyo Tortugas. Como su nombre lo indica, constituye una unidad fisiográfica caracterizada por la presencia de depresiones o pie de los escalones estructurales, por planos altos (lomadas) y por largas pendientes hacia el pie de los escalones.

Las depresiones que constituyen el pie de los escalones presentan un marcado paralelismo con rumbo N N O – S S E. El bajo o pie del primer escalón lo constituye la depresión del arroyo Tortugas; y el bajo o pie del segundo escalón una franja a través de colonia EL Chajá, Chilibroste, San Antonio de Litín y Pozo del Molle.

En general el relieve es muy plano y tanto las lomadas (planos altos) como los bajos del pie de los escalones se encuentran disectados por unas series de líneas de escurrimiento o vías de desagüe superficial con un llamativo paralelismo y con rumbo Noreste – Suroeste. El marcado paralelismo de las dos depresiones y de las líneas de escurrimiento, indican un control estructural en el relieve debido principalmente al ascenso y descenso de los bloques que componen el basamento cristalino profundo.

La red de drenaje esta conformada por tres cauces definidos: el río Tercero, que en la confluencia con el arroyo Saladillo forman el Carcarañá y el arroyo Tortugas. Estos

durante su curso cambian su rumbo con giros de hasta 90° y en el caso del río Tercero con un valle muy profundo llegando sus barrancas en ciertos sectores a 7 metros.

Con excepción de los pies de los escalones, donde existen problemas de drenaje, el resto del área no ofrece este problema y está compuesta por suelos bien drenados y desarrollados sobre sedimentos francos limosos.

En esta área actúa un solo tipo de dinámica: el escurrimiento superficial; el cual en los planos altos y pies de escalones es muy débil y se acentúa algo en la pendiente hacia el arroyo Tortugas donde hay susceptibilidad a la erosión hídrica.

La Figura 4.3 muestra la red de drenaje de la zona de influencia a Marcos Juárez.

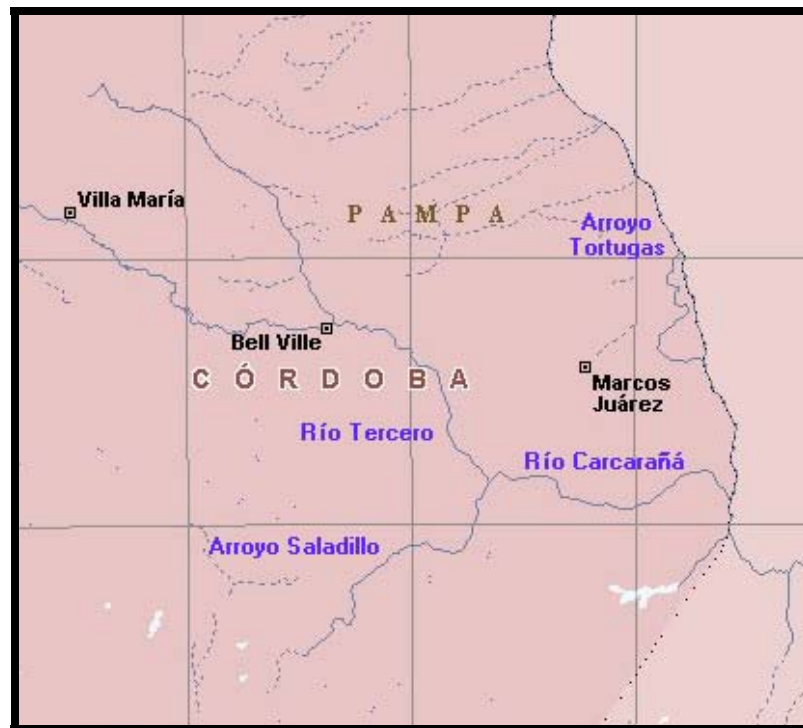


Figura 4.3. Croquis de la red de drenaje.

4.3. Suelo

La serie Marcos Juárez es un suelo oscuro, profundo y bien drenado de las lomas casi planas (altos planos del primer escalón), desarrollado sobre un sedimento loésico de textura franco limosa, constituyendo un típico representante de los suelos buenos del área con una amplia aptitud para los cultivos, forrajes pasturas, aunque presentan una ligera limitación climática especialmente en el sector Oeste y Noroeste.

La capa arable hasta una profundidad de 20 o 23 cm (horizonte A1) es de color pardo grisáceo muy oscuro, de textura franco limosa y con una estructura en bloques y granular. En la base de este horizonte es muy común en la zona la presencia de un piso de arado. Hacia abajo, pasa gradualmente a otro horizonte más arcilloso (horizonte B2t) que se extiende aproximadamente desde 26 a 30 cm hasta más o menos los 66 cm. Su color es pardo a pardo oscuro, su estructura prismática y presenta abundantes barnices en las caras de los agregados. La transición entre B2t y el loess del substrato (horizonte C) es muy gradual. Este último se encuentra a una profundidad promedio de 95 cm a 1 m; es un material franco limoso, suelto y con calcáreo tanto diseminado en la masa como en concreciones a partir de 1.40 a 1.50 m.

Los suelos de la serie Marcos Juárez son fértiles y productivos, con buena capacidad de retención de humedad; se los usa tanto para la agricultura intensiva o extensiva como para ganadería. Sobre las pendientes del río Carcarañá y arroyo Tortugas, suele registrarse algo de erosión producida por las lluvias, razón por la cual el espesor del suelo superficial puede variar. Esta serie ha sido identificada como unidad pura.

También se ha cartografiado una fase moderadamente bien drenada, en los sectores donde presenta síntomas de hidromorfismos, esta fase ocupa dos pequeños sectores muy chatos en los planos altos, donde la pendiente es del 0 al 0.5% y el escurrimiento lento. No presenta más limitaciones que cierto peligro de sufrir por exceso de agua en años

excepcionalmente lluviosos; pero, en general, puede tener una mejor provisión de agua en los meses secos, para los cultivos de raíces profundas.

4.3.1. Descripción del perfil típico

El perfil típico de la serie Marcos Juárez (INTA, 1978) y que se describe a continuación, fue extraído a 13.5 km al norte de la ciudad homónima, provincia de Córdoba.

Ap 0-19 cm; pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; pardo grisáceo (10YR 5/2) en seco; franco limoso; estructura en bloques subangulares medios moderados y granular; friable en húmedo; límite inferior abrupto, suave.

B1 19-26 cm; pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; franco arcillo limoso a franco limoso; estructura en bloques angulares y subangulares medios moderados; friable en húmedo; ligeramente plástico; ligeramente adhesivo; barnices (“Clay skins”) escasos finos; límite inferior claro, suave.

B21t 26-47 cm; pardo oscuro (7.5 YR 3/2) en húmedo; franco arcillo limoso; estructura en prismas irregulares medios moderados rompen a bloques subangulares; friable en húmedo; plástico; adhesivo; barnices (“Clay skins”) abundantes medios; límite inferior claro, suave.

B22t 47-66 cm; pardo a pardo oscuro (7.5YR 4/2) en húmedo; franco arcillo limoso; estructura en prismas irregulares medios moderados rompen a bloques subangulares; friable en húmedo; plástico; adhesivo; barnices (“Clay skins”) comunes medios; límite inferior gradual, suave.

B3 66-94 cm; pardo a pardo oscuro (7.5YR 4/4) en húmedo; franco limoso; estructura en bloques subangulares medios y gruesos moderados; friable en húmedo; plástico; adhesivo; barnices (“Clay skins”) escasos y muy finos; límite inferior difuso.

C1 94-138 cm; pardo a pardo oscuro (7.5YR 4/4) en húmedo; franco limoso; masivo; muy friable en húmedo; escasos durinódulos; límite inferior abrupto.

C2ca 138-150 cm; pardo (7.5YR 5/4) en húmedo; franco limoso; masivo; muy friable en húmedo; abundante cantidad de concreciones calcáreas y carbonatos libres en la masa.

El espesor del horizonte A1 puede variar debido al estado de erosión del suelo. Este suelo es un Argiudol típico (Brunizem medio con horizonte B2t moderadamente textural).

4.3.2. Valores de las propiedades hídricas del suelo

Contenido de humedad del suelo

La humedad en el suelo a distintos niveles y hasta 1.50 m de profundidad, sirve para evaluar el agua almacenada en el perfil. A partir de muestras para diferentes profundidades del suelo se puede determinar en laboratorio el porcentaje de humedad de las mismas, para luego conocer el agua útil del perfil. El agua útil (*AU*) es la cantidad que se halla entre la capacidad de campo (*CC*) y el punto de marchitez permanente (*PMP*) y está disponible para el crecimiento de las plantas.

La capacidad de campo, es la capacidad máxima de agua que un suelo bien drenado puede retener en contra de la fuerza de gravedad (0.3 atmósfera), por lo tanto un exceso de agua percolará. El punto de marchitez permanente es el punto en el cual las partículas del suelo retienen el agua con una fuerza igual o superior (15 atmósfera) a la fuerza que ejercen las raíces de la planta para extraerla, resultando imposible para la vegetación extraer más agua del suelo, al menos agua útil.

Mediante la expresión (4.1) se pueden determinar los valores de humedad presentes en cada capa de suelo:

$$h = \frac{\% \text{ Humedad } DA \ d}{100} \quad (4.1)$$

donde

h : lámina de agua [mm];

$\% \text{ Humedad}$: humedad correspondiente a la muestra en [% de peso];

DA : densidad aparente correspondiente a la capa de suelo [gr/cm^3], para la zona de Marcos Juárez se mantiene constante con la profundidad siendo su valor 1.3 [gr/cm^3];

d : espesor de la capa en estudio expresado en [mm].

Para obtener el agua útil o agua disponible de una capa de suelo, previo a haber extraído una muestra del mismo se utiliza la siguiente expresión:

$$AU = \frac{(HM_u - PMP) DA \ d}{100} \quad (4.2)$$

donde:

AU : agua útil [mm];

HM_u : humedad de la muestra de suelo [%];

PMP : punto de marchitez permanente [%];

DA : densidad aparente de la capa del suelo [gr/cm^3];

d : espesor de la capa de suelo [mm].

La expresión (4.2) se aplicará a cada capa de suelo y para obtener el agua útil del perfil se deberán sumar los valores de todas las capas.

La Tabla 4.1 presenta valores de humedad correspondientes al suelo Marcos Juárez.

Tabla 4.1. Propiedades hídricas de la serie Marcos Juárez.

Horizonte	Espesor [mm]	Condición hídrica	Humedad [%]	Lámina [mm]	Agua útil [mm]
A (0-20cm)	200	PMP	13	33.8	54.6
		CC	34	88.4	
B1 y 2 (20-60 cm)	400	PMP	17	88.4	88.4
		CC	34	76.8	
B3 (60-100 cm)	400	PMP	15	78.0	---
			---	---	
C (100-150 cm)	500	PMP	12	78.0	---
			---	---	

Fuente: INTA, 1978.

4.4. Clima

En cuanto al clima de la región se lo puede resumir con las características que se presentan en la Tabla 4.2.

Resulta de interés el comportamiento hídrico del suelo según los ingresos y egresos de agua y vapor que condicionan notablemente el crecimiento de los cultivos, pasturas, árboles, etc. Para esta caracterización INTA analizó el balance hídrico del área, basados en los métodos de Thornthwaite, Penman y Papadakis para la estimación de la evapotranspiración. Los tres métodos revelaron que en el área existe un cierto déficit hídrico. El primero tendió a minimizar ese déficit, comportamiento opuesto al de Penman; mientras Papadakis produjo valores intermedios. Los resultados muestran que el otoño es el período de recarga del suelo que permitiría salvar cierta crisis hídrica a la salida del invierno. Durante la primavera, en septiembre y octubre, se produciría una leve recarga del suelo, permitiendo una normal fructificación y maduración del cereal, el verano en cambio, es deficitario.

Tabla 4.2. Datos climáticos básicos de Marcos Juárez.

Variable	Monto Anual Promedio
Presión atmosférica media al nivel de estación	1000.1 mb
Temperatura media	16.9 °C
Temperatura máxima media	24.0 °C
Temperatura mínima media	10.6 °C

Tensión de vapor medio	14.4 mb
Humedad relativa media	74 %
Nubosidad media en escala (0-8)	3.9
Velocidad media del viento	10 km/h
Precipitación media	894 mm

Fuente: INTA, 1978.

4.5. Vegetación

La vegetación nativa de Marcos Juárez corresponde a la estepa pampeana, distrito subchaqueño, posee la vegetación herbácea del Chaco y salvo la falta de árboles, es notablemente semejante a la zona oriental de aquél territorio fitogeográfico. Debe aquí remarcarse que se trata de una región profundamente alterada por el hombre, particularmente desde que la colonización agrícola tomó impulso en la última década del siglo pasado. En la actualidad es casi imposible hallar comunidades vegetales intactas: el desmonte, el fuego y el arado han alterado irreversiblemente la vegetación nativa aún en campos de inferior calidad, que son los menos modificados, como así también el área vecina a vías férreas. En su lugar, existen cultivos agrícolas (maíz, trigo, sorgo, girasol, mijo) y pasturas particularmente basadas en la alfalfa, acompañadas por gramíneas exóticas (*Festuca alta*, Pasto oville, *Falaris bulbosa*, etc.) o tolerantes a las condiciones edáficas existentes (*Agropio alargado*, Tréboles de color amarillo y blanco) y diversidad de malezas.

Con respecto a las especies arbóreas y arbustivas es conocido que en la región pampeana no hay naturalmente árboles que, sin embargo, pueden adaptarse sin mayores problemas si son plantados por el hombre. Aparecen ocasionalmente relictos de "algarrobos" blancos y negros (*Prosopis sp.*), "tala" (*Celtis spinosa*), "chañar" (*Geoffroca decorticans*), "espinillo" (*Acacia caven*), etc. Entre las especies arbóreas introducidas por el hombre y de buen comportamiento en la región, citamos el "paraíso" (*Melia azedarach*),

“eucaliptus” (*Eucalyptus viminalis*), “acacia blanca” (*Rolinia pseudoacacia*), “olmo” (*Ulmus pumilia*), “casuarina” (*Casuarina cunninghamiana*), “alamos” (*Populus sp.*).

4.6. Uso actual de la tierra

La totalidad de la tierra de Marcos Juárez está dedicada actualmente a la explotación agrícola-ganadera, con excepción de los espacios ocupados por los ejidos urbanos, vías de comunicación y estaciones ferroviarias. La explotación netamente agrícola se halla vinculada a las unidades de lomas o planos altos donde predominan los medianos y pequeños productores. El principal cultivos es el maíz, siguiéndole en importancia el trigo, sorgo y girasol.

En algunos sectores, debido a la monocultura prolongada, los suelos tienden a disminuir su fertilidad. También se observa con frecuencia la formación de un piso de arado, que impide la penetración de las raíces y disminuye notablemente la infiltración y acumulación de agua en el perfil, siendo común en los suelos que presentan este problema, que en los períodos críticos de sequía se produzca un crecimiento desperejo en los cultivos, que se manifiesta en manchones circulares y/o alargados.

La disminución de los rendimientos de los cultivos por efecto de las sequías es de apreciable magnitud, en años de lluvia desfavorables, los rendimientos disminuyen entre 40 a 50% aproximadamente en los cultivos de maíz y trigo.

4.7. Prácticas sugeridas

La rotación de cultivo que se sugiere comprende un ciclo de 9 a 10 años, integrado por cinco años de pastura en base a alfalfa, dos a tres años de cultivo a escarda (maíz principalmente, sorgo en segundo término y girasol) y dos años de cultivos invernales (en primer lugar trigo, centeno y cebada). Dentro de esta rotación se pueden hacer pequeñas

variaciones, como por ejemplo: intercalar en el pasaje del ciclo ganadero al agrícola, roturando la pastura con siembra de cereal forrajero. Las prácticas de barbecho y fertilización se incluyen dentro del sistema de rotación. Con respecto al primero es una práctica agronómica que mantiene el suelo en descanso durante un período de tiempo previo a la siembra del cultivo, está muy difundido en la región el barbecho limpio, esto es, manteniendo el suelo completamente libre de malezas y residuos de cosecha en base al pasaje de arados, arados rastra y rastra de dientes. Esta práctica asegura una buena dotación de nitrógeno asimilable en el suelo (nitratos) brindando una mejor nutrición mineral al cultivo subsiguiente y una aceptable acumulación de humedad en el subsuelo (alrededor del 20% de las precipitaciones) para independizar al cultivo del azar climático, importante proceso en regiones de secano como es la pradera pampeana, además de proveer una “cama” apropiada para la semilla. Otras técnicas de barbecho se practican, como el barbecho bajo cubierta de rastrojo, practicado primordialmente con el uso de arado rastra o rastra de discos dobles. Se obtiene así una protección del suelo contra el impacto de la gota de lluvia y una reducción en el número de operaciones, con el consiguiente beneficio económico.

El uso de fertilizantes principalmente nitrogenados se viene empleando especialmente para maíz, trigo y pastura.

Para un uso racional del rastrojo (evitando quema indiscriminada), es ya frecuente el empleo de desparramadores de paja en la cola de las máquinas cosechadoras, accesorio que permite la utilización posterior del rastrojo como cubierta del suelo.

Otra práctica sugerida es el desfonde o arada profunda, consistente en arar hasta 30 cm de profundidad con mezcla de hasta 50% de horizonte subyacente, con la finalidad de romper el piso de arado u horizonte compactado y facilitar la penetración de las raíces. Mejoramiento de pastura para pastoreo y control de maleza.

Con relación al sistema de labranza y prácticas de siembra se puede emplear, la *convencional*, que resulta la siembra luego de tener el suelo completamente arado y rastrillado, *labranza mínima* mediante el uso del cincel y *siembra directa* que es realizada bajo cobertura de rastrojos de cultivos anteriores favoreciendo la conservación del agua en el suelo y la infiltración e impidiendo la evaporación.

4.8. Calidad de las aguas

Se puede comprobar que en general, en la zona de estudio, existe un alto porcentaje de aguas no aptas para el consumo humano y muy pocas son parcialmente aptas a aptas en la región. Para el consumo animal, la mayoría son parcialmente aptas y muy poco tolerables o inconvenientes. Desde el punto de vista de agua para riego, son salinas y con sodio y en general no son aptas.

Capítulo 5

Procesamiento y Análisis de la Información. Estimación de los Parámetros a Utilizar en los Modelos

5.1. Introducción

Se detalla a continuación la información recibida desde la Estación Experimental Agropecuaria (EEA) INTA Marcos Juárez para llevar a cabo las investigaciones planteadas. Posteriormente se describen las condiciones y parámetros adoptados, así como las operaciones necesarias para adaptar dicha información a los requerimientos de los modelos.

A modo de ejemplo se presenta una muestra de los archivos de datos conformados para la utilización de los modelos.

5.2. Información básica de la EEA INTA Marcos Juárez

La información suministrada por la EEA INTA Marcos Juárez (32°35'S; 62°05'O) fue la siguiente: (1) datos meteorológicos diarios correspondientes al período 1994-1998,

(2) información de características y propiedades del suelo y (3) parcelas de ensayos con diferentes cultivos. Los períodos de la información son coincidentes.

Los dos primeros ítems fueron utilizados para implementar y aplicar los modelos propuestos y el tercer ítem se empleó para realizar el balance que permitiera verificar los resultados obtenidos con los modelos.

5.2.1. Información meteorológica

Del total de cinco años de información meteorológica diaria, se utilizó el primer año para obtener las condiciones iniciales necesarias para su posterior modelación. A los años restantes se los separó en dos partes, conformando dos submuestras; los años 1995 y 1996 representan la primer submuestra y los años 1997 y 1998 la segunda.

La Tabla 5.1 presenta un resumen mensual de la información meteorológica utilizada con los modelos de Jaworski y Balver.

Tabla 5.1. Información estación meteorológica EEA INTA Marcos Juárez.
Promedios mensuales. Período 1995 – 1998.

Fecha	Temperatura media del aire [°C]	Tensión de vapor del aire [hPa]	Velocidad de viento a 10 m [km/h]	Heliofanía efectiva [hs]	Precipitación [mm]
Ene-95	23.4	21.5	7.4	8.9	129.3
Feb-95	21.2	19.2	6.6	8.5	117.2
Mar-95	21.4	19.2	7.5	8.0	57.7
Abr-95	17.9	15.5	9.0	7.5	53.0
May-95	14.8	12.6	7.4	6.5	28.0
Jun-95	11.3	10.2	10.1	4.4	6.5
Jul-95	10.7	9.0	10.5	5.7	3.9
Ago-95	12.0	9.8	9.7	6.7	0.4
Sep-95	16.0	11.5	11.3	6.9	9.7
Oct-95	17.7	13.3	10.4	8.6	82.6
Nov-95	22.1	19.0	9.1	9.1	120.5
Dic-95	25.5	21.3	9.6	10.6	34.0
Ene-96	24.4	21.4	6.8	8.9	108.0
Feb-96	24.6	24.2	7.1	8.7	168.0
Mar-96	22.2	20.7	5.6	9.1	70.5
Abr-96	18.5	17.1	7.6	5.1	128.1
May-96	15.5	14.2	7.3	6.6	20.5
Jun-96	10.2	10.0	10.9	5.7	1.0
Jul-96	8.9	8.3	8.6	6.9	0.5
Ago-96	15.0	11.9	11.7	7.3	10.2

Sep-96	14.0	10.8	10.7	6.1	22.8
Oct-96	19.4	16.3	10.2	8.1	105.5
Nov-96	22.6	18.4	9.3	9.8	56.7
Dic-96	24.0	21.7	8.8	8.5	63.7
Ene-97	26.4	24.6	7.1	9.9	92.5
Feb-97	22.9	20.1	8.8	9.2	37.2
Mar-97	22.7	19.3	6.5	8.4	32.4
Abr-97	19.8	16.0	8.2	8.1	64.5
May-97	17.3	14.2	8.9	6.1	1.6
Jun-97	11.5	10.9	10.5	4.3	23.7
Jul-97	13.4	12.0	10.9	4.9	16.0
Ago-97	14.5	11.7	11.7	5.9	7.5
Sep-97	16.2	12.3	10.3	6.7	23.5
Oct-97	18.5	16.1	11.1	7.2	97.2
Nov-97	20.6	17.6	10.0	7.1	105.7
Dic-97	22.4	20.0	9.6	8.3	171.3
Ene-98	22.7	22.3	6.9	8.6	210.5
Feb-98	21.0	21.3	6.9	6.2	174.5
Mar-98	20.1	19.6	5.7	5.6	81.4
Abr-98	17.0	15.6	9.1	4.4	51.0
May-98	14.9	14.0	8.2	5.0	45.5
Jun-98	11.7	11.2	7.6	4.5	7.2
Jul-98	12.2	11.5	8.2	5.2	17.5
Ago-98	12.3	10.9	6.9	6.2	5.4
Sep-98	14.0	11.6	10.2	7.6	6.5
Oct-98	20.0	17.5	8.8	8.6	44.6
Nov-98	21.0	18.3	8.2	7.7	136.7
Dic-98	22.7	19.9	7.7	10.1	102.2

La Tabla 5.2 presenta un resumen de las cantidades anuales registradas. Los montos anuales para temperatura media del aire, tensión de vapor, velocidad de viento a 10 m de altura y heliofanía efectiva corresponden al promedio, mientras que para precipitación representan cantidad total anual.

Tabla 5.2. Información estación meteorológica EEA INTA Marcos Juárez.
Promedios anuales. Período 1995 – 1998.

Año	Temperatura media del aire [°C]	Tensión de vapor del aire [hPa]	Velocidad de viento a 10 m [km/h]	Heliofanía efectiva [hs]	Precipitación [mm]
1995	17.8	15.2	9.0	7.6	642.8
1996	18.3	16.3	8.7	7.6	755.5
1997	18.8	16.2	9.5	7.2	673.1
1998	17.5	16.1	7.9	6.6	883.0

5.2.2. Características y propiedades del suelo

De acuerdo a la información disponible, se consideraron dos capas del suelo para representar los reservorios superior e inferior utilizados por los Modelos de Jaworski y Balver, dentro de la zona de aireación.

El reservorio superior para la modelación se considera coincidente con el horizonte “A” comprendido entre los 0 y 20 cm de profundidad. Para el reservorio inferior se tuvo en cuenta la profundidad promedio que pueden alcanzar las raíces de los cultivos y que resultará la zona de extracción del agua. Este reservorio se considera coincidente con el horizonte “B” para una profundidad entre 20 y 60 cm.

La Tabla 5.3 muestra los valores adoptados como característicos del sistema suelo para la implementación de los modelos.

Tabla 5.3. Características de los reservorios según EEA INTA Marcos Juárez.

Reservorio	Espesor [mm]	CC [mm]	PMP [mm]	AU [mm]
Superior	200	73	34	39
Inferior	400	157	88	69

Siendo:

CC: capacidad de campo;

PMP: punto de marchitez permanente;

AU: Agua útil.

Por otro lado se contaba con datos obtenidos mediante el Modelo “Prohidri”, que fue desarrollado e implementado por el investigador del Instituto de Clima y Agua, INTA Castelar, Ing. Norberto R. Fernández en 1998, y que determina propiedades hídricas zonales, con el mismo se pueden estimar la capacidad de campo, el coeficiente de marchitez permanente, la densidad aparente, el punto de saturación, la conductividad

hidráulica y el agua útil para diferentes horizontes o capas del suelo. Los valores resultantes de este programa son presentados en la Tabla 5.4.

Tabla 5.4. Características de los reservorios según “Prohidri”.

Reservorio	Espesor [mm]	CC [mm]	PMP [mm]	AU [mm]
Superior	200	58.1	25.8	32.3
Inferior	400	127.7	69.7	58.0

Las diferencias existentes entre los valores de las Tablas 5.3 y 5.4 son atribuibles a la naturaleza del dato, los primeros son obtenidos por mediciones directas “in situ” y los segundos estimados mediante un programa computacional.

Cuando no se cuenta con información de las características de un suelo determinado, la importancia del programa “Prohidri” es fundamental, ya que cumple la función de salvar lagunas de información, permitiendo disponer de valores al menos aproximados. Por tal motivo se adoptaron para utilizar en los modelos propuestos ambos juegos de parámetros característicos del suelo, y se los denominaron *juego de parámetros “A”* o simplemente *“Tipo A”* que son aquellos que representan las características del suelo determinadas en la EEA. INTA Marcos Juárez, y *juego de parámetros “B”* o *“Tipo B”* correspondiendo a los estimados mediante el programa “Prohidri”.

Con relación a la profundidad de la napa subterránea hasta la década del 70 se encontraba a una profundidad de 10 m por debajo del nivel del suelo, pero a partir de 1978 aproximadamente, se produjo una elevación de los niveles freáticos con distancias promedios de 7 m hasta la superficie. Los registros más cercanos al nivel del suelo son de 4 m de profundidad.

De acuerdo a la distancia del nivel freático con respecto a los reservorios de estudio, se considera que no existe influencia de la misma en la modelación a realizarse, por tal motivo no será considerada en éste análisis.

5.2.3. Parcelas de ensayo

Las parcelas de ensayo fueron implementadas con la finalidad de estudiar la erosión del suelo para diferentes condiciones del mismo. Están emplazadas dentro del predio de la EEA siendo el proyecto inicial un Convenio entre las organizaciones FAO e INTA Marcos Juárez. Se dispone de planillas de escurrimientos en parcelas con dos pendientes diferentes. Las denominadas parcelas “FAO” tienen una pendiente de 2%, fueron las que originariamente se construyeron y cumplían con las normas estándar de FAO adoptadas mundialmente. Dado que la zona de Marcos Juárez posee una pendiente inferior, los técnicos del INTA decidieron implementar un año más tarde las parcelas “INTA” que correspondieran a las condiciones naturales del terreno y así poder determinar valores de erosión que les resultaran de utilidad para su región. Se cuenta con un período de registro correspondiente a los años 1994 – 1998 para las parcelas “FAO” y a los años 1995 – 1998 para las parcelas “INTA”.

Los datos recogidos en las parcelas son: *precipitación* en [mm], agrupadas por tormentas, y pérdida de suelo en [kg/Ha], que se puede reducir a [mm] y denominar *escurrimiento total*.

El procedimiento de la toma de dato por medio del Técnico de la EEA INTA Marcos Juárez, Ing. Agrónomo Edgardo Weir, es el siguiente: a la salida de cada parcela de escurrimiento se encuentran dos tanques de aforos en serie. El primero de los tanques tiene dimensiones de 1m x 1m x 0.5m, en la parte superior posee una tapa de chapa para evitar el ingreso de la lluvia. Cuando este tanque se llena, el excedente pasa a través de una rejilla *Geibs*, con una alícuota en 15 y se deposita en el segundo tanque. Finalizada la tormenta se recoge en un balde con peso conocido la muestra que es una mezcla de suelo y agua, se lo pesa y se la deja decantar por un período aproximado de dos semanas para que se deposite bien todo el suelo escurrido. Luego se retira el agua superficial. Una vez que se

tiene el suelo seco, se lo pesa y por descuento del peso total se determina la cantidad de agua en [kg/Ha]. Estas parcelas de escurrimiento han sido implementadas para estudiar la pérdida de suelo en la región.

La Tabla 5.5 presenta un resumen de los tipos de parcelas, sus dimensiones y prácticas de cultivos realizadas.

Tabla 5.5. Tipos de parcelas de ensayo. Período 1994-1998.

Parcela	Ancho [m]	Largo [m]	Pendiente [%]	Cultivo	Siembra
A1	4	44	2	Descubierta	
A2	4	22	2	Trigo / Soja	Directa
A3	4	22	2	Trigo / Soja	Convencional
A4	4	22	2	Alfalfa / Festuca	Pastura permanente
A5	4	22	2	Descubierta	
A6	4	22	2	Maíz / Barbecho / Maíz	un cultivo anual
A7	4	22	2	Soja / Barbecho / Soja	un cultivo anual
B8	15	100	1	Descubierta	
B9	15	100	1	Trigo / Soja	Convencional
B10	15	100	1	Maíz / Barbecho / Maíz	un cultivo anual
B11	15	100	1	Trigo / Soja	Directa
B12	15	100	1	Soja / Barbecho / Soja	un cultivo anual
B13	15	100	1	Alfalfa / Festuca	Pastura permanente

Cabe destacar que las parcelas descubiertas se mantienen libres de malezas con herbicidas y laboreo de disco. Para aquéllas parcelas que tienen tratamiento convencional las tareas de arado no se pueden llevar a cabo debido al tamaño reducido de las mismas por lo que se le realiza el pasaje de cincel y varios discos.

La parcela considerada fue la descubierta equivalente a barbecho desnudo, con pendiente del 1%. Los registros de precipitación y escurrimientos para cada evento durante el período 1995 –1998 se presentan a continuación en la Tabla 5.6.

Tabla 5.6. Observaciones en parcela descubierta. EEA INTA Marcos Juárez. Período 1995 – 1998.

Parcela Descubierta					
Fecha	Lluvia [mm]	Pérdida de Suelo			
		Total [kg/ha]	Suelo [kg/ha]	Agua [kg/ha]	Agua [mm/ha]
03/01/95	15.0	220.0	5.7	214.3	0.021
04/01/95	35.0	600.0	13.0	587.0	0.059
06/01/95	16.5	6280.0	40.7	6239.3	0.624

09/01/95	11.5	16.7	0.6	16.1	0.002
16/01/95	40.0	31000.0	75.4	30924.6	3.092
31/01/95	14.0	2167.0	16.7	2150.3	0.215
15/02/95	12.0	80.0	12.7	67.3	0.007
17/02/95	18.0	820.0	7.0	813.0	0.081
22/02/95	75.0	19000.0	131.4	18868.6	1.887
28/02/95	26.5	482.0	12.0	470.0	0.047
07/03/95	23.0	360.0	5.8	354.2	0.035
23/03/95	14.0	46.0	0.4	45.6	0.005
31/03/95	21.0	842.0	17.1	824.9	0.082
10/04/95	28.0	13086.7	135.0	12951.7	1.295
19/04/95	13.0	46.7	0.1	46.6	0.005
29/04/95	12.0	66.7	1.3	65.4	0.007
14/05/95	17.5	1933.4	16.0	1917.4	0.192
04/10/95	66.0	36580.0	294.0	36286.0	3.629
09/10/95	7.0	240.7	1.9	238.9	0.024
08/11/95	45.0	37253.3	726.7	36526.6	3.653
09/11/95	25.0	19494.0	125.6	19368.4	1.937
22/11/95	36.0	21236.7	76.7	21160.0	2.116
21/12/95	20.0	7533.3	7.2	7526.2	0.753
13/01/96	43.0	19386.7	78.0	19308.7	1.931
15/01/96	13.0	782.0	3.0	779.0	0.078
26/01/96	29.5	2636.7	27.7	2609.0	0.261
05/02/96	60.0	43786.7	466.7	43320.0	4.332
09/02/96	23.5	7686.7	70.7	7616.0	0.762
20/02/96	25.0	36586.7	432.0	36154.7	3.615
26/02/96	40.0	36586.7	302.0	36284.7	3.628
28/02/96	35.0	38386.7	349.0	38037.7	3.804
13/03/96	62.0	40186.7	557.4	39629.3	3.963
02/04/96	70.0	42886.7	528.7	42358.0	4.236
08/04/96	13.0	18526.7	364.7	18162.0	1.816
15/04/96	26.0	17626.7	113.3	17513.4	1.751
25/04/96	24.0	36586.7	32.0	36554.7	3.655
17/05/96	16.0	1333.3	23.5	1309.8	0.131
10/10/96	33.5	2286.7	30.0	2256.7	0.226
22/10/96	29.0	36586.7	650.0	35936.7	3.594
30/10/96	31.0	70815.8	2230.5	68585.3	6.859
03/11/96	15.0	43786.7	728.0	43058.7	4.306
29/11/96	41.0	36550.1	707.3	35842.8	3.584
06/12/96	28.0	35964.0	87.2	35876.8	3.588
28/12/96	19.0	2224.4	11.1	2213.3	0.221
08/01/97	33.0	91853.0	1191.0	90662.0	9.066
11/01/97	27.0	84424.0	1217.0	83207.0	8.321
18/01/97	14.0	1083.0	10.0	1073.0	0.107
29/01/97	23.5	2333.0	28.0	2305.0	0.231
26/02/97	32.0	217764.0	1444.0	216320.0	21.632
23/03/97	10.0	421.0	30.0	391.0	0.039
09/04/97	14.0	481.0	10.0	471.0	0.047
19/04/97	41.0	43255.0	483.0	42772.0	4.277
14/06/97	25.0	3300.0	103.0	3197.0	0.320
13/07/97	13.0	840.0	8.0	832.0	0.083
01/10/97	21.0	1147.0	2.0	1145.0	0.115
08/10/97	29.0	8587.0	229.0	8358.0	0.836
24/10/97	29.0	36587.0	255.0	36332.0	3.633
28/10/97	21.0	50000.0	462.0	49538.0	4.954

13/11/97	46.0	112339.0	67.0	112272.0	11.227
20/11/97	35.0	17587.0	337.0	17250.0	1.725
26/11/97	19.0	1143.0	22.0	1121.0	0.112
11/12/97	37.0	37135.0	320.0	36815.0	3.682
15/12/97	59.0	105192.0	547.0	104645.0	10.465
22/12/97	32.0	77990.0	412.0	77578.0	7.758
02/01/98	45.0	103298.5	335.3	102963.2	10.296
14/01/98	40.0	102271.8	270.7	102001.1	10.200
22/01/98	31.0	100671.7	683.4	99988.3	9.999
27/01/98	135.0	258246.2	500.7	257745.5	25.775
04/02/98	27.0	57229.5	388.3	56841.2	5.684
18/02/98	77.0	101468.4	384.7	101083.7	10.108
24/02/98	53.0	66860.0	140.0	66720.0	6.672
11/03/98	46.0	90271.8	116.0	90155.8	9.016
24/03/98	26.0	52335.9	468.0	51867.9	5.187
24/04/98	23.0	1380.0	0.0	1380.0	0.138
30/04/98	25.0	2177.5	60.3	2117.2	0.212
27/05/98	43.0	2177.5	16.7	2160.8	0.216
11/10/98	22.0	1684.7	15.3	1669.4	0.167
23/10/98	10.0	600.0	6.8	593.2	0.059
05/11/98	20.0	842.0	3.5	838.5	0.084
17/11/98	70.0	103438.4	804.0	102634.4	10.263
30/11/98	25.0	31088.0	200.0	30888.0	3.089
14/12/98	21.0	2287.2	220.0	2067.2	0.207
16/12/98	22.0	13540.0	533.6	13006.4	1.301
21/12/98	35.0	38305.8	295.0	38010.8	3.801

Lógicamente la información básica con que se contaba, ya sea meteorológica, característica del sistema o los escurrimientos en la parcelas, se tuvo que adecuar a las exigencias de los modelos a utilizar.

5.3. Adecuación de la información para el Modelo de Jaworski

Para la implementación del Modelo de Jaworski se requiere información de tres tipos: por un lado las características del sistema físico a representar, por otro la información meteorológica diaria y finalmente los valores de los parámetros y constantes que se adoptan para los cálculos.

5.3.1. Información meteorológica diaria

El Modelo de Jaworski necesita la siguiente información diaria para su utilización:

Temperatura media del aire T en [°C];

Radiación neta Q en [cal/cm²min];

Velocidad media del viento a 2 m de altura ua en [cm/min];

Déficit de tensión de vapor del aire DTV en [hPa];

Precipitación P en [mm].

De toda esta información requerida no se cuenta con observaciones de radiación neta en la estación meteorológica, la cual deberemos estimar mediante ecuaciones empíricas basadas en información disponible como heliofanía, temperatura, ubicación de la estación, etc. Por otra parte es necesario realizar adaptaciones a otros datos observados como déficit de tensión de vapor y velocidad de viento para utilizar en el Modelo de Jaworski.

A continuación se realiza una breve descripción de cómo se prepara la información recibida desde la estación meteorológica, para luego confeccionar los archivos de datos de entrada al modelo.

La radiación neta (Q) es la diferencia entre las radiaciones netas de onda corta y onda larga. En caso de no contar con dicha información, se propone obtenerla a través del siguiente procedimiento, mediante el uso de fórmulas empíricas y tablas, para lo que se necesitarán datos diarios de heliofanía efectiva en [hs] o relativa [].

$$Q = RI (1 - r) - RE \quad (5.1)$$

donde:

Q : radiación neta [cal/cm²d];

RI : la radiación solar o global incidente sobre la superficie terrestre [cal/cm²d];

r : albedo o coeficiente de reflexión de la superficie [], y es la relación entre la radiación reflejada por la superficie considerada y la radiación incidente, se adopta un $r = 0.23$ correspondiendo a una superficie de pastura;

RE : radiación emitida desde la superficie terrestre [$\text{cal}/\text{cm}^2\text{d}$], considerando a la tierra como un cuerpo negro emisor y una disminución en función de la humedad y la nubosidad de la atmósfera.

La Figura 5.1. presenta un esquema del balance de energía sobre la superficie terrestre.

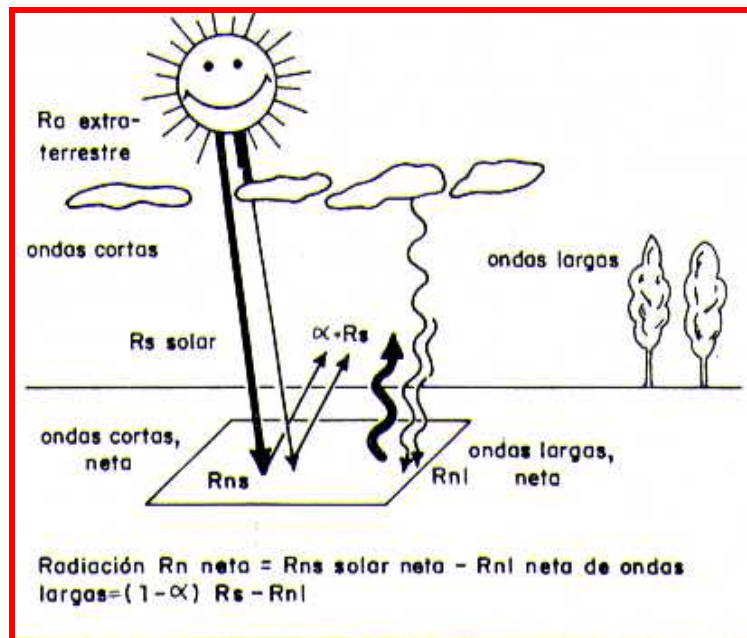


Figura 5.1. Esquematación de los flujos de energía. Fuente: Doorenbos y Pruitt, 1976.

El primer término de la ecuación (5.1), corresponde a la radiación neta de onda corta, o sea lo incidente menos lo reflejado y el segundo término representa la radiación neta de onda larga.

La radiación solar o global incidente es la radiación directa del sol. Por encima de la atmósfera este flujo representa la constante solar que vale $2 \text{ [cal}/\text{cm}^2\text{min]}$

aproximadamente, y que al pasar a través de la misma se dispersa, siendo absorbida y reflejada por distintos tipos de moléculas y partículas coloidales. Varios autores han establecido relaciones entre la radiación incidente y la heliofanía relativa en función de los coeficientes del lugar. La fórmula propuesta por Angström es la más utilizada y tiene la siguiente expresión:

$$RI = RA \left(a + b \frac{n}{N} \right) \quad (5.2)$$

donde:

RI : radiación incidente sobre la superficie terrestre en [cal/cm²d];

RA : se la denomina radiación extra-terrestre o extra-atmosférica porque es la radiación recibida al tope de la atmósfera expresada en [cal/cm²d], generalmente se utilizan los valores tabulados en función de la latitud y la época del año;

n/N : heliofanía relativa [] y representa la relación entre las horas efectivas diarias de insolación n y las teóricas de cielo claro correspondiente a la latitud dada N ;

a y b se denominan los coeficientes de Angström, representando a la fracción de radiación extra-terrestre en días completamente nublados, resultando la suma de ambos coeficientes aproximadamente igual a 0.75. Grossi Gallegos y Atienza (1991) en estudios sobre radiación realizados en la EEA Marcos Juárez, obtuvieron valores de 0.20 y 0.56 para dichos coeficientes, reemplazando en la ecuación (5.2) nos queda la siguiente expresión para la localidad de Marcos Juárez:

$$RI = RA \left(0.20 + 0.56 \frac{n}{N} \right) \quad (5.3)$$

La tierra a su vez emite radiaciones pero no todo se pierde hacia el exterior, pues la atmósfera al recibirla se calienta y devuelve a la tierra su propia radiación llamada contraradiación, este balance es la radiación neta de onda larga y en ausencia de

mediciones directas se puede utilizar la fórmula de Brunt para estimarla (Remenieras, 1971):

$$RE = \sigma Tak^4 \left(0.56 - 0.08 \sqrt{ea} \right) \left(0.1 + 0.9 \frac{n}{N} \right) \quad (5.4)$$

donde:

RE : radiación neta de onda larga emitida desde la superficie terrestre [$\text{cal}/\text{cm}^2\text{d}$];

σ : constante de Stefan – Boltzman, $\sigma \cong 117.10^{-9} [\text{cal}/\text{cm}^2\text{d}^\circ\text{K}^4]$;

Tak : temperatura del aire [$^\circ\text{K}$], $Tak = (Ta (^\circ\text{C}) + 273)$;

ea : tensión de vapor del aire [hPa].

Los coeficientes 0.56 y 0.08 corresponden a factores de emisividad entre el suelo y la atmósfera. Los coeficientes 0.1 y 0.9 son factores que consideran el efecto provocado por la nubosidad (FAO, 1990).

Para expresar los valores de radiación conforme se utilizan en el modelo propuesto se deberá tener en cuenta la siguiente equivalencia: $1440 [\text{cal}/\text{cm}^2\text{d}] = 1[\text{cal}/\text{cm}^2 \text{min}]$.

Las Figuras 5.2 y 5.3 presentan los valores de radiación global calculados a través del método explicado y la estimada diariamente en la EEA Marcos Juárez en [MJ/m^2], correspondientes a los períodos 1995-1996 y 1997-1998 respectivamente.

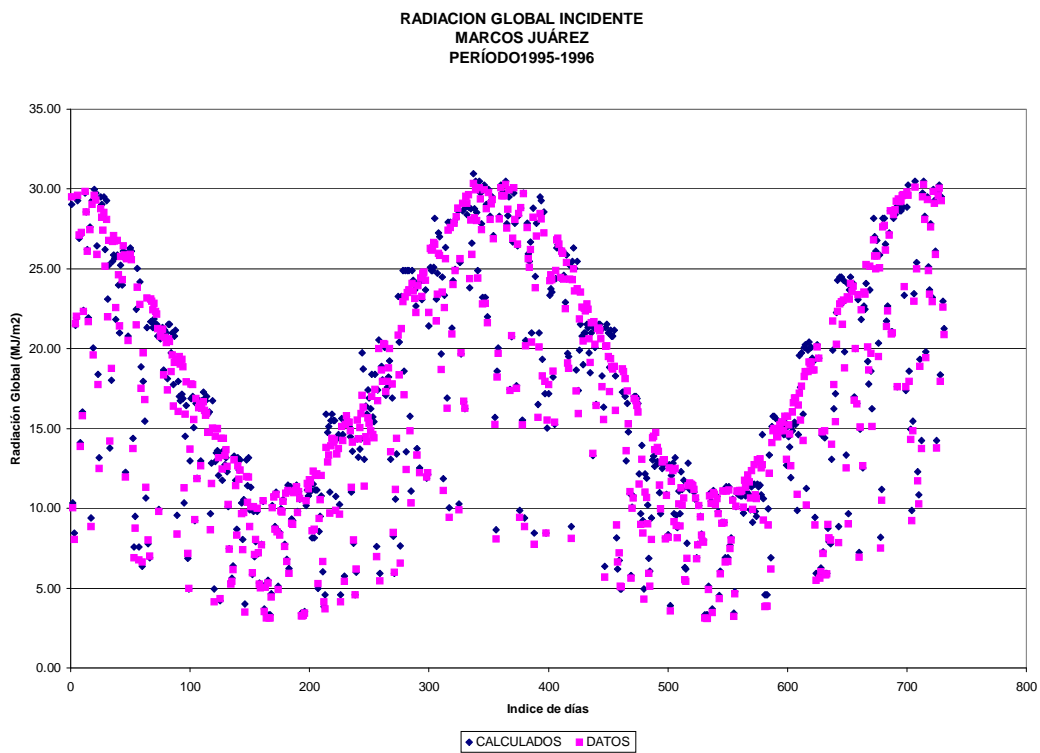


Figura 5.2. Radiación global observada y estimada para Marcos Juárez.
Período 1995 – 1996.

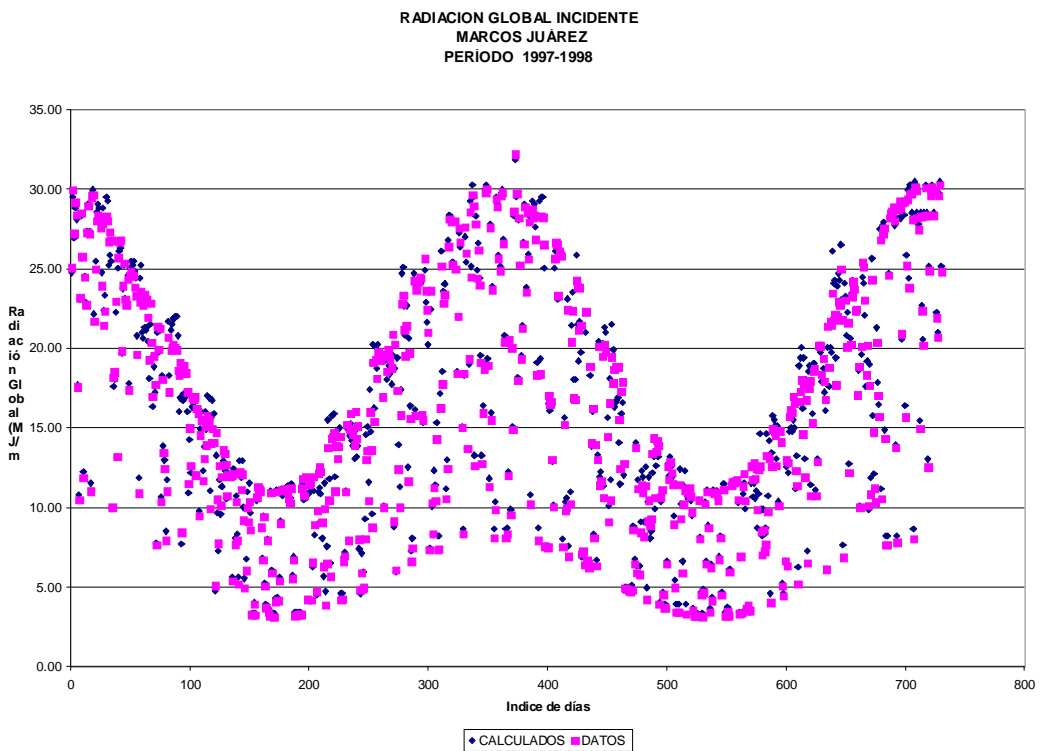


Figura 5.3. Radiación global observada y estimada para Marcos Juárez.
Período 1997 – 1998.

La radiación neta Q puede ser expresada como un equivalente de lámina de agua evaporada en [mm] por período de tiempo. Para convertirlo se deberá aplicar la siguiente expresión:

$$Q \left[\frac{mm}{d} \right] = \frac{Q \left[\frac{cal}{cm^2 d} \right]}{l \left[\frac{cal}{gr} \right] \rho_w \left[\frac{gr}{cm^3} \right]} \left[\frac{10 mm}{1 cm} \right] \quad (5.5)$$

siendo:

l : calor latente de vaporización expresada en [cal/gr] y se lo considera variable con la temperatura ambiente, $l = 596 - 0.545 T$, T es la temperatura del aire [°C];

ρ_w : densidad del agua [gr/cm³], si se considera que su valor es $\rho_w = 1$ gr/cm³, se puede definir un coeficiente de transformación Ca en [cal/cm² mm] cuya expresión sea:

$$Ca = l \left[\frac{cal}{gr} \right] * \rho_w \left[\frac{gr}{cm^3} \right] = l * 0.1 \left[\frac{cal}{cm^2 mm} \right] \quad (5.6)$$

$$Ca = 59.6 - 0.0545 T \left[\frac{cal}{cm^2 mm} \right] \quad (5.7)$$

Este coeficiente de transformación Ca permite reducir directamente la radiación con unidades de [cal/cm² d] a [mm/d] del siguiente modo:

$$Q \left[\frac{mm}{d} \right] = \frac{Q \left[\frac{cal}{cm^2 d} \right]}{Ca \left[\frac{cal}{cm^2 mm} \right]} \quad (5.8)$$

En el caso que se desee convertir unidades de radiación, las equivalencias son las siguientes:

$$1 \text{ Ly (langley)} = 1 \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2}$$

$$1 \frac{\text{Ly}}{d} = 1 \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 d} = 0.041868 \frac{\text{Mj}}{\text{m}^2 d}$$

$$1 \text{ Mj} = 10^6 \text{ J}$$

A partir de la Temperatura del aire T se pueden calcular:

Δ : pendiente de la curva de tensión de vapor saturado [mmHg/°C]

γ : constante psicrométrica en unidades de [mmHg/°C].

La expresión (5.9) corresponde al cociente entre estas dos variables en función de la temperatura del aire y es adimensional:

$$\frac{\Delta}{\gamma} = 38640 \frac{10^{\left(\frac{7.5 T}{237.3 + T}\right)}}{(237.3 + T)^2} \quad (5.9)$$

Otra variable de entrada al modelo que se debe calcular es el déficit de tensión de vapor DTV que corresponde a la diferencia entre la tensión de vapor de saturación es y la tensión de vapor del aire ea . Todas expresadas en las mismas unidades de presión.

$$DTV = es - ea \quad (5.10)$$

La tensión de vapor del aire ea es suministrada por la estación meteorológica y la tensión de vapor de saturación es se determina en función de la temperatura del aire a través de la expresión de Tetens (1930):

$$es = 6.11 e^{\frac{17.27 T}{237.3 + T}} \quad (5.11)$$

siendo es : tensión de vapor de saturación [hPa].

Las unidades de presión tienen la siguiente equivalencia:

$$1 \text{ [hPa]} = 1 \text{ [mb]} = 0.75006 \text{ [mmHg]}.$$

Con respecto a la información de viento, la misma debe corresponder a 2 metros de altura expresada en [cm/min]. Como se manifestó anteriormente los registros suministrados se encuentran a 10 m de altura en [km/h].

La literatura propone una expresión que permite reducir la velocidad del viento en altura (Linsley y colaboradores, 1977):

$$V_z = V_h \left(\frac{z}{h} \right)^{\frac{1}{7}} \quad (5.12)$$

donde:

V_z es la velocidad resultante a la altura z necesaria [L/T];

V_h es la velocidad registrada en altura h [L/T];

z : altura a la que se desea reducir la velocidad [L];

h : altura de observación [L].

Para reducir en altura de 10 m a 2 m, se afecta la velocidad de viento observada por el factor 0.8 de acuerdo a la expresión (5.12).

Para convertirlos en unidades de [km/h] a [cm/min] se debe multiplicar por el factor $(10^4/6)$ y se obtiene entonces la velocidad de viento ua en [cm/min] para una altura za [cm] como lo requiere el modelo.

5.3.2. Parámetros y constantes

Para la aplicación del Modelo de Jaworski, se adoptaron los valores de parámetros y constantes presentados en la Tabla 5.7.

Tabla 5.7. Valores de los parámetros adoptados para el Modelo de Jaworski.

Variable	Nomenclatura	Valor
Densidad del agua	ρ_w	1 gr/cm ³
Densidad del aire	ρ	1.18 10 ⁻³ gr/cm ³
Relación molecular aire-agua	ε	0.622
Constante de Von Karman	K	0.41
Altura medición de temperatura, humedad y viento	Z_a	200 cm (*)
Rugosidad de la superficie activa	Z_o	0.62 cm (*)
Factor $(\ln(z_a/z_o))^2$	$(\ln(z_a/z_o))^2$	33.4 (*)
Presión atmosférica	P	1000 hPa

(*) Hay que destacar que para el Modelo de Jaworski el parámetro de resistencia aerodinámica estaría representado por la expresión (5.13), mientras que para el Modelo Balver se utiliza la ecuación (3.20) que tiene en cuenta la altura de medición de temperatura y humedad, la altura de medición del viento, el desplazamiento del plano cero en función de la altura del cultivo y de los parámetros de rugosidades de momento y de calor y vapor como se explicó anteriormente (Capítulo 3).

$$ra = \frac{\left(\ln \left(\frac{z_a}{z_o} \right) \right)^2}{ua K^2} \quad (5.13)$$

Por tal motivo, los valores de z_a y z_o han sido definidos de modo que el factor

$\left(\ln \left(\frac{z_a}{z_o} \right) \right)^2$ del parámetro de resistencia aerodinámica coincida con los utilizados por el

Modelo Balver para cultivo de referencia mediante la ecuación (3.20), considerando pasto cortado a 12 cm de altura, con una altura para medición de temperatura y humedad de 1.5m y una altura de medición de viento de 2m.

5.3.3. Información de las características del sistema

Con relación a la información de suelo necesaria se utilizaron dos juegos de datos, por un lado los Tipo “A” ofrecidos por la EEA INTA Marcos Juárez resultantes de ensayos

experimentales y un segundo juego denominados Tipo “B” obtenidos mediante el programa “Prohidri” que determina propiedades hídricas zonales, en concordancia con lo explicado anteriormente. En las Tablas 5.3 y 5.4 se encuentran los valores para las dos situaciones consideradas.

Con respecto a los valores de humedad inicial en los reservorios, los mismos fueron obtenidos de correr los modelos para el año anterior al período de estudio y seleccionar las salidas correspondientes a cada reservorio del día previo al inicio de la modelación, de esta forma la condición de humedad en los reservorios se encontraba estabilizada por el modelo. La fecha de inicio de la modelación fue el día 01/01/95, por lo que se consideró como humedad inicial la correspondiente al día 31/12/94, resultando para ambos modelos los valores de punto de marchitez permanente de cada reservorio. La Tabla 5.8 muestra estos valores para cada juego de parámetros de suelo empleado.

Tabla 5.8. Condición inicial de humedad de suelo en los reservorios.

Modelo	Condición de humedad inicial reservorio superior	Condición de humedad inicial reservorio inferior
Tipo “A”	34.0 mm	88.0 mm
Tipo “B”	25.8 mm	69.7 mm

Con toda la información presentada, se confeccionaron los archivos de datos de entrada al Modelo de Jaworski. A continuación se presenta a modo de ejemplo una parte inicial de los mismos, conteniendo los datos del sistema a modelar y los meteorológicos diarios.

34.00	88.00	73.00	34.00	157.00	88.00	731
0.288	311.11	13.46	29.5	6.0		
0.114	200.00	5.65	24.0	11.0		
0.097	177.78	2.11	21.6	31.0		
0.214	133.33	6.67	25.2	0.0		
0.214	200.00	7.32	24.7	15.0		
0.285	244.44	3.94	23.6	0.0		
0.268	222.22	10.08	27.8	8.5		
0.140	133.33	7.56	22.5	3.0		
0.222	155.56	8.96	20.0	0.0		
0.146	177.78	5.84	17.4	0.0		
.....		

En el primer renglón, ordenados en forma consecutiva y de acuerdo al formato de entrada de datos del programa se escriben los valores de:

- Condición de humedad inicial en el reservorio superior
- Condición de humedad inicial en el reservorio inferior
- Capacidad de campo del reservorio superior
- Punto de marchitez permanente del reservorio superior
- Capacidad de campo del reservorio inferior
- Punto de marchitez permanente del reservorio inferior
- Cantidad de datos: correspondiente a cantidad de días

En los renglones siguientes cada columna ordenadamente representa:

- Radiación neta en [$\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ min}$]
- Velocidad de viento a 2 metros en [cm/seg]
- Déficit de tensión de vapor en [$\text{mb} = \text{hPa}$]

- Temperatura media del aire en [°C]
- Precipitación en [mm]

Con estos archivos de datos fue aplicado el Modelo de Jaworski para los períodos 1995-1996 y 1997-1998.

El Modelo de Jaworski y sus modificaciones fueron desarrollados por la tesista en lenguaje FORTRAN obteniéndose como salidas valores diarios de: evapotranspiración potencial [mm] y real [mm], humedad de suelo [mm] en los reservorios superior e inferior y percolación profunda [mm].

5.4. Adecuación de la información para el Modelo Balver

El Modelo Balver utiliza tres tipos de archivos de entrada, uno de información climática, otro con las características del suelo y vegetación del sistema a modelar y el último conteniendo las condiciones iniciales para la modelación.

La concepción de este modelo parte de utilizar la información de entrada con las mismas unidades que se encuentra en los registros de la estación, lo que facilita el armado de los archivos de datos, ya que no es necesario una preparación previa de los mismos.

5.4.1. Información meteorológica diaria

Los archivos de datos meteorológicos se representan por la extensión “CLM”, pudiéndose utilizar cualquier nombre para identificarlos, como por ejemplo: “MJUAREZ.CLM”.

A continuación se muestra un archivo de este tipo:

	-32.68	-62.12	110	.2	.56	
1	35.7	23.4	12.3	14	6	27.9
2	27	21	1.1	9	11	24.2
3	22.6	20.6	0	8	31	23.7
4	30	20.4	7.8	6	0	25.4
...

En el primer renglón se encuentran separados por blancos valores de:

- Latitud en radianes (el signo negativo significa Sur);
- Longitud en radianes (el signo negativo significa Oeste);
- Altura de la estación en metros;
- Coeficientes empíricos de la estación para la ecuación de Angström, determinados por Grossi Gallegos y Atienza para la localidad de Marcos Juárez.

Las columnas de los renglones siguientes corresponden respectivamente a datos diarios de:

- Día juliano
- Temperatura máxima [°C]
- Temperatura mínima [°C]
- Heliofanía efectiva [hs]
- Velocidad de viento a 10 m. [km/h]
- Precipitación [mm]
- Tensión de vapor [mb = hPa]

5.4.2. Información de las características del sistema

Con respecto a los archivos que representan las características del suelo la extensión que los identifica es “SUL”, por ejemplo, el archivo “SUE2.SUL” con los siguientes datos:

200,400,69,100,39,69,600,0.12,1,0.7,1,15,5,0,100,0.15

Cada registro representa en forma ordenada las siguientes variables:

- Espesor del horizonte superior = 200 mm;
- Espesor de horizonte inferior = 400 mm;
- Almacenamiento total de reservorio superior = 69 mm (agua a saturación);
- Almacenamiento total de reservorio inferior = 100 mm (agua a saturación);
- Almacenamiento de agua útil del reservorio superior = 39 mm;
- Almacenamiento de agua útil del reservorio inferior = 69 mm;
- Profundidad de las raíces = 600 mm, se estima un valor aproximado;
- Altura del cultivo = 0.12 m (equivalente a cultivo de referencia);
- Porcentaje de cobertura = 1, significa el 100% de cobertura;
- Porcentaje de extracción de agua del reservorio superior = 0.7;
- Textura del horizonte subsuperficial = 1 (ver Tabla 3.2);
- Conductividad hidráulica saturada horizonte superior = 15 mm/d;
- Conductividad hidráulica saturada horizonte inferior = 5 mm/d;
- Capacidad de almacenamiento superficial = 0 mm (no existe n depresiones);
- Porcentaje de infiltración = 100%;
- Rendimiento del acuífero = 0.15.

En este tipo de archivos hay valores que se desconocen exactamente y entonces se suponen aproximados, pudiéndolos utilizar además como parámetros de ajuste del modelo, ellos pueden ser: porcentaje de extracción de agua desde el reservorio superior, la textura del horizonte subsuperficial, la conductividad hidráulica saturada de los horizontes, el porcentaje de infiltración del suelo, el rendimiento del acuífero, la profundidad de las raíces, etc. Por supuesto siempre dentro de los rangos físicos del sistema.

5.4.3. Condiciones iniciales

Es también necesaria la confección de un archivo que represente las condiciones iniciales para la modelación, cuya extensión es “INI”, como por ejemplo el siguiente archivo denominado “COND2.INI”:

0.9 28.7 0 10000

En orden las variables empleadas fueron las siguientes:

- Humedad inicial reservorio superficial = 0.9 mm
- Humedad inicial reservorio inferior = 28.7 mm

Estos valores de condición iniciales son obtenidos de correr el modelo a partir del año 1994 en adelante, luego se seleccionan los valores de humedad para cada reservorio correspondiente al día 31/12/94 y se los utiliza como valores de humedad iniciales para el período posterior a modelar.

- Almacenamiento superficial inicial = 0 mm;
- Profundidad de la freática = 10 m.

En el Modelo Balver la cantidad de información necesaria es mayor con respecto al Modelo de Jaworski, sobre toda la que representa al sistema suelo – vegetación. Cabe esperar que los resultados sean mejores en función del esfuerzo adicional requerido en su implementación. Este modelo fue desarrollado por el Ing. Norberto R. Fernández en lenguaje BASIC y contiene una subrutina de graficación para visualizar las salidas. Además permite ver en pantalla los resultados y también guardarlos en un archivo de texto.

5.5. Archivos de datos

Se conformaron los archivos de datos de entradas a los modelos que representaban las situaciones antes descritas. Se subdividió el lote total de datos meteorológicos diarios pudiéndoselos diferenciar cronológicamente en dos series: años 1995 y 1996 y años 1997 y 1998. Con respecto a las características del suelo, se distinguen los Tipos “A” y “B” descritos en el inciso 2.2. de este capítulo.

Se debe tener en cuenta que para ambos modelos se consideran juegos de datos de entradas equivalentes, aunque las variables de ingreso a los modelos no sean exactamente las mismas.

Capítulo 6

Análisis de las Estimaciones de Evapotranspiración y Humedad de Suelo

6.1. Introducción

Se exponen en este Capítulo los resultados de las investigaciones realizadas, obtenidos al utilizar los métodos y modelos explicados en el Capítulo 3 con la información indicada en el Capítulo 5.

En primer lugar se presentan las estimaciones de evapotranspiración potencial, real y humedad de suelo en los reservorios, obtenidos, al utilizar el Modelo de Jaworski en su versión original y el Modelo Balver para cultivo de referencia y los dos juegos de parámetros de suelo indicados y explicados en el Capítulo anterior. Se realizan comparaciones entre la humedad de suelo estimada y la observada in situ, permitiendo confirmar como válido el juego de parámetros de suelo que verdaderamente corresponde. Todas las estimaciones posteriores se realizan considerando los parámetros observados.

Finalmente mediante la comparación de las estimaciones obtenidas en ambos modelos se analizó el comportamiento de cada uno de ellos y también entre sí para cada uno de los años simulados.

6.2. Experimentos realizados

Basados en la información meteorológica y las características físicas del suelo planteadas, denominadas tipo “A” y tipo “B” para el período 1995-1998, junto con las condiciones iniciales de humedad de suelo en cada reservorio ya previamente encontradas y explicadas en el Capítulo 5 y considerando como cultivo de referencia pasto de 12 cm de altura, se utilizaron los Modelos de Jaworski y de Balver.

Las variables de salida obtenidas fueron las siguientes:

i) Para el Modelo de Jaworski: evapotranspiración potencial y real, valores de humedad de suelo en ambos reservorios y percolación profunda. Todas expresadas en [mm] para un período diario.

ii) Para el Modelo Balver: evapotranspiración potencial y real, agua útil en ambos reservorios, almacenamiento y escurrimiento superficial, percolación profunda y ascenso capilar. Todas expresadas en [mm] para un período diario.

6.3. Resultados del Modelo de Jaworski

6.3.1. Estimaciones de evapotranspiración potencial y real

Las Figuras 6.1 a 6.4 que se presentan a continuación muestran los valores diarios de evapotranspiración potencial y real calculadas para los diferentes tipos de suelo planteados.

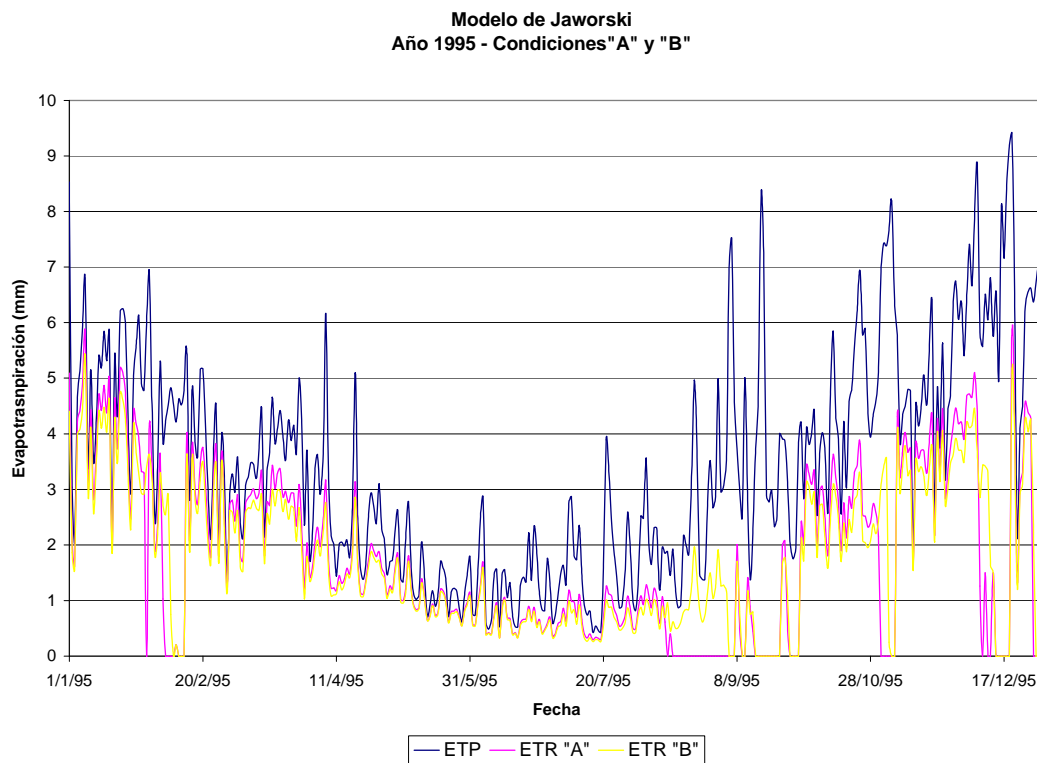


Figura 6.1. ETP y ETR para ambos tipos de parámetros de suelo - Año 1995.

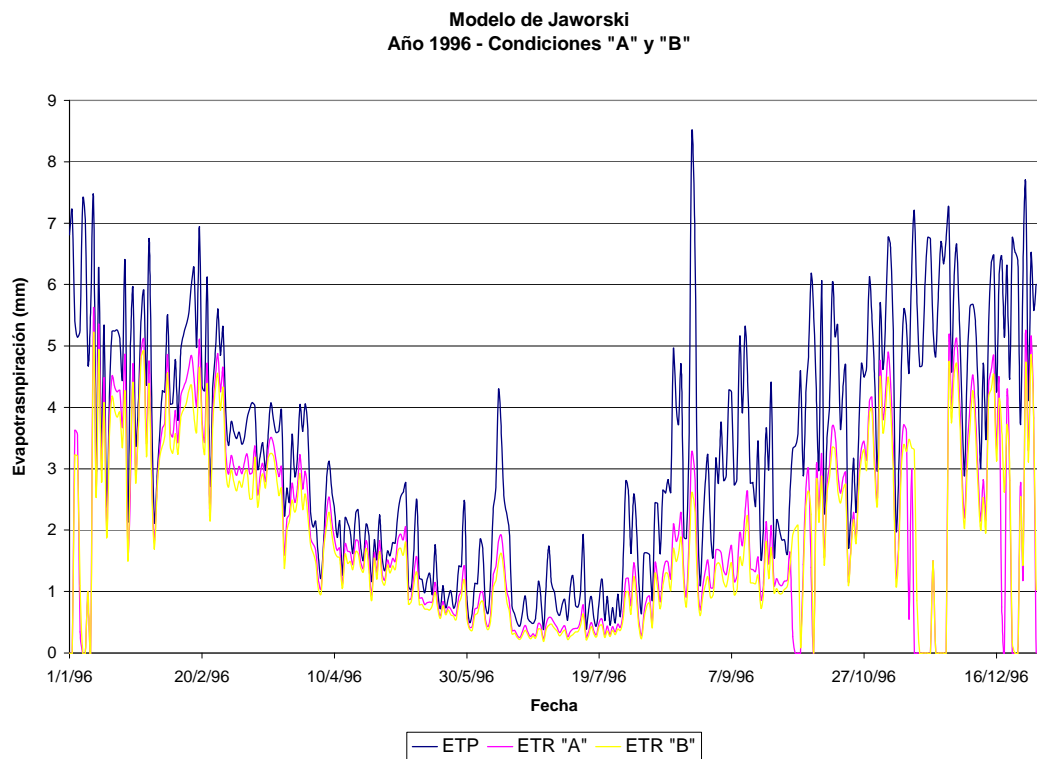


Figura 6.2. ETP y ETR para ambos tipos de parámetros de suelo - Año 1996.

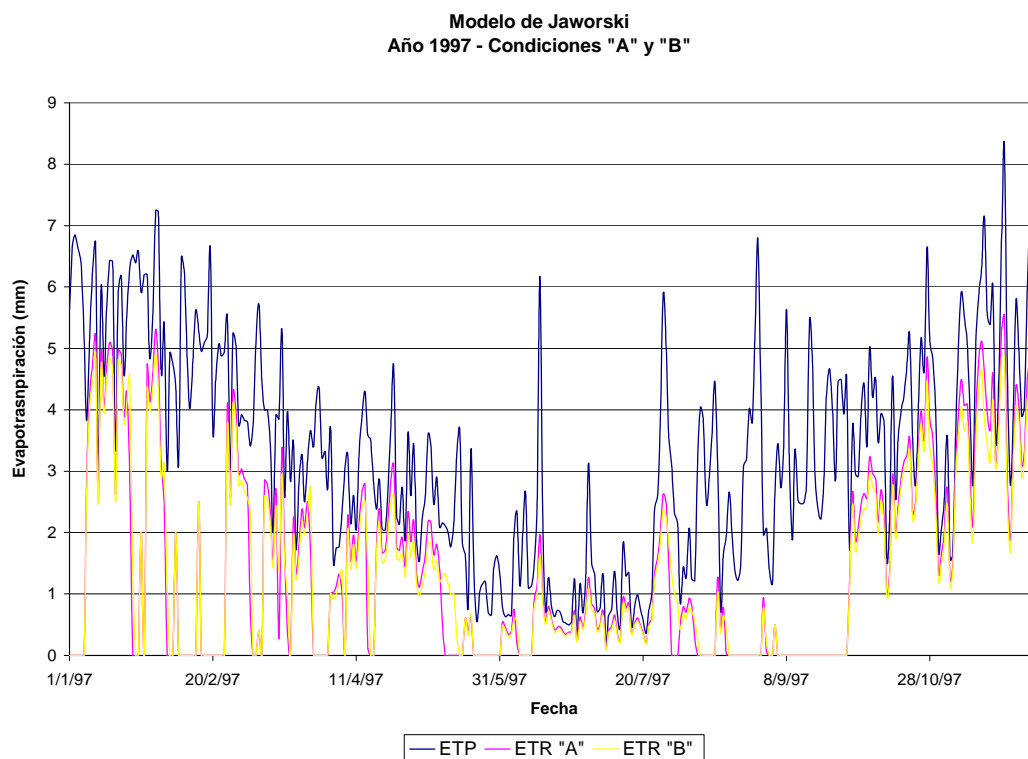


Figura 6.3. ETR y ETP para ambos tipos de parámetros de suelo - Año 1997.

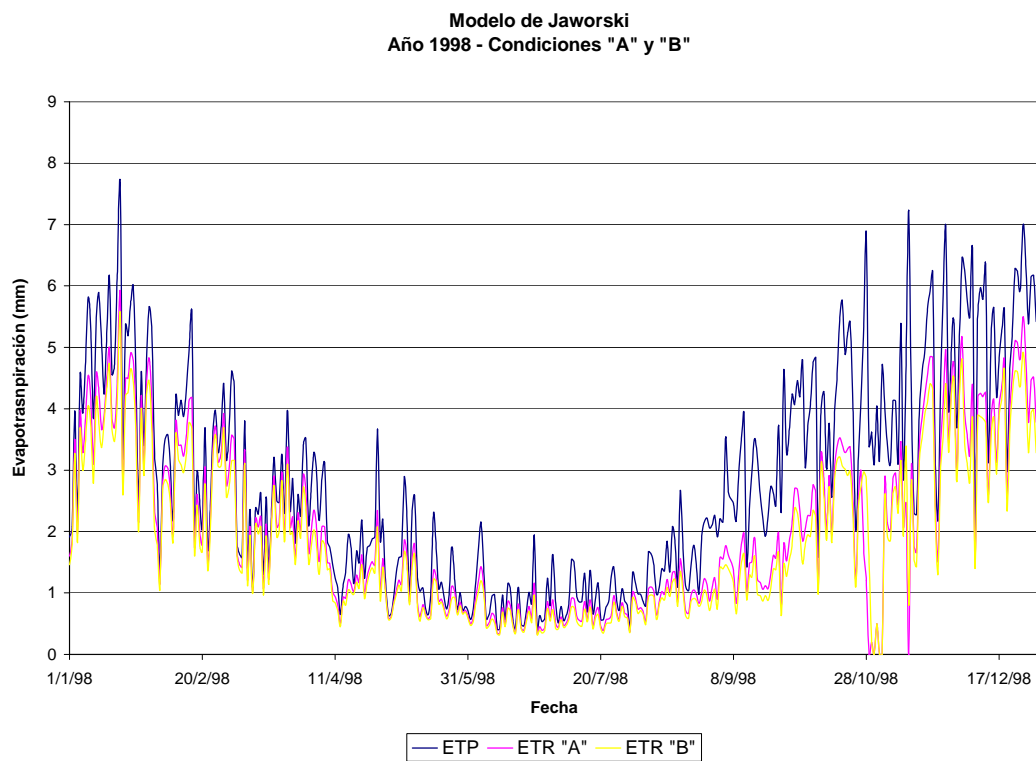


Figura 6.4. ETR y ETP para ambos tipos de parámetros de suelo - Año 1998.

En las Figuras 6.1 a 6.4, se comparan los resultados de evapotranspiración potencial y real para ambos tipos de suelo planteados, se observa como era de esperar que la evapotranspiración real se mantiene por debajo de la potencial, pudiendo alcanzar valores cercanos en los casos que la demanda atmosférica pueda ser satisfecha por la disponibilidad de agua, pero nunca llegan a ser iguales. Cuando no existe disponibilidad de agua en los reservorios, es decir que éstos se encuentren en el punto de marchitez permanente, la evapotranspiración real será nula.

Se advierte el comportamiento cíclico de la evapotranspiración para el período anual, con un rango más amplio en los meses de verano y valores más acotados para los meses de invierno. Además, en los meses de verano la potencial se distancia más de los valores de la evapotranspiración real, debido a que con más frecuencia la demanda evaporativa no puede ser satisfecha en su totalidad por el agua disponible en los reservorios, siendo la diferencia entre ellos más marcada, mientras que en los meses invernales estos valores se aproximan pudiendo satisfacer una mayor demanda atmosférica.

A continuación se presenta la Tabla 6.1 que resume las cantidades máximas diarias de evapotranspiración potencial y real para cada año según los diferentes tipos de suelo planteados.

Tabla 6.1. Valores máximos diarios de evapotranspiración según Modelo de Jaworski. Período 1995 – 1998.

Año	ETP [mm]	ETR “A” [mm]	ETR “B” [mm]
1995	9.4	5.8	5.4
1996	8.4	5.6	5.2
1997	8.3	5.6	5.1
1998	7.6	5.9	5.6

En general, la evapotranspiración real diaria correspondiente al tipo “A” resulta mayor que para el tipo “B” como se muestra en las Figuras 6.1 a 6.4 y en la época que

registran mayor evapotranspiración real (período estival) las diferencias entre las estimaciones de los dos tipos de parámetros suelo utilizados se acentúan.

La evapotranspiración real diaria para los primeros meses del año 1997, es generalmente nula en respuesta a los escasos montos de precipitación registrados durante ese período.

Para el caso que exista agua disponible en los reservorios, el modelo reacciona entregando mayor cantidad de agua en la simulación que emplea el juego de parámetros del suelo tipo "A", y por lo tanto será mayor la evapotranspiración real diaria que para el tipo "B". Esto ocasiona que se vacíen más rápidamente los reservorios en el tipo "A" y hasta que no ocurra una recarga por medio de precipitación, existirán a posteriori días en que la demanda no podrá ser cubierta debido a que en los reservorios correspondientes al tipo "A" no hay agua disponible, mientras que en el tipo "B" sí. Resultará entonces mayor la evapotranspiración real diaria del tipo "B", y por lo tanto existirán meses en que resulte menor la evapotranspiración real para el tipo "A" que en el tipo "B", sobre todo en los años secos. Es necesario notar además que si la precipitación es pequeña, no alcanzará para recargar la totalidad de los reservorios del tipo "A", mientras que para el tipo "B" puede ser que sí alcance.

Con la finalidad de representar el comportamiento mensual de la variable evapotranspiración en la región de Marcos Juárez, se acumularon los valores diarios obtenidos. Analizando los montos anuales, se consideraron adecuadas para la zona en cuestión.

La Figura 6.5, presenta las variaciones mensuales de la evapotranspiración real para cada tipo de juego de parámetros de suelo empleados, como se puede observar, existe una gran demanda atmosférica sin satisfacer. Las curvas de evapotranspiración real para los tipos "A" y "B" son muy similares.

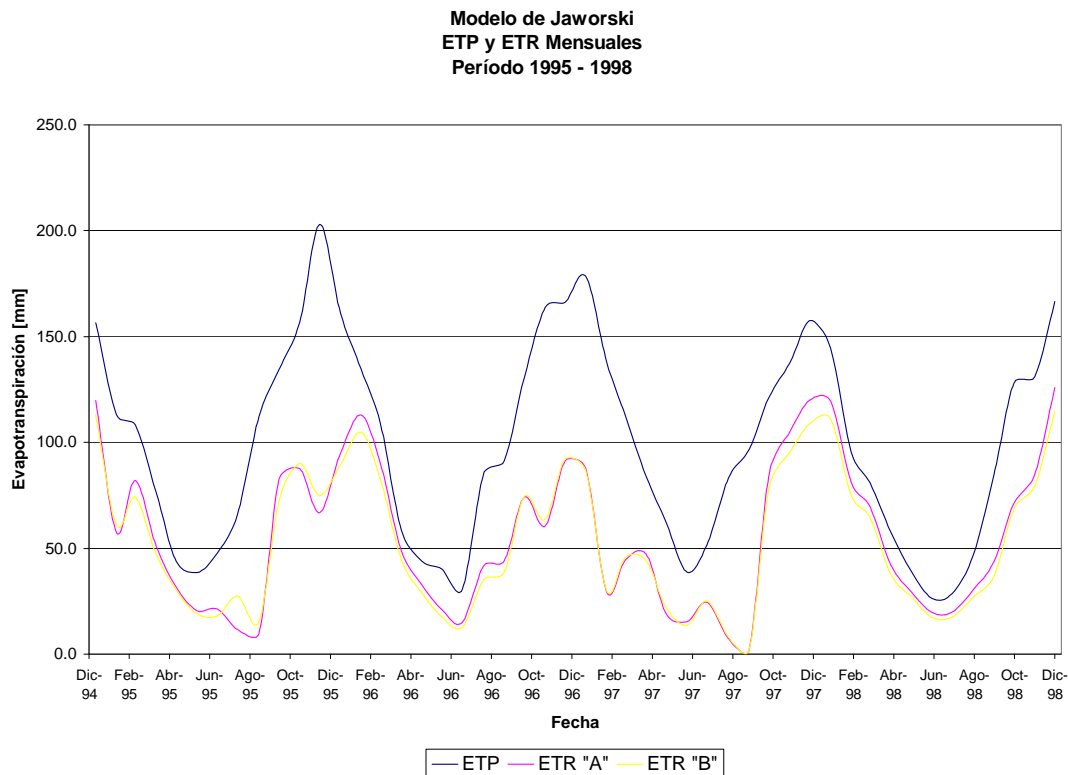


Figura 6.5. ETP y ETR mensuales para ambos tipos de parámetros de suelo – Período 1995-1998.

Los resultados mensuales obtenidos del Modelo de Jaworski para ambos tipos de parámetros de suelo se presentan en las Tablas 6.2 y 6.3.

Tabla 6.2. ETP mensual estimada por el Modelo de Jaworski. Período 1995 – 1998.

Fecha	1995	1996	1997	1998	Promedio
	ETP	ETP	ETP	ETP	Mensual
	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]
Enero	156.6	161.0	178.5	144.4	160.1
Febrero	113.3	134.7	138.4	95.3	120.4
Marzo	108.1	108.2	112.6	80.9	102.5
Abril	76.5	58.5	83.9	57.5	69.1
Mayo	43.8	44.0	61.9	39.4	47.3
Junio	38.5	40.2	38.7	26.4	36.0
Julio	47.5	30.6	51.7	28.6	39.6
Agosto	66.3	84.9	83.1	46.7	70.3
Septiembre	112.3	91.4	96.6	84.4	96.2
Octubre	134.4	130.6	121.5	128.1	128.7
Noviembre	156.7	163.8	137.5	130.9	147.2
Diciembre	203.0	166.4	157.6	166.6	173.4
Total	1257.1	1214.3	1262.0	1029.3	1190.7

Tabla 6.3. ETR mensual estimada por el Modelo de Jaworski para ambos tipos de parámetros de suelo. Período 1995 – 1998.

Fecha	1995		1996		1997		1998	
	ETR "A" [mm]	ETR "B" [mm]	ETR "A" [mm]	ETR "B" [mm]	ETR "A" [mm]	ETR "B" [mm]	ETR "A" [mm]	ETR "B" [mm]
Enero	119.9	113.0	95.0	89.6	87.7	86.6	119.5	111.2
Febrero	57.5	61.0	113.1	104.7	29.7	30.0	81.1	74.9
Marzo	82.0	74.2	89.6	82.1	44.7	45.6	69.4	64.4
Abril	51.3	47.3	48.7	44.6	47.2	44.1	41.9	37.6
Mayo	31.7	30.4	32.9	29.3	18.9	22.0	29.5	27.3
Junio	20.5	19.4	20.8	17.5	15.2	13.8	19.8	17.5
Julio	21.4	17.9	15.1	12.6	24.5	25.1	19.8	17.5
Agosto	11.5	27.3	41.8	35.0	7.4	8.1	30.4	27.0
Septiembre	9.7	15.3	44.0	38.8	1.7	1.8	43.6	36.6
Octubre	82.6	72.3	74.3	74.3	85.1	78.9	71.3	68.7
Noviembre	87.6	89.9	60.4	63.6	105.0	95.2	84.8	79.4
Diciembre	66.9	74.9	91.2	92.2	120.0	109.0	126.0	114.8
Total	642.6	642.9	726.9	684.3	587.1	560.2	737.1	676.9

En los meses con suficiente disponibilidad de agua, se mantiene la ETR "A" por encima de la ETR "B", pero para los años con déficit hídrico esta situación se suele invertir, por lo explicado anteriormente.

Se consideró como valor verdadero a la evapotranspiración obtenida mediante el juego de parámetros de suelo tipo "A", que es el que realmente corresponde a las observaciones de campo, mientras que se consideró como estimado a la evapotranspiración calculada mediante el juego de parámetros tipo "B" correspondiente a los calculados con el programa "Prohidri".

La Tabla 6.4 presenta el porcentaje de error para cada mes, considerando como verdadera ETR "A" y como estimada ETR "B".

Tabla 6.4. Error de estimación. Período 1995 – 1998.

Fecha	1995	1996	1997	1998
	[%]	[%]	[%]	[%]
Enero	5.8	5.7	1.3	7.0
Febrero	-6.1	7.4	-0.9	7.7
Marzo	9.6	8.3	-1.9	7.3
Abril	7.9	8.5	6.5	10.3
Mayo	4.3	10.8	-16.1	7.5
Junio	5.6	15.8	9.0	11.4

Julio	16.5	16.7	-2.3	11.5
Agosto	-136.6	16.2	-8.7	11.1
Septiembre	-58.0	11.7	-3.1	15.9
Octubre	12.5	0.0	7.3	3.7
Noviembre	-2.6	-5.3	9.4	6.4
Diciembre	-11.9	-1.1	9.2	8.9
Anual	0.0	5.9	4.6	8.2

Se demuestra que a nivel de valores agregados mensuales las diferencias son importantes, pero menores al 10% a nivel anual.

El excesivo porcentaje de error presentado en agosto y septiembre de 1995, se debe a la escasez de lluvia que impidió que existiera disponibilidad para abastecer a la demanda atmosférica. En este caso puntual, agosto de 1995, la cantidad de lluvia fue de 0.40 mm, estando los reservorios vacíos desde mediados de agosto para la simulación tipo “A”, y como en septiembre el agua precipitada fue muy poca, se evapotranspiró la totalidad. En cambio en la simulación tipo “B” los reservorios recién se vacían totalmente a mediados de setiembre, lo que justifica una mayor evapotranspiración en el mes de agosto y un remanente de humedad disponible para evapotranspirar en éste caso. A esto se debe la gran diferencia entre la evapotranspiración real de los tipos “A” y “B”, lo que ocasiona errores tan elevados en esos meses.

6.3.2. Estimaciones de humedad de suelo

Se presentan los resultados de humedad de suelo en cada reservorio, obtenidos al considerar los dos tipos de suelo planteados. Las Figuras 6.6 a 6.9 representan para cada año, la humedad de suelo en ambos reservorios y para las dos condiciones planteadas. De la observación de las mismas se puede confirmar las explicaciones vertidas en el párrafo anterior al advertir que ciertamente los reservorios llegan antes al punto de marchitez permanente para el juego de parámetros tipo “A”, es decir se vacían más rápidamente.

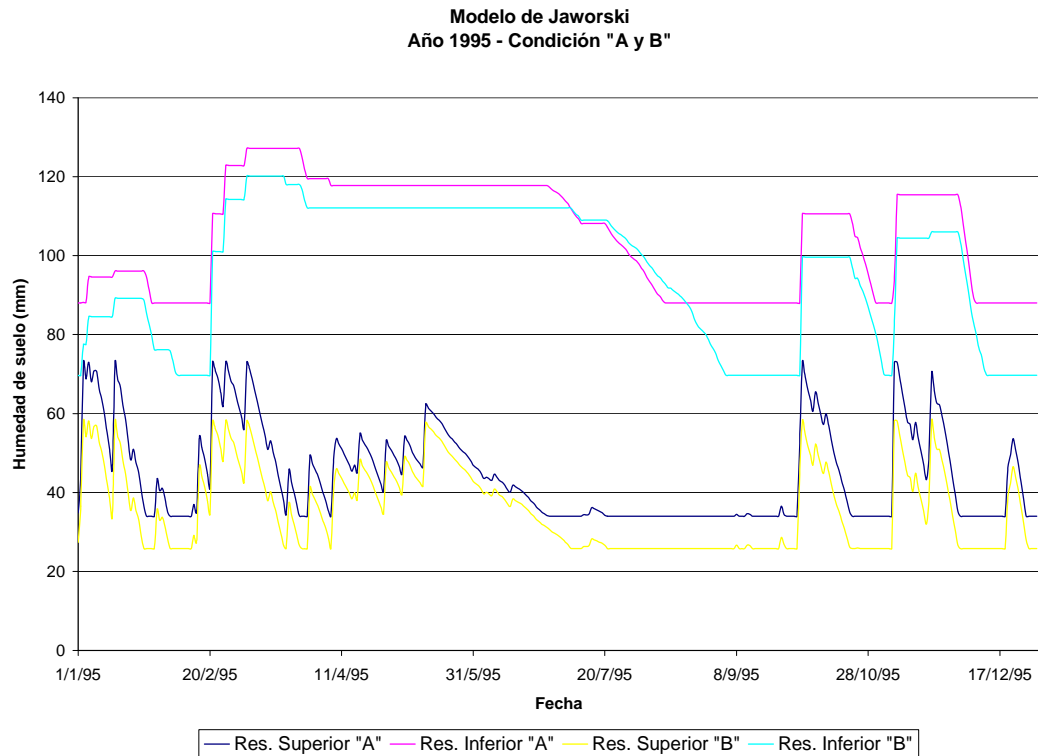


Figura 6.6. Humedad de suelo en los reservorios superior e inferior para ambos tipos de parámetros de suelo. Año 1995.

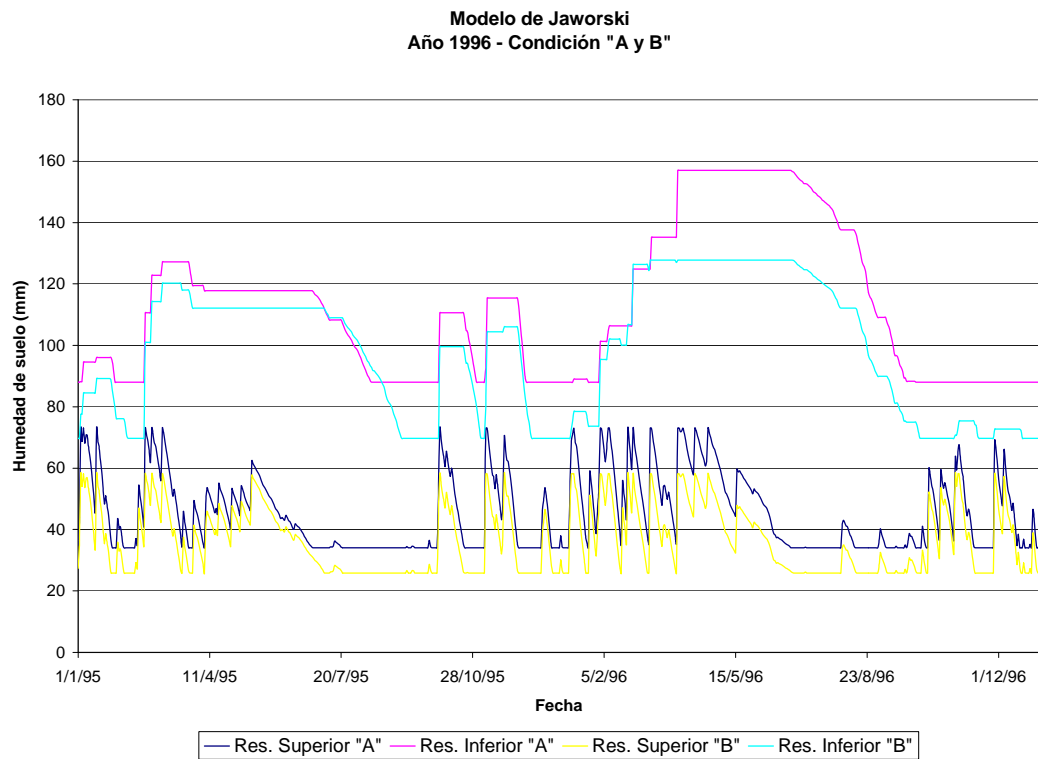


Figura 6.7. Humedad de suelo en los reservorios superior e inferior para ambos tipos de parámetros de suelo. Año 1996.

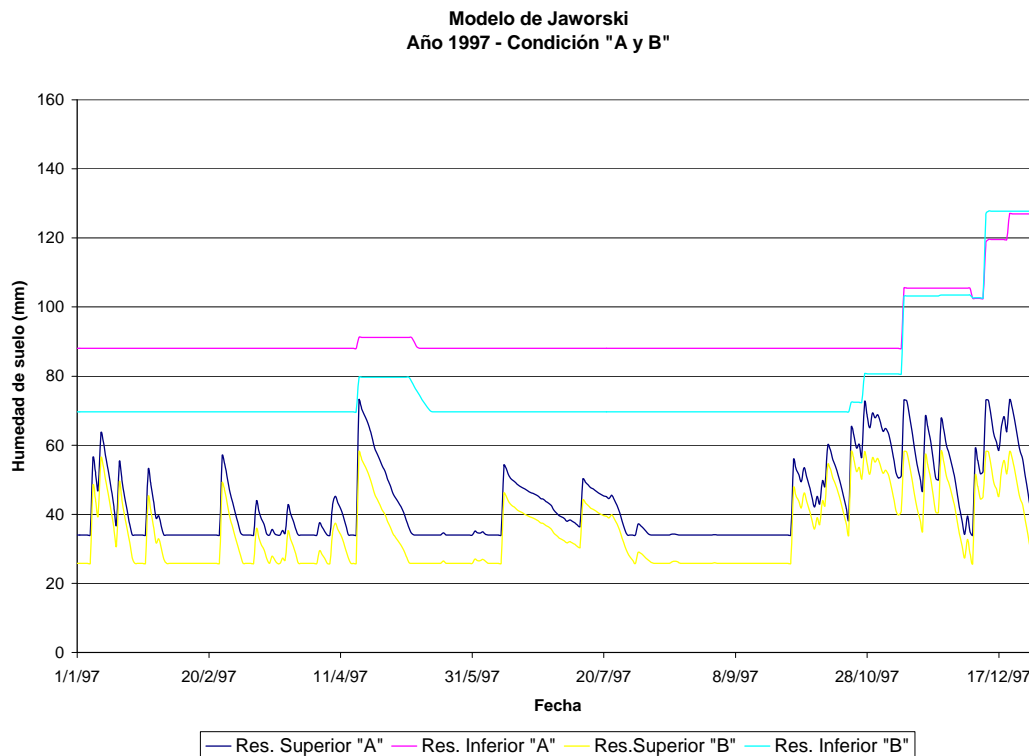


Figura 6.8. Humedad de suelo en los reservorios superior e inferior para ambos tipos de parámetros de suelo. Año 1997.

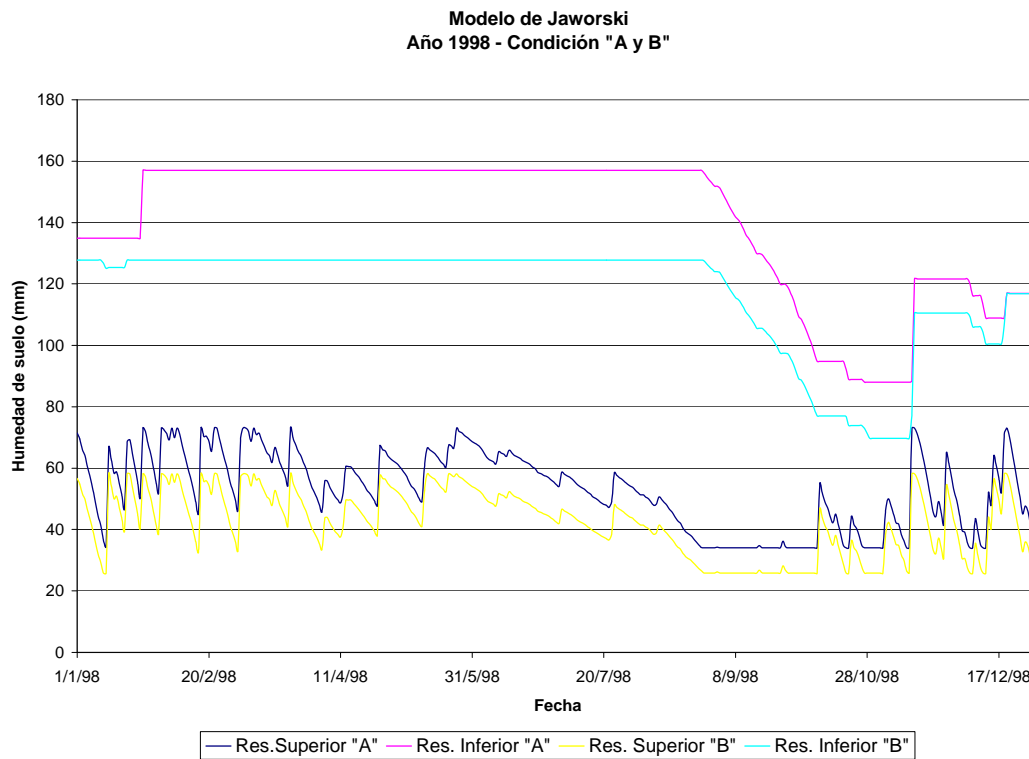


Figura 6.9. Humedad de suelo en los reservorios superior e inferior para ambos tipos de parámetros de suelo. Año 1998.

En las Figuras 6.6 a 6.9 se puede apreciar claramente las diferencias de humedad resultantes de considerar uno u otro tipo de parámetros de suelo para el sistema analizado. En ambos reservorios la humedad se encuentra acotada por los valores de punto de marchitez permanente y de capacidad de campo correspondientes a cada juego de parámetros.

De acuerdo a lo manifestado en la teoría presentada en el Capítulo 3, mientras la humedad de suelo del reservorio superior fluctúa entre el punto de marchitez permanente y el valor de capacidad de campo, el reservorio inferior mantiene un valor de humedad constante. Una vez que el reservorio superior alcanza la capacidad de campo, la humedad en el inferior se incrementa hasta alcanzar él también su valor de capacidad de campo, a partir de allí existirá percolación profunda. La situación inversa de vaciamiento del reservorio inferior comienza cuando el superior iguala al valor de punto de marchitez permanente. Esto se puede apreciar en las figuras presentadas anteriormente.

6.4. Resultados del Modelo Balver

6.4.1. Estimaciones de evapotranspiración potencial y real

Las Figuras 6.10 a 6.13 muestran la evapotranspiración potencial diaria en comparación con la real para cada año. Se emplearon juegos de datos equivalentes a los empleados para el Modelo de Jaworski considerando cultivo de referencia y los dos tipos de parámetros de suelo planteados.

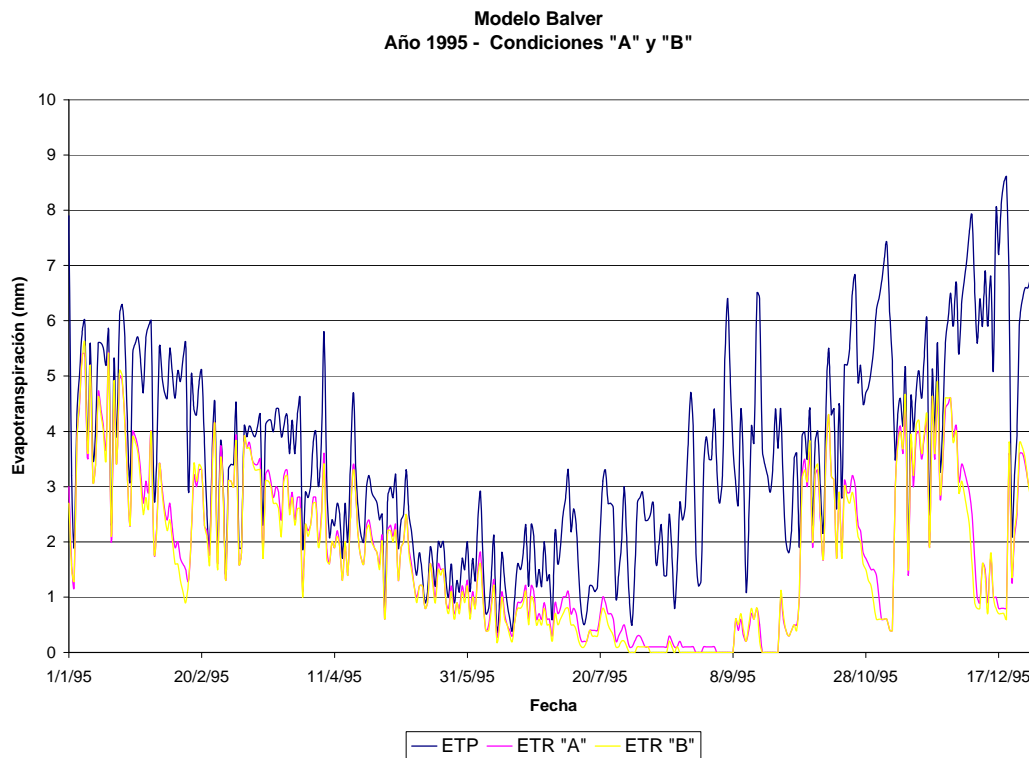


Figura 6.10. ETP y ETR para ambos tipos de parámetros de suelo - Año 1995.

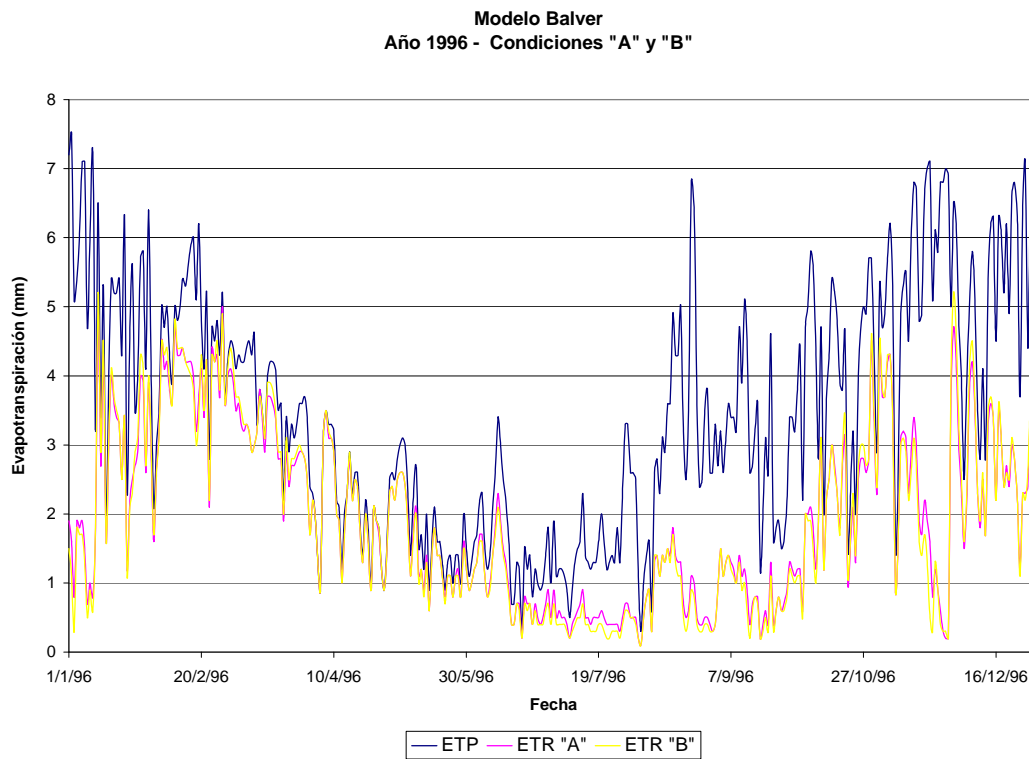


Figura 6.11. ETP y ETR para ambos tipos de parámetros de suelo - Año 1996.

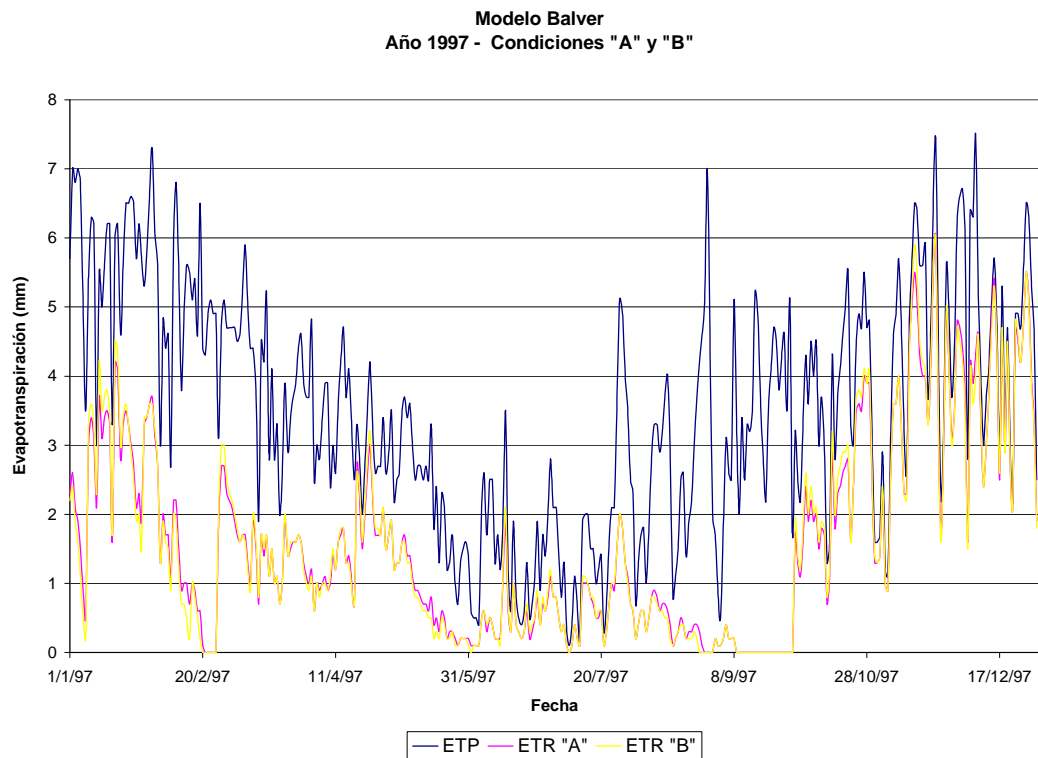


Figura 6.12. ETP y ETR para ambos tipos de parámetros de suelo - Año 1997.

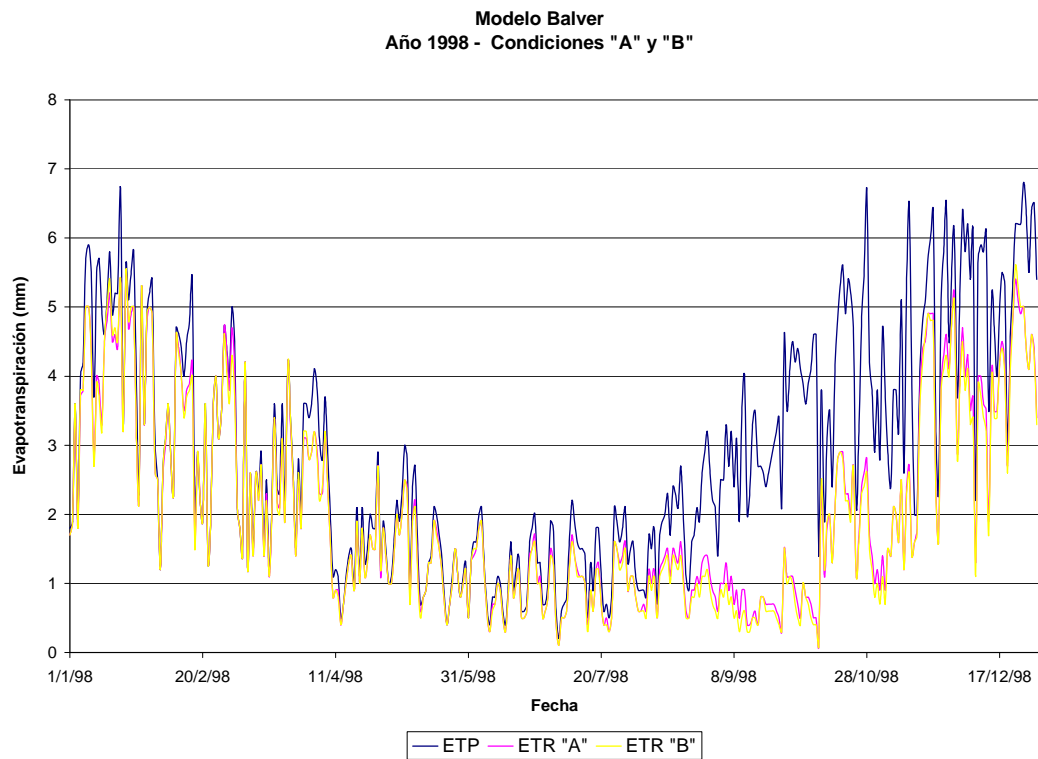


Figura 6.13. ETP y ETR para ambos tipos de parámetros de suelo - Año 1998.

En las Figuras 6.10 a 6.13, con resultados obtenidos mediante el Modelo Balver se mantienen las conclusiones mencionadas para el Modelo de Jaworski en la Figuras 6.1 a 6.4.

La Tabla 6.5 presenta los valores máximos diarios de evapotranspiración potencial y real obtenidos mediante el Modelo Balver para cada año. En la misma se puede apreciar que son mayores los valores máximos diarios para el tipo “B”, comportamiento inverso al resultante con el Modelo de Jaworski, no obstante las diferencias presentadas son muy pequeñas, del orden de dos décimas de milímetros.

Tabla 6.5. Valores máximos diarios de evapotranspiración según Modelo Balver. Período 1995 – 1998.

Año	ETP [mm]	ETR “A” [mm]	ETR “B” [mm]
1995	8.6	5.4	5.6
1996	7.5	5.0	5.2
1997	7.5	6.0	6.0
1998	6.8	5.5	5.6

Las estimaciones del Modelo Balver acumuladas mensualmente se presentan a continuación en la Figura 6.14 En la misma se visualizan los ciclos anuales de la evapotranspiración, máximos en el verano y mínimos en invierno. Las diferencias entre las curvas del tipo “A” y “B” a nivel mensual se pueden considerar ínfimas. Se nota en los períodos en que la disponibilidad de agua alcanza para satisfacer la demanda atmosférica, como las curvas que representan a la evapotranspiración potencial y real se encuentran muy próximas. La comparación entre las Figuras 6.5 y 6.14 permite concluir que el comportamiento a nivel mensual en ambos modelos, para las evapotranspiraciones potencial y real son muy similares.

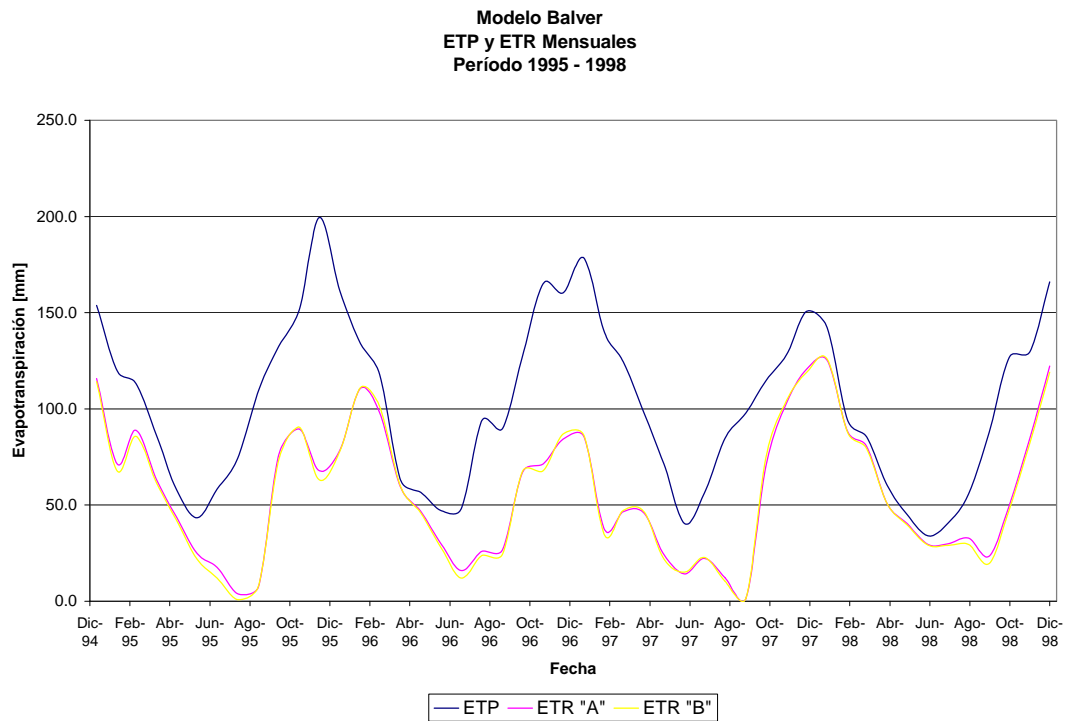


Figura 6.14. ETP y ETR mensuales para ambos tipos de parámetros de suelo. Período 1995 – 1998.

Las Tablas 6.6 y 6.7 presentan los resultados mensuales de evapotranspiración potencial y real estimados por el Modelo Balver, para ambos tipos de parámetros de suelo considerados. La Tabla 6.8 corresponde a los porcentajes de error mensuales entre la ETR "A" y ETR "B", considerando a la primera como verdadera y a la segunda como estimada.

Tabla 6.6. ETP mensual estimada por el Modelo de Balver. Período 1995 – 1998.

Fecha	1995	1996	1997	1998	Promedio
	ETP	ETP	ETP	ETP	Mensual
	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]
Enero	153.8	161.5	178.4	142.1	159.0
Febrero	119.7	134.0	139.6	93.8	121.8
Marzo	113.2	117.5	124.4	85.6	110.2
Abril	86.0	63.2	97.9	60.3	76.9
Mayo	57.9	56.6	71.4	45.0	57.7
Junio	43.3	47.0	40.4	34.0	41.2
Julio	58.3	48.0	56.2	40.6	50.8

Agosto	74.3	94.0	84.8	55.8	77.2
Septiembre	109.7	89.7	98.0	87.9	96.3
Octubre	132.5	127.5	114.7	126.7	125.4
Noviembre	151.6	165.1	128.3	129.6	143.7
Diciembre	199.5	160.3	150.7	166.0	169.1
Total	1299.8	1264.4	1284.8	1067.4	1229.2

Tabla 6.7. ETR mensual estimada por el Modelo de Balver para ambos tipos de parámetros de suelo. Período 1995 – 1998.

Fecha	1995		1996		1997		1998	
	ETR "A" [mm]	ETR "B" [mm]	ETR "A" [mm]	ETR "B" [mm]	ETR "A" [mm]	ETR "B" [mm]	ETR "A" [mm]	ETR "B" [mm]
Enero	115.7	114.2	78.3	77.8	85.6	86.3	125.3	125.9
Febrero	71.4	67.7	110.7	111.1	37.1	34.4	88.1	87.6
Marzo	88.9	85.8	97.8	100.9	46.5	47.2	80.6	79.4
Abril	63.1	61.5	59.4	59.7	45.8	46.5	50.8	50.7
Mayo	43.7	42.0	46.7	45.8	24.2	21.9	40.3	39.7
Junio	24.7	21.8	29.6	27.7	14.2	15.1	29.5	29.2
Julio	17.6	12.1	15.9	12.0	22.3	22.8	29.8	28.9
Agosto	3.8	0.9	25.9	23.7	12.2	10.4	32.8	29.5
Septiembre	7.9	8.2	26.8	24.4	1.6	1.6	23.5	19.6
Octubre	76.0	73.3	67.0	67.5	70.5	75.1	49.8	47.5
Noviembre	89.6	90.5	71.4	67.8	103.2	104.5	84.8	82.2
Diciembre	67.9	63.2	84.3	86.9	120.5	118.9	122.2	119.1
Total	670.3	641.2	713.8	705.3	583.7	584.7	757.5	739.3

En la Tabla 6.7 se puede observar la misma situación representada por el Modelo de Jaworski por ejemplo para los meses de agosto y septiembre de 1995, ya explicado anteriormente.

Tabla 6.8. Error de estimación. Período 1995 – 1998.

Fecha	1995	1996	1997	1998
	[%]	[%]	[%]	[%]
Enero	1.3	0.6	-0.8	-0.5
Febrero	5.2	-0.4	7.3	0.6
Marzo	3.5	-3.2	-1.5	1.5
Abril	2.5	-0.5	-1.5	0.2
Mayo	3.9	1.9	9.5	1.5
Junio	11.7	6.4	-6.3	1.0
Julio	31.3	24.5	-2.2	3.0
Agosto	76.3	8.5	14.8	10.1
Septiembre	-3.8	9.0	0.0	16.6
Octubre	3.6	-0.7	-6.5	4.6
Noviembre	-1.0	5.0	-1.3	3.1
Diciembre	6.9	-3.1	1.3	2.5
Anual	4.3	1.2	-0.2	2.4

Los porcentajes de error de estimación en el Modelo de Balver son inferiores a los obtenidos con el Modelo de Jaworski a nivel mensual, pero a nivel anual para ambos, en ningún caso supera el 10%. El error que se comete al no utilizar parámetros de suelo observados en el campo, sino parámetros estimados, se lo puede considerar como aceptable, sobre todo en los meses que existe disponibilidad de agua en los reservorios.

6.4.2. Estimaciones de humedad de suelo

El Modelo Balver ofrece estimaciones de cantidad de agua útil en cada reservorio, a la que se le deberá sumar el valor correspondiente al punto de marchitez permanente de cada uno, para obtener humedad de suelo en [mm] de altura. Las Figuras 6.15 a 6.18 ofrecen los valores diarios de humedad de suelo para los reservorios superior e inferior según los tipos de parámetros de suelo "A" y "B" analizados.

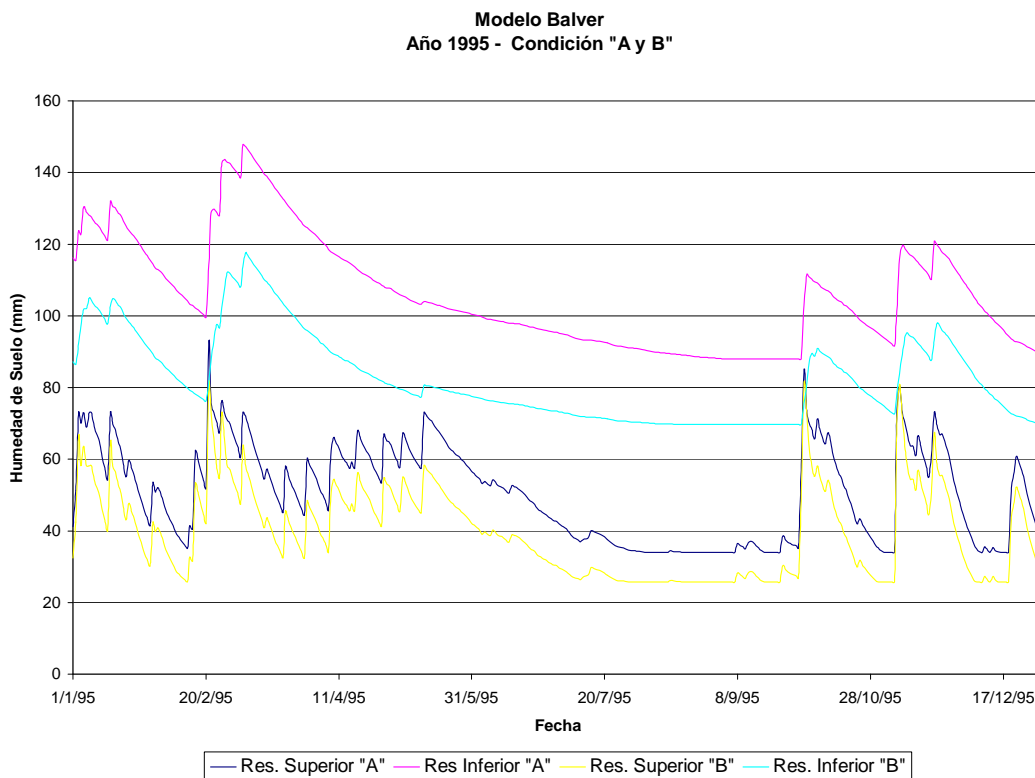


Figura 6.15. Humedad de suelo en los reservorios superior e inferior para ambos tipos de parámetros de suelo. Año 1995.

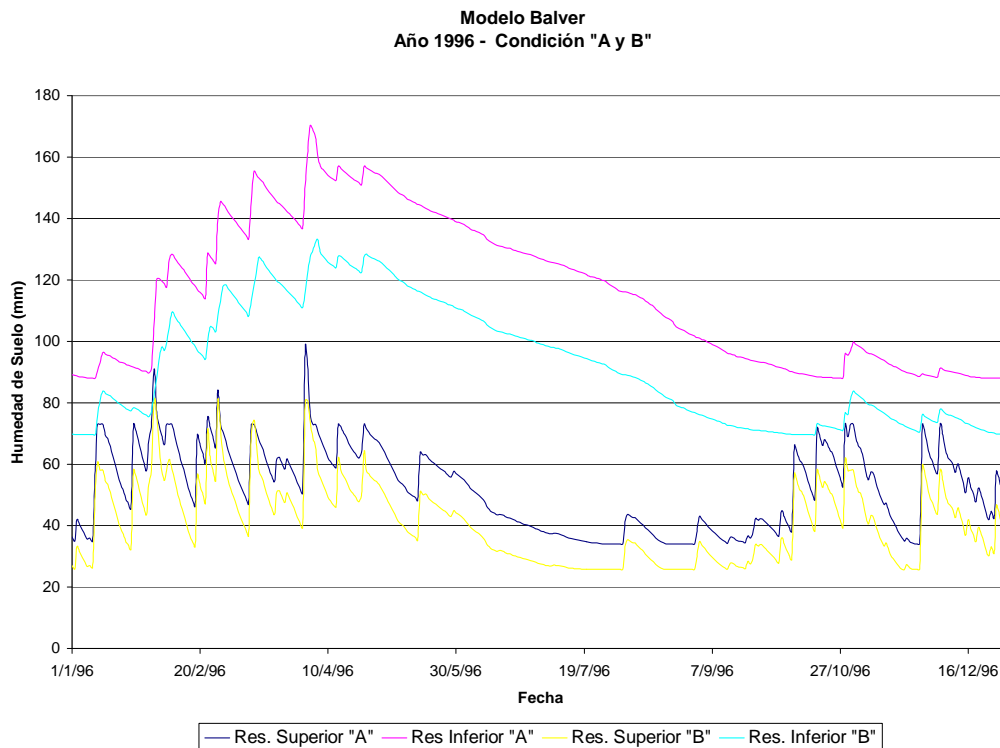


Figura 6.16. Humedad de suelo en los reservorios superior e inferior para ambos tipos de parámetros de suelo. Año 1996.

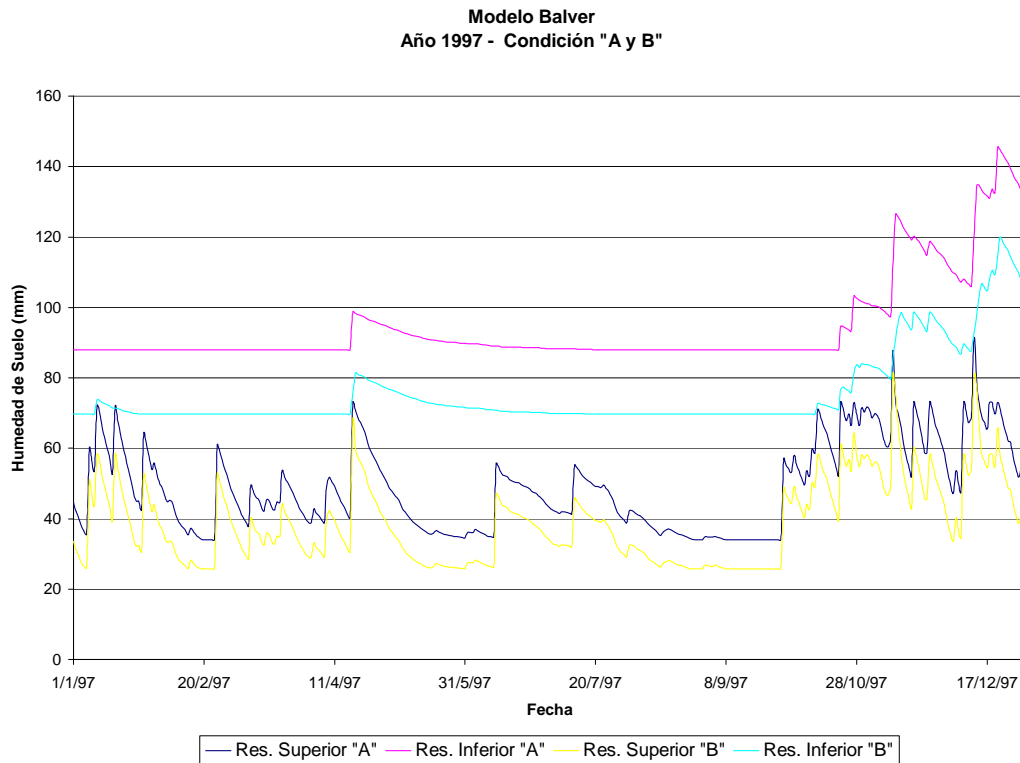


Figura 6.17. Humedad de suelo en los reservorios superior e inferior para ambos tipos de parámetros de suelo. Año 1997.

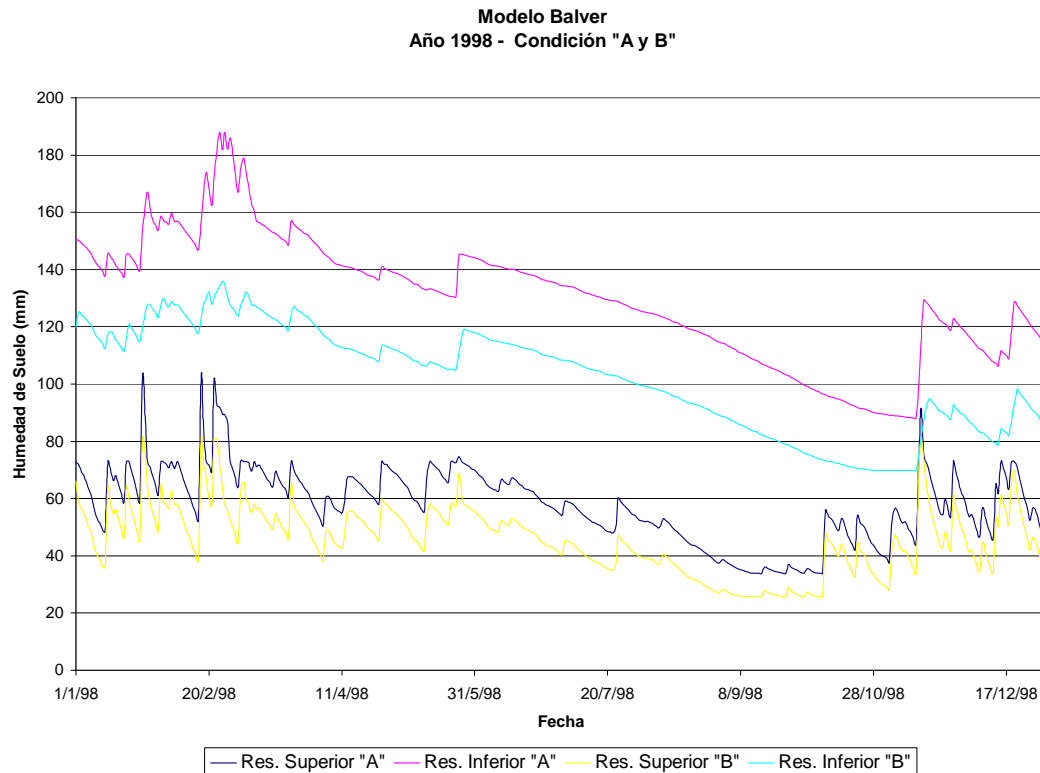


Figura 6.18. Humedad de suelo en los reservorios superior e inferior para ambos tipos de parámetros de suelo. Año 1998.

En este modelo se destaca que la cantidad de humedad de suelo no está acotada superiormente por el valor de capacidad de campo sino que considera un valor mayor definido por el nivel a saturación de cada reservorio.

Presenta un decaimiento exponencial negativo en los reservorio en función de la humedad de suelo del intervalo anterior. En este modelo, no es necesario que el reservorio superior se llene en su totalidad para que comience a incrementarse la humedad del inferior. Los procesos de llenado y vaciamiento en ambos reservorios son simultáneos y sus variaciones son similares, aunque generalmente resulta más lento el agotamiento en el reservorio inferior.

6.5. Comparación de la estimación de humedad de suelo según modelo

Contando con mediciones de humedad en el perfil del suelo realizadas en el predio de la EEA INTA Marcos Juárez, se las compararon con las estimaciones obtenidas en los dos modelos con ambos tipos de parámetros de suelo, para determinar cual juego de parámetros se correlacionaba mejor con las observaciones, y confirmar que el tipo “A” representa realmente la condición del complejo suelo. Se realizaron correlaciones entre la humedad de suelo observada y simulada por el modelo para ambos juegos de parámetros.

Las Tablas 6.9 y 6.10 presentan los valores suministrados por la estación en el período del 30/5/95 al 27/5/96 y los estimados mediante los Modelos de Jaworski y Balver para los tipos “A” y “B”, todos expresadas en [mm]. Los ajustes entre los valores observados y los simulados por ambos modelos son considerados como aceptables de acuerdo a los coeficientes de correlación presentados en dichas tablas.

Tabla 6.9. Humedad de suelo observada y simulada por el Modelo de Jaworski.

Fecha	Observado	JAWORSKI		Error [%]	
		“A”	“B”	“A”	“B”
30/05/95	163.4	178.2	156.0	-9.05	4.52
30/06/95	112.0	158.4	142.0	-41.44	-26.82
10/07/95	113.2	151.1	135.8	-33.46	-19.95
22/08/95	111.6	122.0	111.6	-9.32	0.00
21/09/95	117.0	122.0	95.5	-4.27	18.38
06/10/95	130.6	178.2	149.3	-36.43	-14.31
13/10/95	174.8	166.5	144.8	4.74	17.14
21/11/95	167.4	169.5	156.9	-1.24	6.28
05/12/95	180.5	125.5	116.7	30.49	35.33
19/04/96	217.1	223.2	179.0	-2.82	17.54
27/05/96	193.0	209.3	169.2	-8.46	12.34
Coefficiente de correlación		0.68	0.66		

Tabla 6.10. Humedad de suelo observada y simulada por el Modelo Balver.

Fecha	Observado	BALVER		Error [%]	
		“A”	“B”	“A”	“B”
30/05/95	163.4	158.3	120.9	3.11	26.00
30/06/95	112.0	138.9	104.3	-24.02	6.88
10/07/95	113.2	131.0	98.7	-15.72	12.81
22/08/95	111.6	122.7	95.5	-9.95	14.43
21/09/95	117.0	122.0	95.5	-4.27	18.38
06/10/95	130.6	178.5	147.6	-36.68	-13.02

13/10/95	174.8	170.8	139.2	2.28	20.36
21/11/95	167.4	184.8	151.4	-10.39	9.56
05/12/95	180.5	144.4	111.9	20.00	38.01
19/04/96	217.1	218.6	175.7	-0.69	19.07
27/05/96	193.0	196.6	155.5	-1.85	19.44
Coefficiente de correlación		0.83	0.80		

Comparando las estimaciones de ambos modelos con las observaciones de humedad del perfil del suelo proporcionadas por la Estación Experimental INTA Marcos Juárez, se verificó que el juego de parámetros que representaba al tipo “A” presentaban un ajuste levemente mejor.

No obstante los resultados logrados utilizando el juego de parámetros “B” se consideran aceptables, lo que resulta una conclusión valiosa, ya que es posible utilizar el programa “Prohidri” para estimación de parámetros de suelo en el caso de no contar con la información de campo.

Con respecto a los modelos utilizados el que ofrece mejor ajuste a las observaciones de humedad de suelo es el Modelo Balver con un *coeficiente de correlación* mayor e igual a 0.8.

Se realizaron gráficos para los dos reservorios, recordando que el reservorio superior está comprendido entre el nivel del suelo y los 20 cm de profundidad, y el reservorio inferior entre los 20 y los 60 cm de profundidad con espesores de 20 y 40 cm respectivamente. Para obtener la cantidad de agua útil se deberá descontar el valor de punto de marchitez permanente correspondiente al reservorio.

Las Figuras 6.19 y 6.20 presentan los cantidades diarias de humedad de suelo observadas y estimadas por los Modelos de Jaworski y Balver para ambos tipos de parámetros de suelo analizados, correspondientes a los reservorios superior e inferior en conjunto, además de las precipitaciones registradas en el período.

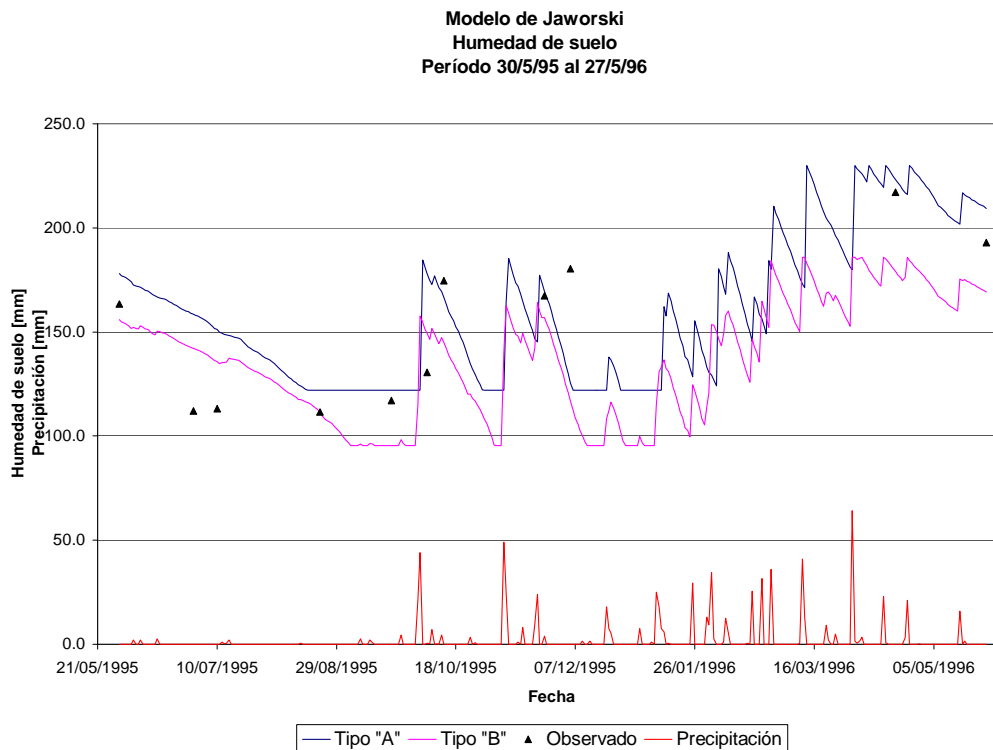


Figura 6.19. Humedad de suelo total observada y estimada por el Modelo de Jaworski. Período 30/5/95 al 27/5/96.

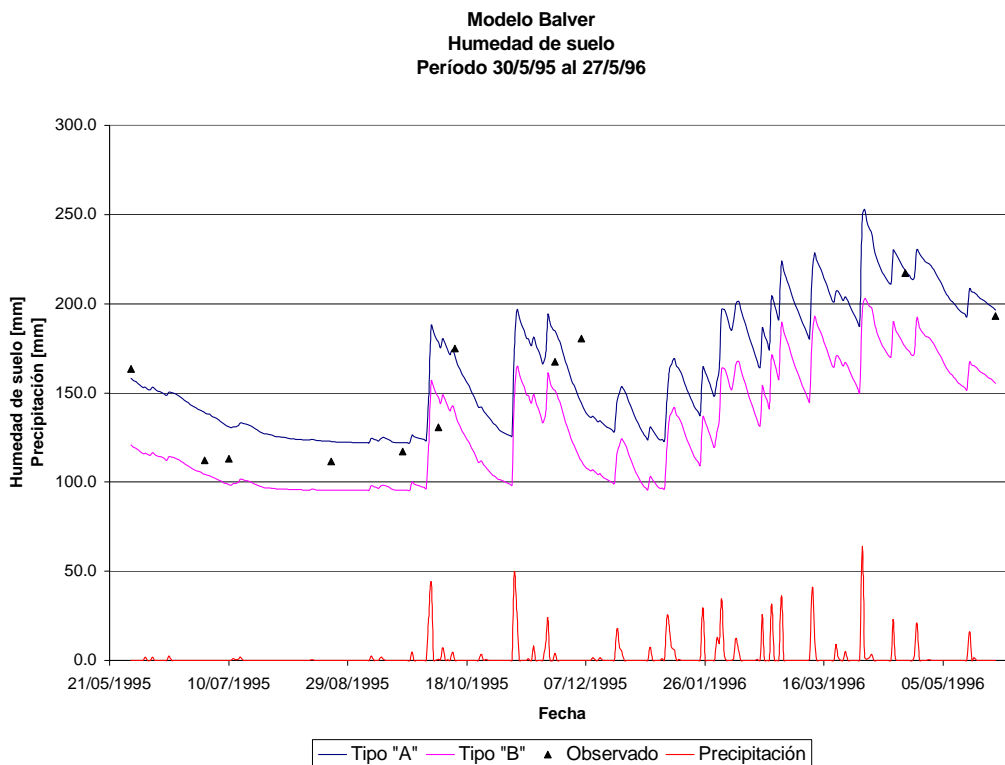


Figura 6.20. Humedad de suelo total observada y estimada por el Modelo Balver. Período 30/5/95 al 27/5/96.

Como se aprecia en las figuras anteriores, los valores estimados por ambos modelos reproducen aceptablemente las fluctuaciones de los valores observados in situ. Esto garantiza que los modelos captan el comportamiento de la humedad del suelo en ambos reservorios.

En concordancia con los coeficientes de correlación obtenidos se observa que la curva correspondiente al Modelo de Balver tipo “A” es la que mejor acompaña a los valores de humedad medidos en ambos reservorios.

Con respecto a cuál de los dos tipos analizados ofrecen mayor correlación de la humedad de suelo en comparación con los observados, se puede concluir que el tipo “A” es el que mejor ajusta a los mismos, lo que resulta lógico ya que corresponde al juego de parámetros conformado por los datos observados en campo. Por tal razón se adopta el tipo “A” como correcto, representando al complejo suelo para las restantes investigaciones y futuros análisis.

6.6. Comparación de los resultados

Se han presentado en forma separada los resultados obtenidos mediante la utilización de los Modelos de Jaworski y Balver con un breve análisis de comparación en relación a los juegos de parámetros de suelo empleados. Se realiza ahora, la comparación de los resultados obtenidos por los diferentes modelos y la funcionalidad de los mismos, usando en ambos el juego de parámetros de suelo tipo “A”.

El Modelo de Jaworski es más simplificado que el Modelo Balver, ya sea por la información de entrada requerida como por la sencillez de sus cálculos, no obstante el comportamiento y los resultados obtenidos por ambos modelos se pueden considerar muy similares. Jaworski no tiene en cuenta en forma directa, el porcentaje de cobertura del suelo, la profundidad de las raíces, la infiltración básica del suelo, el porcentaje de

humedad a saturación, los parámetros de conductividad hidráulica ni los de permeabilidad, factor de cultivo, etc., valores que sí son considerados en el Modelo Balver. La radiación neta en el Modelo de Jaworski se ingresa como dato, en cambio en el Modelo Balver se calcula a partir de información básica como el día juliano, ángulos de declinación, constantes astronómicas y las horas de insolación diarias, entre otras.

Otra diferencia sustancial entre estos modelos radica en la cantidad de precipitación que se considera disponible para infiltrar y el modo de realizar los balances en los reservorios que representan al suelo. En el Modelo de Jaworski el balance es más sencillo y no se consideran tantos detalles, en cambio en el Modelo Balver, el módulo que realiza el cálculo del balance tiene en cuenta mayor cantidad de variables y parámetros.

Los resultados obtenidos del Modelo de Jaworski corresponden a evapotranspiración potencial, real y valores de humedad en los reservorios, pero dicho modelo no estima escurrimientos o almacenamiento superficial, que sí lo proporciona el Modelo Balver.

A continuación se presenta la comparación de los resultados obtenidos mediante los modelos mencionados. Las Figuras 6.21 a 6.24 corresponden a estimaciones diarias de evapotranspiración potencial por ambos modelos y la Figura 6.25 muestra la correlación entre estos valores, ofreciendo un coeficiente de correlación de 0.97.

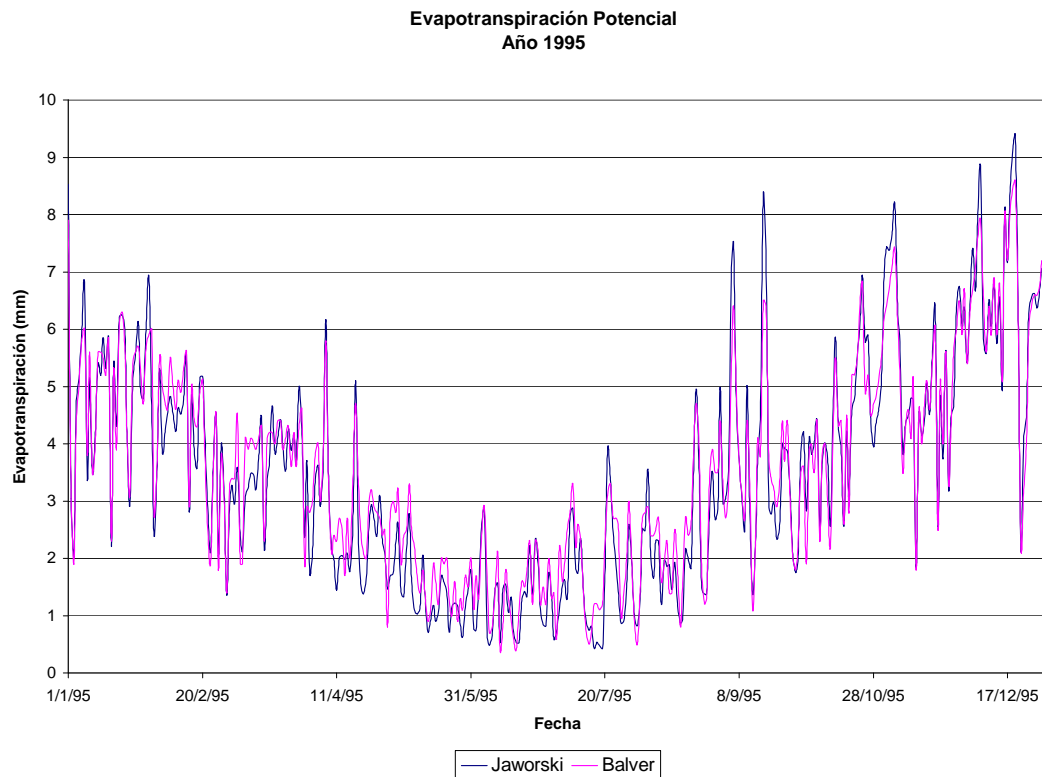


Figura 6.21. ETP estimada por ambos modelos. Año 1995.

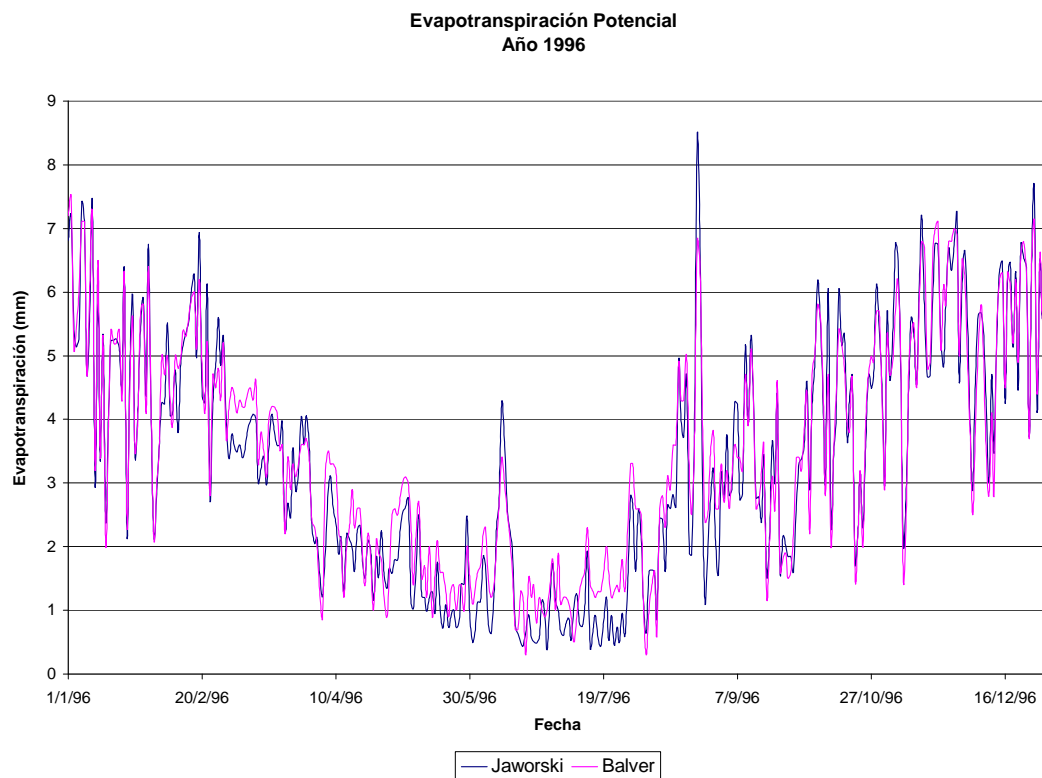


Figura 6.22. ETP estimada por ambos modelos. Año 1996.

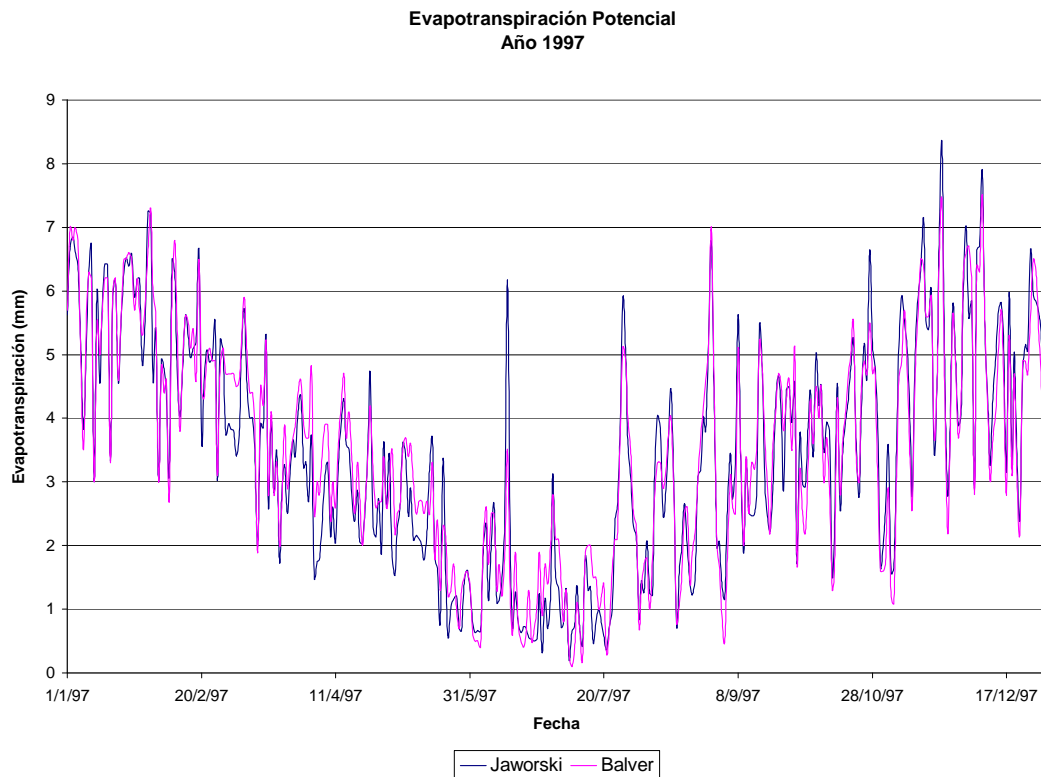


Figura 6.23. ETP estimada por ambos modelos. Año 1997.

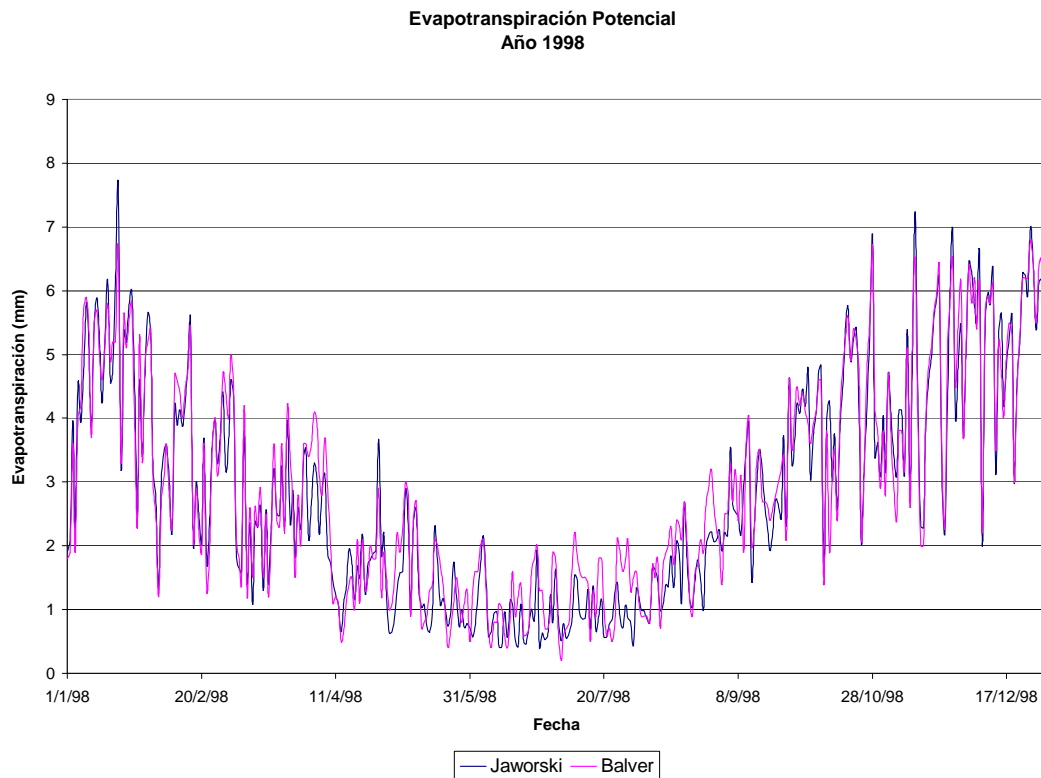


Figura 6.24. ETP estimada por ambos modelos. Año 1998.

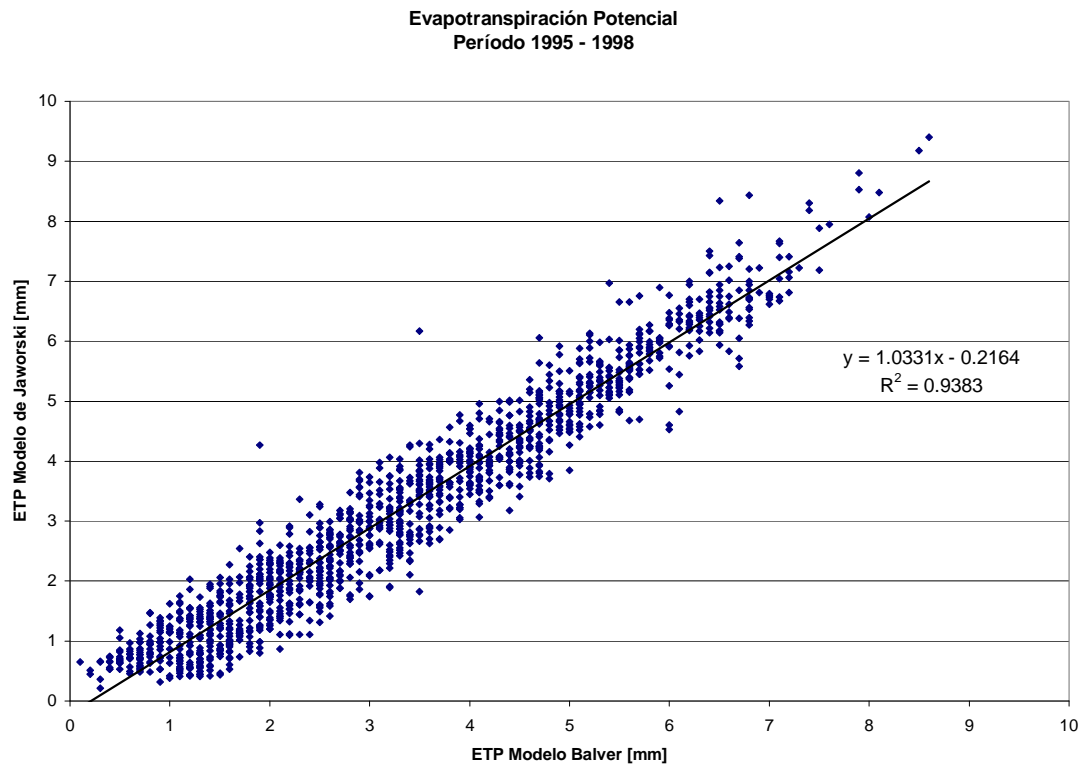


Figura 6.25. Comparación de ETP estimada por ambos modelos. Período 1995 - 1998.

La evapotranspiración potencial se obtuvo en ambos modelos a partir de la ecuación de Penman-Monteith.

La Figura 6.25 muestra que existe una alta correlación entre la evapotranspiración potencial obtenida en ambos modelos. Esto es de esperarse ya que la ecuación para su estimación es la misma, aunque la información de entrada requerida no lo es. Para el cálculo de la ecuación de Penman-Monteith se requiere información de radiación neta. En el Modelo Balver, se calcula automáticamente mediante datos meteorológicos diarios, junto con la latitud, longitud, altitud y los coeficientes de Angström correspondientes a la estación. En cambio para el Modelo de Jaworski es necesario un cálculo previo de la radiación neta para ser ingresada ya como dato al modelo, de este modo resulta más

tedioso el cálculo de la misma mediante el uso de tablas en función del lugar y la época del año, siendo a veces necesario interpolar los valores tabulados.

Las Figuras 6.26 a 6.29 corresponden a valores diarios de evapotranspiración real estimados por los Modelos de Jaworski y Balver. La correlación entre ellos con su correspondiente recta de ajuste se muestra en la Figura 6.30.

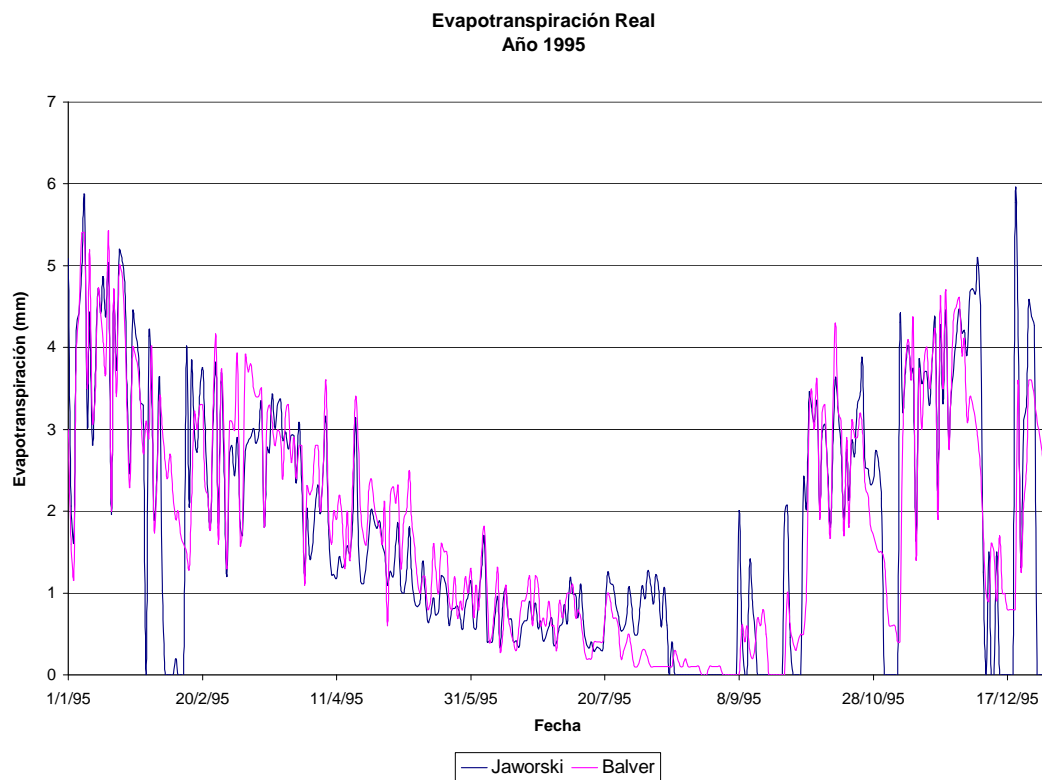


Figura 6.26. ETR estimada por ambos modelos. Año 1995.

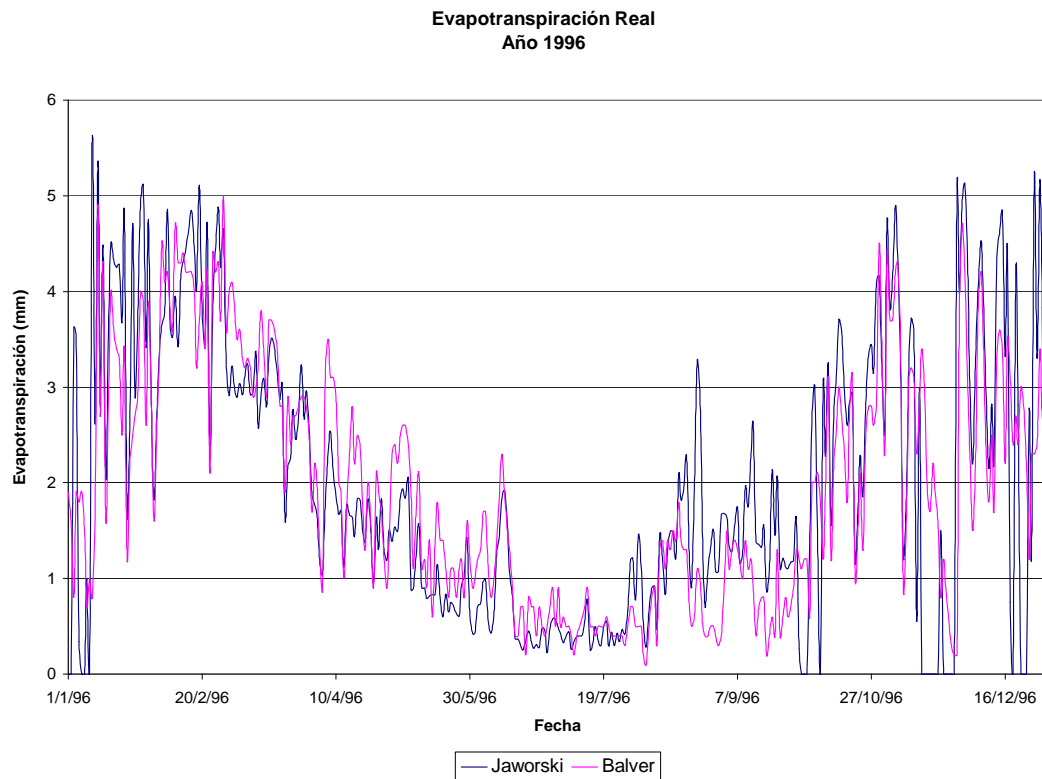


Figura 6.27. ETR estimada por ambos modelos. Año 1996.

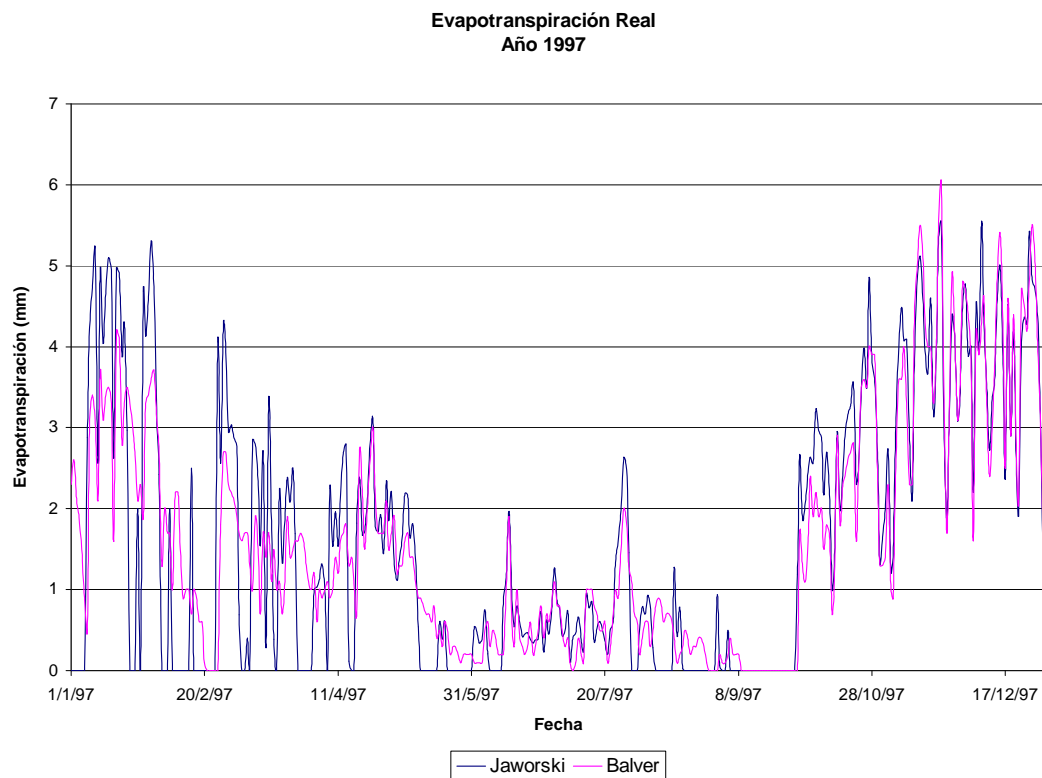


Figura 6.28. ETR estimada por ambos modelos. Año 1997.

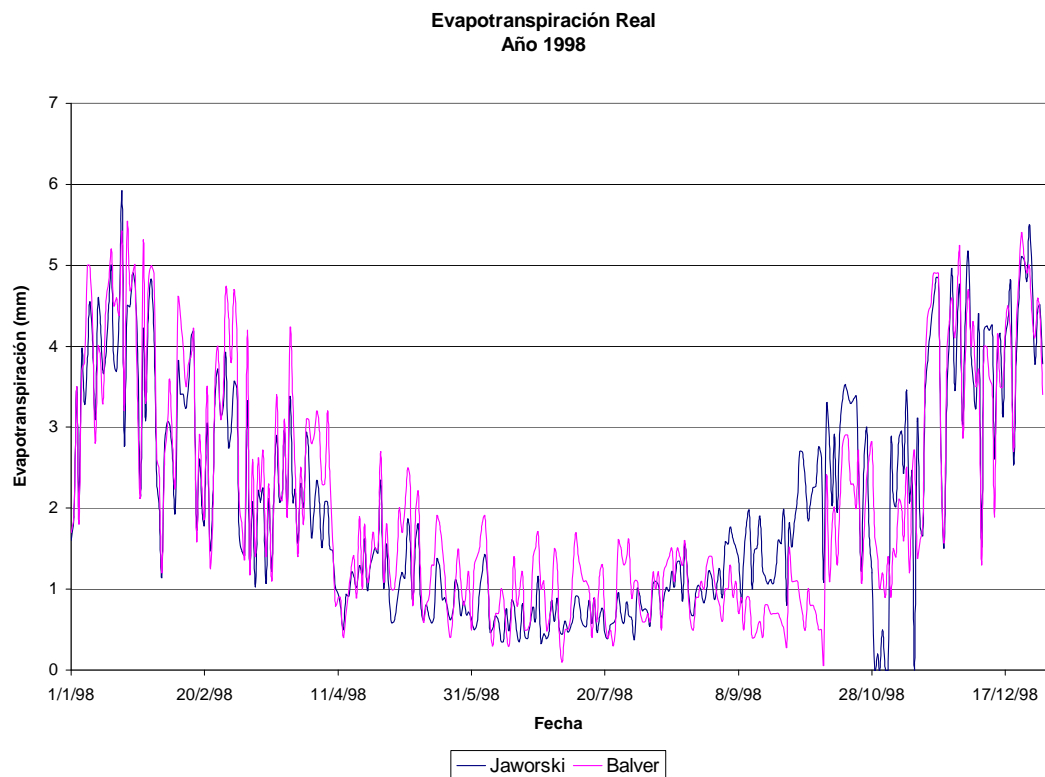


Figura 6.29. ETR estimada por ambos modelos. Año 1998.

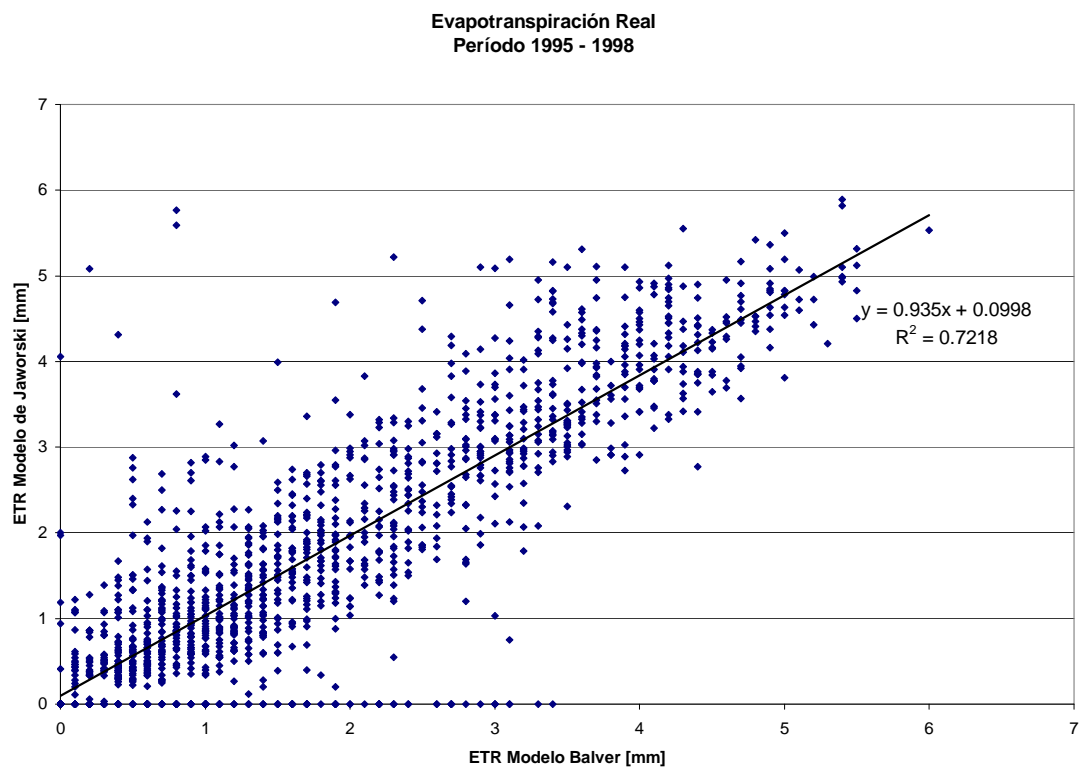


Figura 6.30. Comparación de ETR estimada por ambos modelos. Período 1995 - 1998.

En cuanto a los resultados de evapotranspiración real (Figuras 6.26 y 6.29), en líneas generales se puede considerar que ambos modelos muestran un comportamiento similar. La mayor dispersión entre las estimaciones de los mismos se presenta de acuerdo al coeficiente de correlación lineal para el año 1996. Para los años 1995, 1997 y finales de 1996, existe mayor cantidad de valores nulos condicionados por la disponibilidad del agua precipitada.

La correlación entre las estimaciones de evapotranspiración real obtenidas mediante los modelos analizados es aceptable con un coeficiente de correlación lineal de 0.85 para todo el período de estudio. Resultando correlaciones lineales de: 0.845 para el año 1995, 0.785 para el año 1996, 0.866 para el año 1997 y 0.897 para el año 1998.

En la Figura 6.30 se aprecia una predominancia de estimaciones nulas por parte del Modelo de Jaworski, debido a la falta de agua para el proceso de evapotranspiración, mientras que para el Modelo Balver sí existe, esto está relacionado con la forma de realizar el balance en cada modelo.

Las comparaciones entre ambos modelos de las cantidades mensuales de evapotranspiración potencial y real son representadas en las Figuras 6.31 y 6.32 respectivamente. La correlación de estas variables de acuerdo a los modelos utilizados se muestran en las Figuras 6.33 y 6.34.

En estas figuras se observa que los modelos utilizados presentan mayor similitud en las estimaciones de la evapotranspiración potencial mensual, no obstante los montos de la real también tienen un ajuste aceptable.

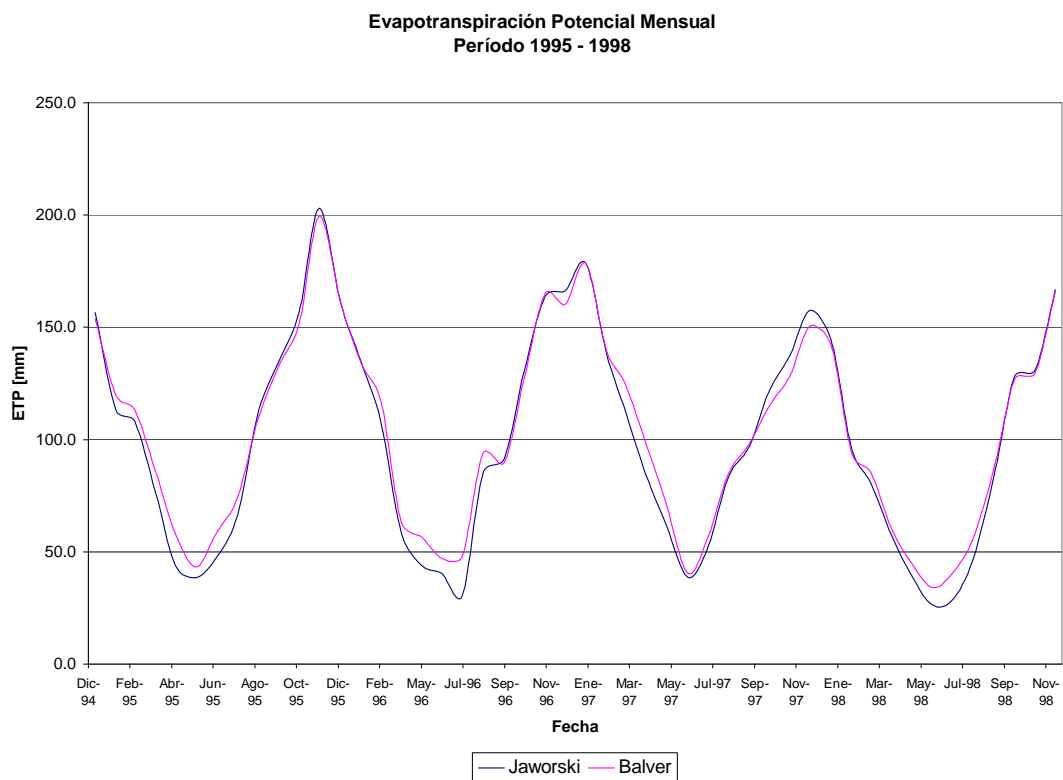


Figura 6.31. ETP mensual estimados por ambos modelos. Período 1995 – 1998.

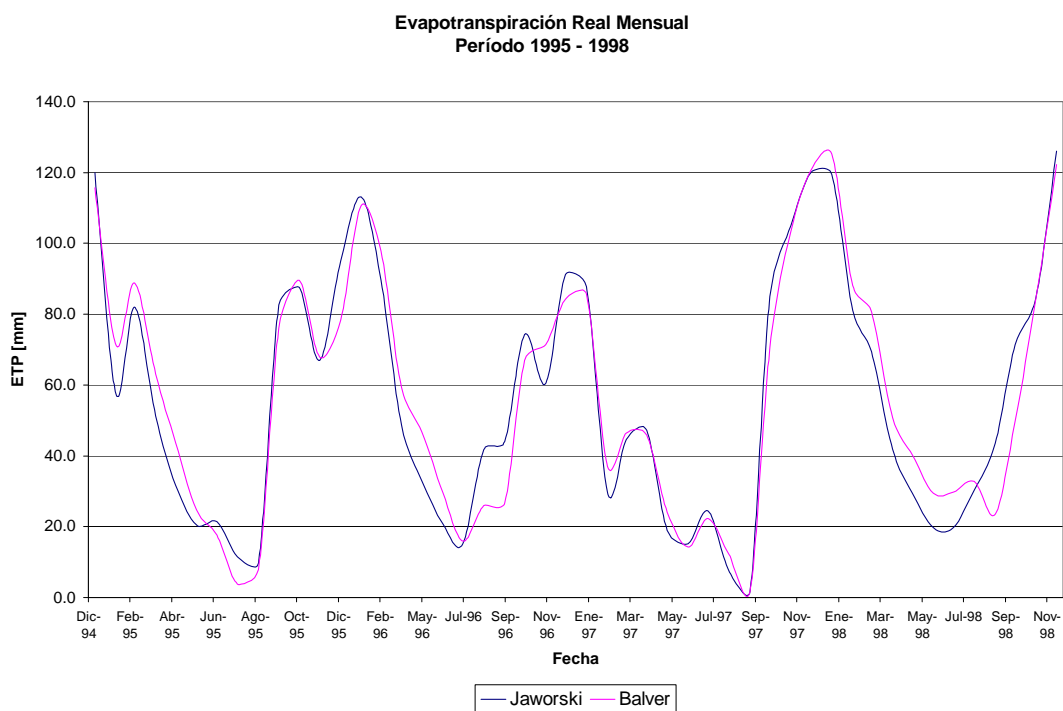


Figura 6.32. ETR mensual estimados por ambos modelos. Período 1995 – 1998.

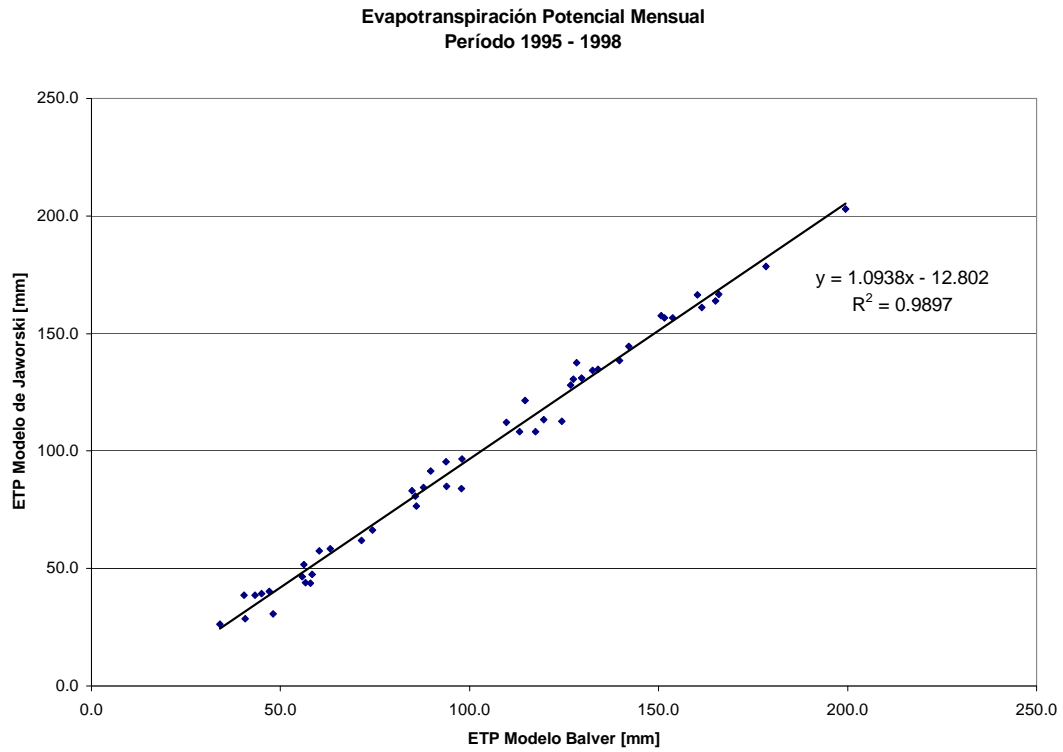


Figura 6.33. Comparación de ETP mensual estimados por ambos modelos.
Período 1995 – 1998.

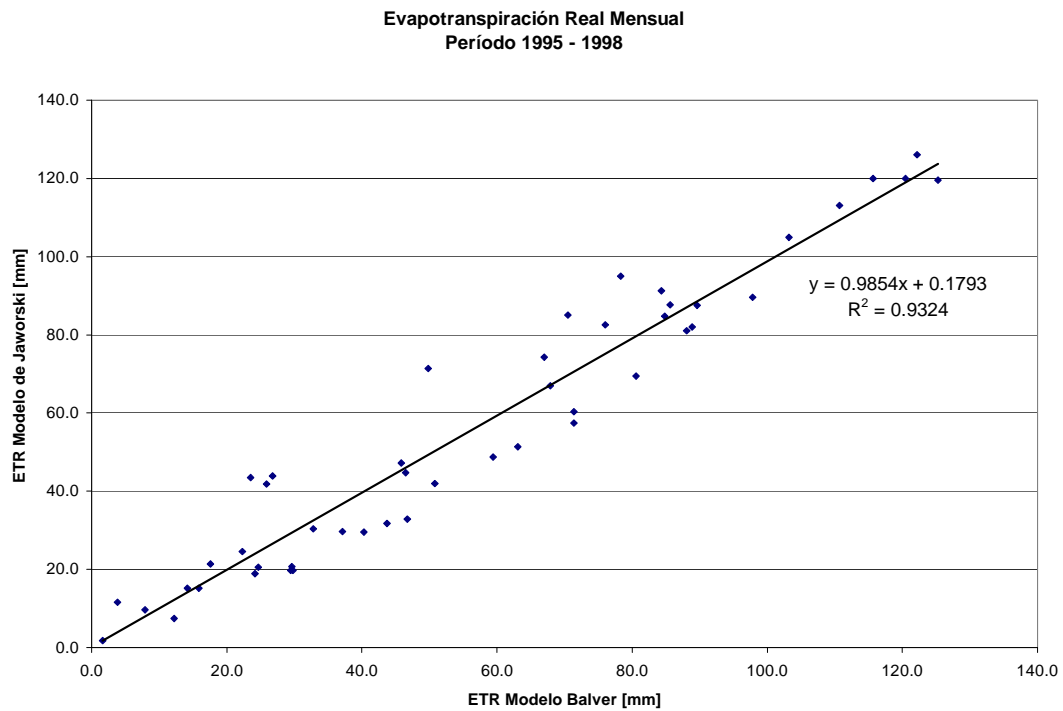


Figura 6.34. Comparación de ETR mensual estimados por ambos modelos.
Período 1995 – 1998.

El valor máximo de la evapotranspiración potencial mensual simulados por ambos modelos es del orden de los 200 mm para el mes de Diciembre de 1995, y para la real de 120 mm en Enero de 1995, 1998 y Diciembre de 1998. Se aprecia claramente los bajos valores de evapotranspiración real durante la mayor parte del año 1997.

Las Tablas 6.11 y 6.12 resumen las cantidades anuales de evapotranspiración potencial y real para los Modelos de Jaworski y Balver respectivamente. La Tabla 6.13 presenta los valores de evapotranspiración relativa que es el cociente entre la real y la potencial, resultando un indicador de la medida en que la demanda atmosférica es satisfecha.

Tabla 6.11. Valores anuales de ETP según los Modelos de Jaworski y Balver. Período 1995 – 1998.

Modelo	Jaworski	Balver
	ETP	ETP
Año	[mm]	[mm]
1995	1257.2	1299.8
1996	1214.3	1264.4
1997	1262.0	1284.8
1998	1029.3	1067.4
Promedio	1190.7	1229.1

Tabla 6.12. Valores anuales de ETR según los Modelos de Jaworski y Balver. Período 1995 –1998.

Modelo	Jaworski	Balver
	ETR	ETR
Año	[mm]	[mm]
1995	642.8	670.3
1996	726.9	713.8
1997	587.2	583.7
1998	737.2	757.5
Promedio	673.5	681.3

Tabla 6.13. Evapotranspiración relativa según los Modelos de Jaworski y Balver. Período 1995 –1998.

Evapotranspiración Relativa		
Modelo	Jaworski	Balver
Año		
1995	0.51	0.52
1996	0.60	0.56
1997	0.46	0.45
1998	0.72	0.71

De acuerdo a la Tabla 6.13, en el año 1998 se pudo satisfacer mejor la demanda evaporativa. En cambio en el año 1997 a pesar de tener una gran demanda evaporativa, la misma se pudo satisfacer en menos del 50% debido a la escasez de lluvia registrada en los primeros meses de ese año. De acuerdo a la escala de valoración de la evapotranspiración relativa presentado en el Capítulo 2, se puede decir que el año 1998 tuvo un leve déficit hídrico mientras que para los años restantes el déficit hídrico fue moderado.

Con respecto a la comparación de las estimaciones con cada modelo, de la humedad de suelo en los reservorios, las mismas se presentan en las Figuras 6.35 a 6.42, las cuatro primeras corresponden al reservorio superior y las cuatro últimas al inferior durante los años 1995 – 1998.

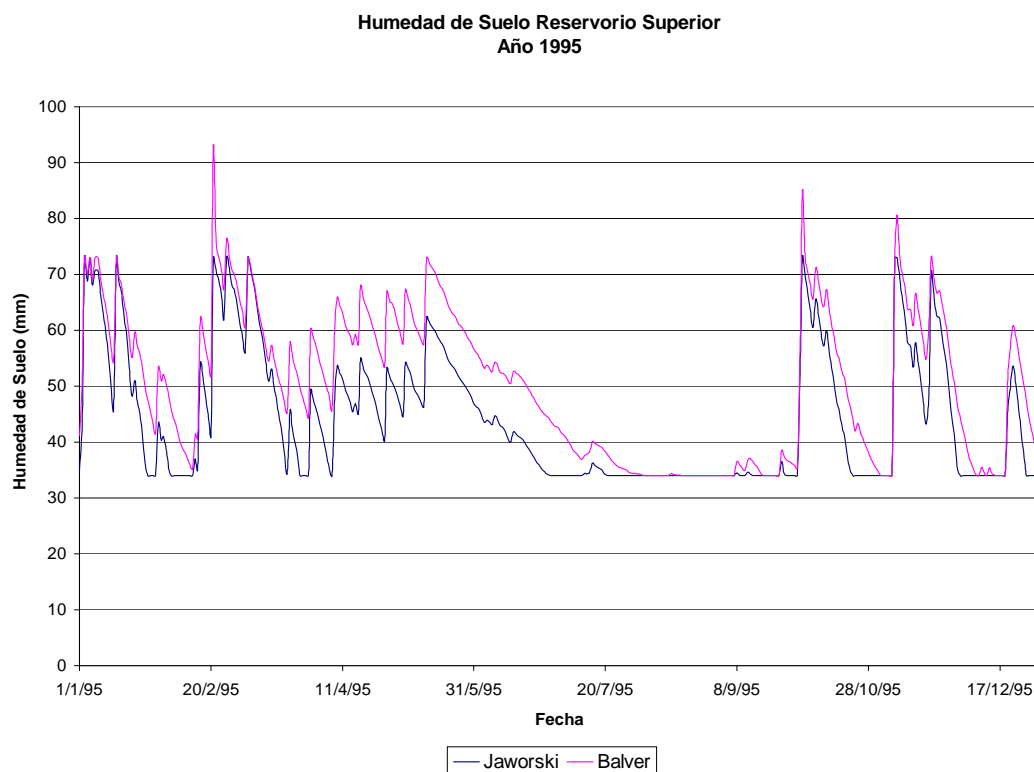


Figura 6.35. Humedad de suelo en el reservorio superior estimada por ambos modelos. Año 1995.

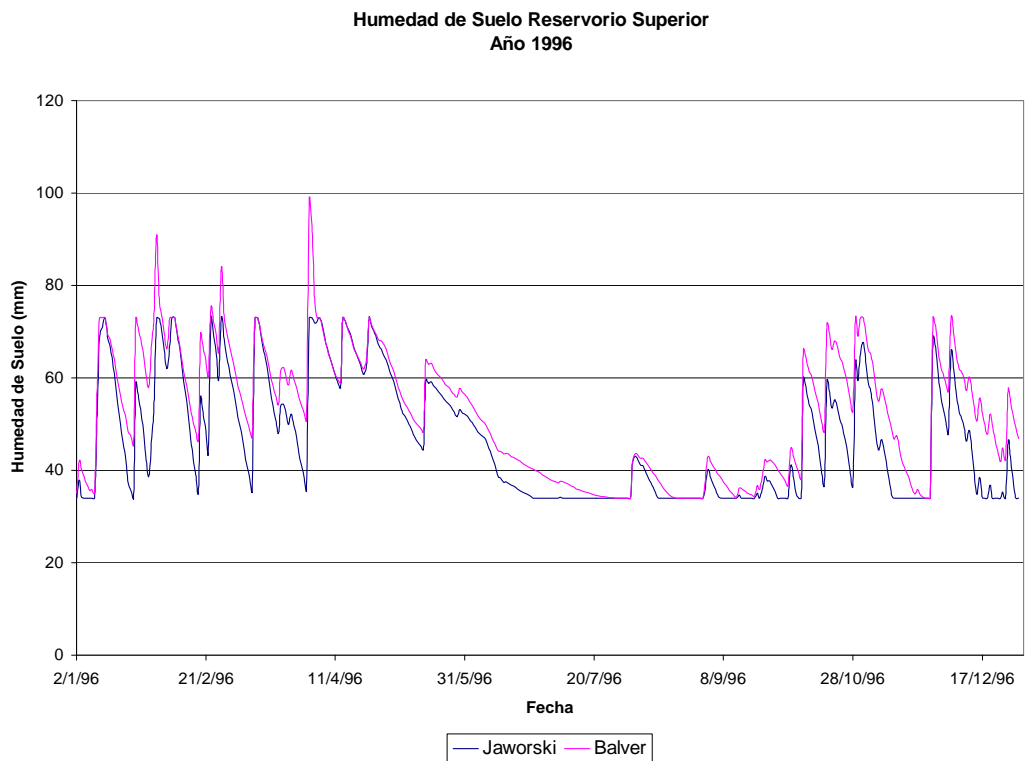


Figura 6.36. Humedad de suelo en el reservorio superior estimada por ambos modelos. Año 1996.

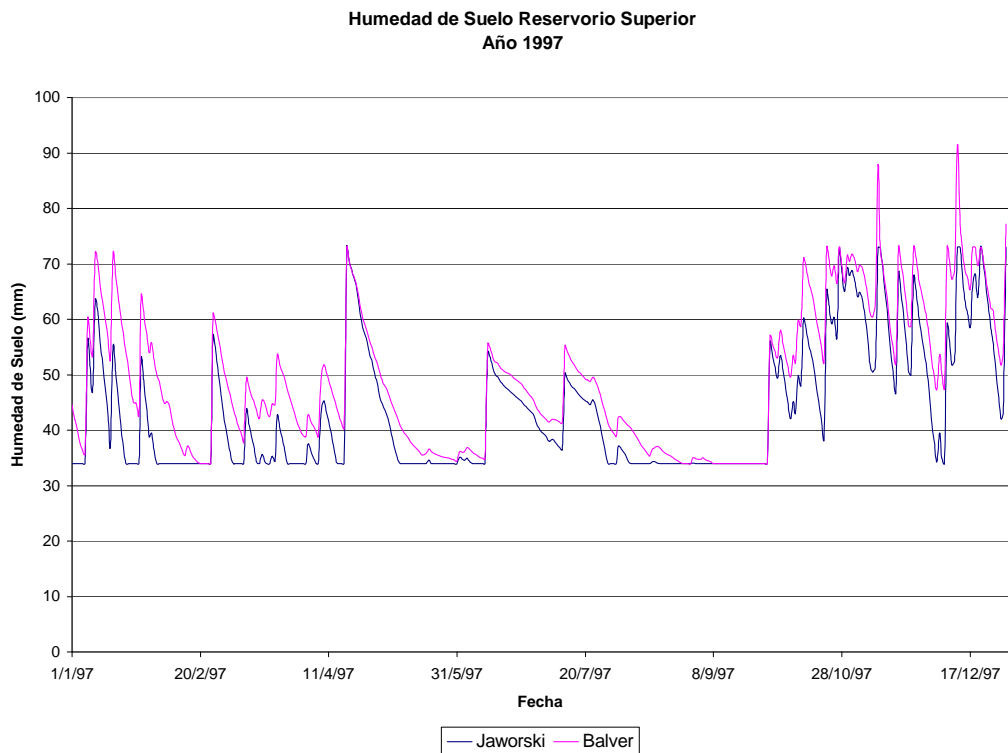


Figura 6.37. Humedad de suelo en el reservorio superior estimada por ambos modelos. Año 1997.

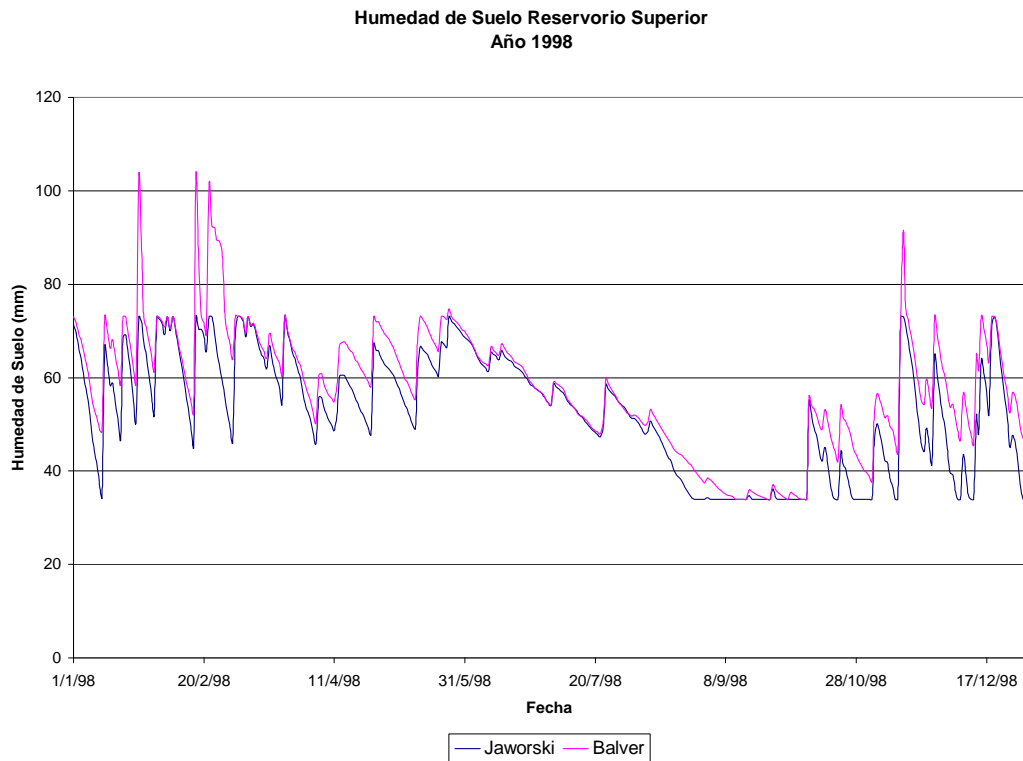


Figura 6.38. Humedad de suelo en el reservorio superior estimada por ambos modelos. Año 1998.

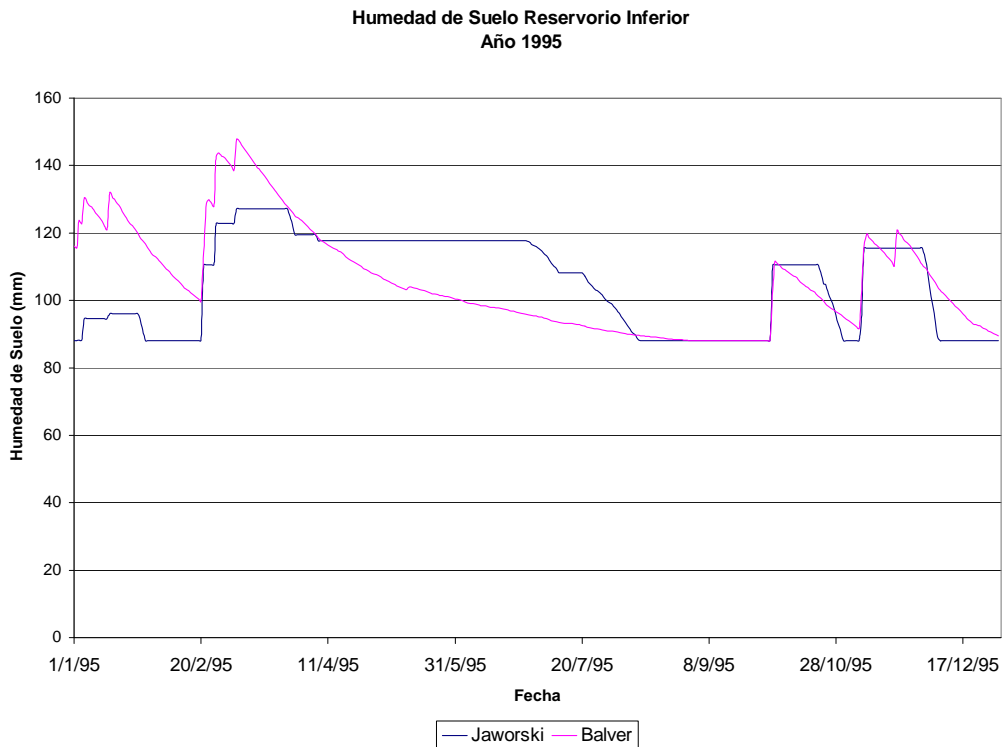


Figura 6.39. Humedad de suelo en el reservorio inferior estimada por ambos modelos. Año 1995.

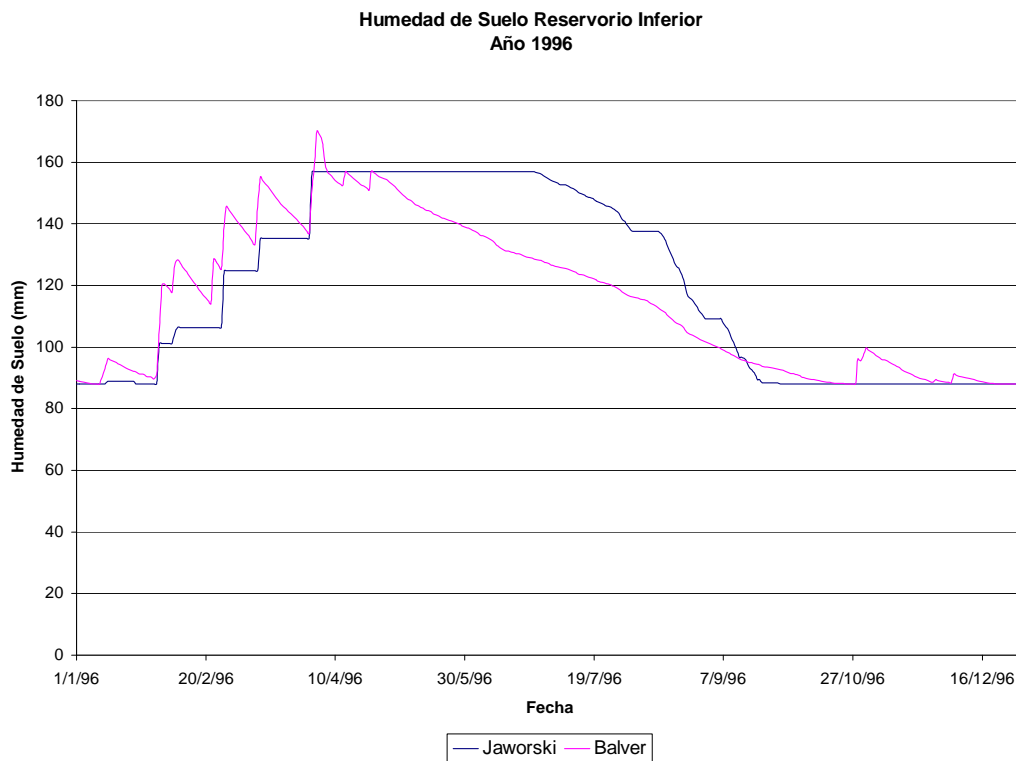


Figura 6.40. Humedad de suelo en el reservorio inferior estimada por ambos modelos. Año 1996.

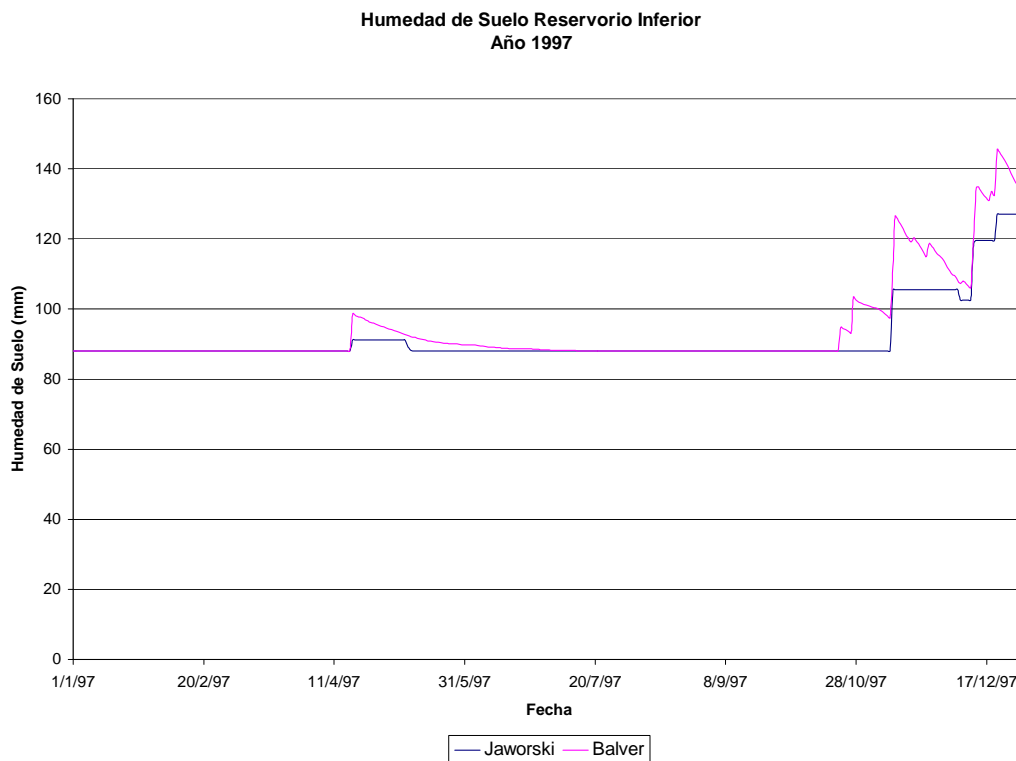


Figura 6.41. Humedad de suelo en el reservorio inferior estimada por ambos modelos. Año 1997.

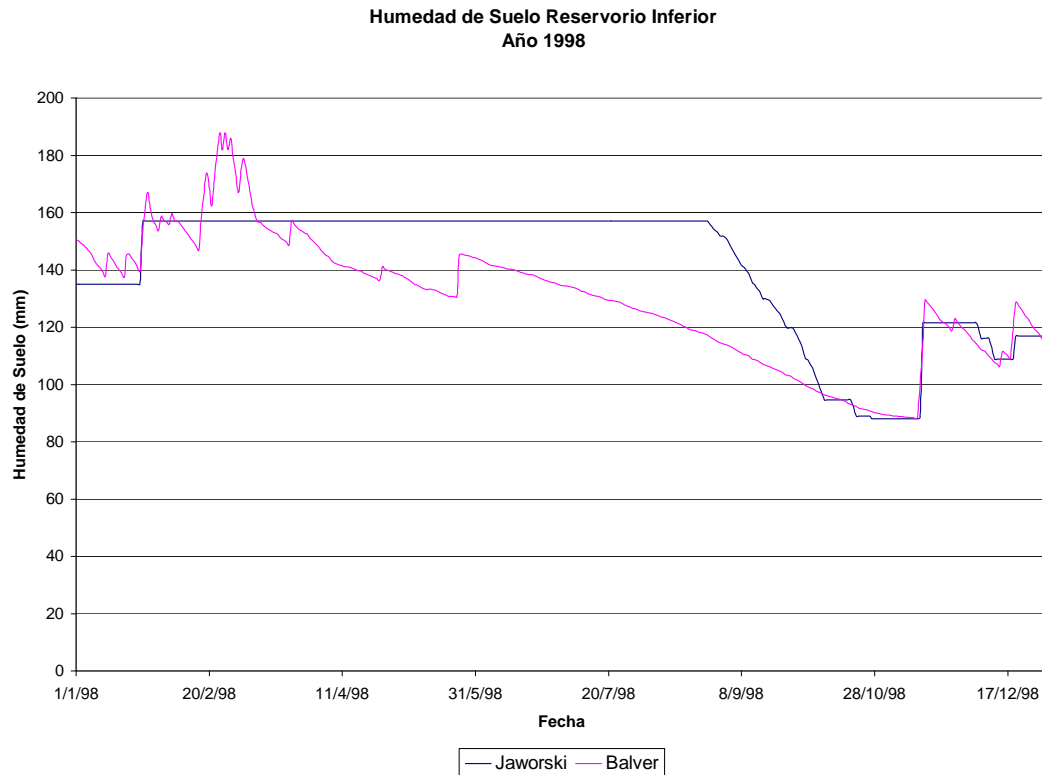


Figura 6.42. Humedad de suelo en el reservorio inferior estimada por ambos modelos. Año 1998.

En estas figuras se refleja el comportamiento del agua dentro de los reservorios, ilustrando la simulación de los balances mediante los modelos. Las mismas permiten identificar períodos de escasa y suficiente disponibilidad de agua, que resulta ser el principal factor para satisfacer la demanda evaporativa. Se aprecia la correspondencia entre las cantidades de evapotranspiración real simulada y las situaciones de humedad en cada reservorio, coincidiendo por ejemplo los períodos de escasa evapotranspiración y déficit hídrico.

Si se comparan ambos reservorios, el superior, presenta mayores fluctuaciones que el inferior debido a que el primero responde más directamente a los ingresos y egresos de agua. Se puede considerar al reservorio inferior como un indicador de la reserva de agua

que hay en el suelo, disponible para ser extraída y utilizada en el proceso de evapotranspiración.

Para los dos modelos, ambos reservorios están acotados inferiormente por el punto de marchitez permanente, mientras que en el límite superior únicamente el Modelo de Jaworski coincide con la capacidad de campo, ya que en el Modelo Balver, el contenido de humedad máximo alcanza el nivel de saturación.

Observando las figuras de los reservorios superior e inferior de un mismo año, se puede interpretar el comportamiento de los modelos con respecto a los balances del agua en el suelo. Por ejemplo, para el año 1997, Figuras 6.37 y 6.41, en los primeros meses del año, lo poco que precipita no alcanza para llenar al reservorio superior hasta la capacidad de campo, por lo tanto no recarga el reservorio inferior manteniéndose vacío, es decir, en el punto de marchitez permanente, en casi la totalidad de los meses, recuperándose recién cuando llueve, en el último trimestre del año. Si se observa la condición de humedad del reservorio inferior al final del año 1996, se puede afirmar que no existían reservas de agua, situación que también influyó para que 1997 fuera el año con menor cantidad de evapotranspiración real, a pesar de la gran demanda evaporativa requerida.

De acuerdo a la Tabla 6.13, el año de mayor evapotranspiración real fue 1998, y si se observan las Figuras 6.38 y 6.42 correspondientes a ese año, durante varios meses la humedad del reservorio inferior se mantuvo a capacidad de campo, estando el superior también con un alto contenido de humedad, pudiendo satisfacer la demanda evaporativa solicitada.

La situación intermedia de disponibilidad de agua en los reservorios ocurre para los años 1995 y 1996.

En cuanto a la comparación entre los modelos utilizados, para un mismo estímulo, el Modelo Balver incrementa más la humedad del suelo en el reservorio superior y se

retrasa más en llegar al punto de marchitez permanente. Con respecto al reservorio inferior, también la humedad estimada por el Modelo Balver se encuentra por encima, excepto en los casos que existió vaciamiento del mismo, debido a que va disminuyendo su humedad diariamente aunque el superior no se haya vaciado en su totalidad.

Se percibe que el decaimiento de la humedad en el reservorio inferior estimada por el Modelo de Jaworski no es gradual en el tiempo sino que se mantiene constante, hasta que el reservorio superior se encuentre totalmente vacío, y a partir de allí decrece la humedad en forma más abrupta, en cambio en el Modelo Balver, sigue una curva de decaimiento exponencial negativo.

Capítulo 7

Resultados de Balances Hídricos en Parcela

7.1. Introducción

Al aplicar en el capítulo anterior, los modelos de Jaworski y Balver utilizando la información meteorológica y para cultivo de referencia, se obtuvieron conocimientos con respecto al funcionamiento de los mismos y un análisis comparativo entre ellos.

En este capítulo se utilizan los modelos empleando la información referida a las parcelas y de acuerdo a los cultivos que presentan, en este caso se usó parcela descubierta. Con los resultados de los modelos se realizan los balances para cada mes a los efectos de contrastar las estimaciones con la información medida in situ.

Al realizar los balances hídricos, resulta evidente que Jaworski presenta la limitación de no considerar disponibilidad de agua para escurrimiento superficial, por lo tanto, tal como fuera planteado en el Capítulo 3, se propone la introducción de un módulo de cálculo que, previo a la infiltración de la lluvia produzca el descuento del agua disponible para escurrimiento superficial utilizando el método de la Curva Número (CN).

La aplicación del método de CN, admite una serie de variantes en las cuales es necesario asumir procedimientos de cálculo relacionados con el tipo y uso del suelo, humedad antecedente, variación del parámetro a lo largo del tiempo y otros.

En general y para las aplicaciones prácticas, difícilmente se disponga de información suficiente de escurrimiento medido para poder ajustar los parámetros del modelo, por lo cual resulta de interés establecer procedimientos que permitan una mejor aproximación de los mismos.

Con esa finalidad se utilizaron los datos experimentales de las parcelas de ensayo que se explicitaron en el Capítulo 5.

7.2. Adecuación de los modelos a la parcela

Para analizar el escurrimiento en las parcelas es necesario considerar las precipitaciones que originen una salida de caudal, para ello se han considerado a las lluvias medidas en la parcela unidas por tormentas. Es decir no las lluvias diarias como se registra en la estación meteorológica sino la precipitación total del evento, pudiendo suceder que varias lluvias de montos pequeños se consideren agregadas y sean descartadas aquéllas precipitaciones de poca magnitud que no generen escurrimiento.

De este modo existirán menos lecturas en las parcelas y hasta puede resultar que los montos totales en un período determinado sean inferiores que los registrados por la estación meteorológica.

Sin embargo, la precipitación observada en la estación meteorológica está directamente relacionada con la precipitación de la parcela, como se muestra en la Figura 7.1 resultando un *coeficiente de determinación* (R^2) de 0.9232, por lo tanto es aceptable utilizar una u otra serie de información.

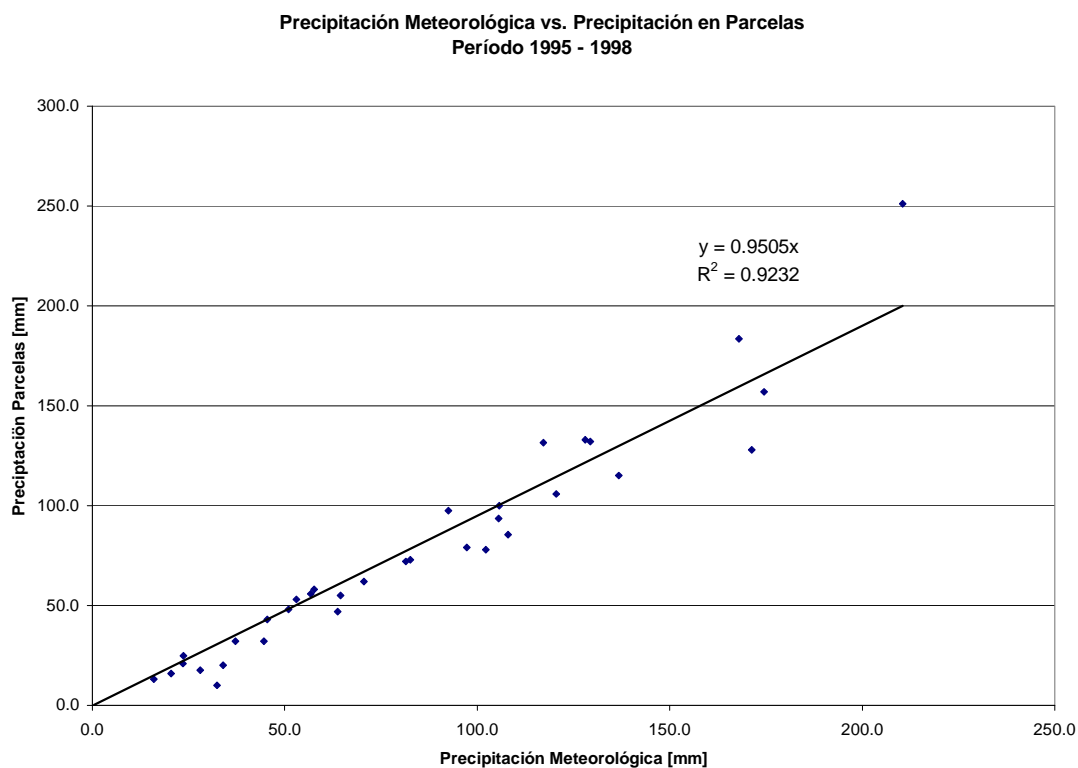


Figura 7.1. Correlación entre los valores de precipitación meteorológica y en parcela. Período 1995 – 1998.

Para ser coincidentes con los datos de campo se utilizan los valores de precipitación observados en parcelas a fin de estimar la evapotranspiración y realizar los balances correspondientes.

Los meses en que no existían registros en la parcela, se completaron con las precipitaciones observadas en la estación meteorológica, a los efectos de considerar la lluvia ocurrida que efectivamente ocasionará una recarga de agua al sistema.

En el presente trabajo solamente se modeló la parcela descubierta debido a que era más sencillo implementar el modelo para esa situación sin necesidad de utilizar coeficientes de cultivos y considerar etapas de desarrollo variables en el tiempo. El análisis realizado para la parcela descubierta se puede hacer extensivo a las otras parcelas de ensayo, por supuesto ajustando las condiciones para cada uno de los cultivos.

Para obtener la evapotranspiración simulada correspondiente a parcela descubierta, es necesario adecuar los parámetros de los modelos a la situación a representar, de acuerdo con las explicaciones e indicaciones señaladas en los capítulos anteriores.

Entre los parámetros y variables que cambian y serán necesarios redefinir se pueden citar a: coeficiente de albedo, factores de resistencia, tanto la aerodinámica como la de superficie, rugosidad de la superficie, porcentaje de cobertura, profundidad de las raíces, altura del cultivo, porcentaje de infiltración, entre otros.

Una vez modificados los archivos de datos, y revisadas las condiciones de los modelos se realizan las simulaciones para establecer el balance hídrico en correspondencia con la situación que presentaba la parcela.

7.2.1. Resultados del Modelo de Jaworski aplicado a la parcela

Los valores de evapotranspiración potencial y real mensuales obtenidos mediante el Modelo de Jaworski y utilizando la precipitación y las características de la parcela descubierta se presentan en la Tabla 7.1.

Tabla 7.1. ETP y ETR estimados por el Modelo de Jaworski. Período 1995 – 1998.

Fecha	1995		1996		1997		1998	
	ETP [mm]	ETR [mm]	ETP [mm]	ETR [mm]	ETP [mm]	ETR [mm]	ETP [mm]	ETR [mm]
Enero	156.0	116.2	160.3	74.4	177.8	92.7	143.9	118.2
Febrero	112.8	56.2	134.1	109.5	137.5	20.1	95.0	78.3
Marzo	107.5	81.5	107.7	87.5	111.9	26.8	80.5	66.8
Abril	75.8	52.8	58.0	48.2	83.1	40.5	57.0	36.9
Mayo	43.3	29.9	43.5	32.7	61.1	16.1	39.0	29.5
Junio	37.9	19.0	39.6	19.9	38.0	13.0	26.0	19.5
Julio	46.7	21.3	30.1	15.0	50.8	25.0	28.2	19.6
Agosto	65.4	26.1	83.7	41.7	82.0	7.5	46.2	30.4
Septiembre	110.9	9.7	90.4	42.1	95.5	1.6	83.6	43.6
Octubre	133.3	73.0	129.7	63.0	120.6	80.9	127.3	58.9
Noviembre	155.8	80.5	162.8	54.2	136.6	93.8	130.3	72.6
Diciembre	201.8	45.5	165.5	76.9	156.7	103.5	165.9	120.4
Total	1247.2	611.6	1205.4	664.9	1251.5	521.3	1022.9	694.7

La parcela descubierta es correspondiente al denominado barbecho limpio, cuya finalidad es la de almacenar agua en el suelo. Mediante esta técnica de barbecho se puede contar con una reserva de agua en el suelo disponible para ser utilizada por un próximo cultivo para su crecimiento y desarrollo. De este modo se tendrá mayor cantidad de agua en los considerados reservorios del suelo, pero menor evapotranspiración real, debido a que la cobertura de la parcela es una cobertura muerta, es decir, no tiene capacidad de transpirar.

En consecuencia será menor la evapotranspiración real estimada, ya que está en relación directa con la característica de la cobertura de la parcela, aunque la disponibilidad de agua en el suelo sea mayor.

Con respecto a la evapotranspiración potencial, es menor para barbecho que para cultivo de referencia, debido a que es mayor la resistencia aerodinámica en el primer caso.

La Tabla 7.1 se puede comparar con las Tablas 6.2 y 6.3. correspondiente a las estimaciones de evapotranspiración potencial y real obtenidas con la información registrada en la estación meteorológica y para cultivo de referencia.

7.2.2. Resultados del Modelo Balver aplicado a la parcela

Los resultados del Modelo Balver utilizando la precipitación observada en parcela descubierta y considerando las características que la representan, se exponen en la Tabla 7.2. Esta tabla se puede comparar con sus equivalentes del capítulo anterior (Tablas 6.6 y 6.7) y comprobar que las cantidades de evapotranspiración real obtenidas para la parcela descubierta son menores que las generadas para cultivo de referencia.

Tabla 7.2. ETP y ETR estimados por el Modelo Balver. Período 1995 – 1998.

Fecha	1995		1996		1997		1998	
	ETP [mm]	ETR [mm]	ETP [mm]	ETR [mm]	ETP [mm]	ETR [mm]	ETP [mm]	ETR [mm]
Enero	156.6	96.8	162.1	63.3	180.5	90.4	147.8	110.0
Febrero	122.1	50.7	137.0	92.1	135.9	20.0	98.2	77.3
Marzo	112.3	68.4	121.1	78.5	121.5	28.3	87.4	65.5
Abril	78.2	50.2	60.1	52.0	88.6	37.8	55.8	24.5
Mayo	51.4	29.4	52.1	36.0	59.5	14.7	41.7	32.7
Junio	34.9	12.4	38.1	11.7	32.4	11.9	28.9	23.2
Julio	45.4	5.5	41.1	0.7	44.2	20.9	35.4	21.7
Agosto	62.5	0.3	77.3	10.2	68.6	9.0	51.8	18.2
Septiembre	92.2	8.5	77.0	18.8	85.2	1.6	80.3	6.5
Octubre	121.8	51.3	120.7	57.4	108.7	71.1	122.5	30.0
Noviembre	147.5	72.7	158.8	50.1	123.5	88.7	128.8	61.2
Diciembre	192.0	24.2	158.6	66.2	148.9	87.2	168.0	89.0
Total	1216.9	470.4	1204.0	537.0	1197.5	481.6	1046.6	559.8

Se puede destacar que el comportamiento de ambos modelos responde al esperado para una parcela descubierta o comúnmente denominada de barbecho limpio, ya que la evapotranspiración real disminuye con respecto a la estimada para cultivo de referencia.

Además también para los dos modelos el valor de la evapotranspiración potencial disminuye, situación que se presenta debido a que se considera ahora una superficie diferente. La altura de la cobertura para barbecho es menor que para cultivo de referencia, ocasionando una mayor resistencia aerodinámica y de acuerdo a la ecuación de Penman-Monteith una menor evapotranspiración potencial que para cultivo de referencia.

7.3. Cálculo de balances en la parcela

7.3.1. Modelo de Jaworski

Partiendo de la expresión general de balance, ecuación (3.75), y para el caso particular de una parcela, ecuación (3.76), si se reacomodan los términos se llega a la ecuación (7.1) mediante la cual se puede determinar el *déficit de escurrimiento* que estará dado por la diferencia entre la precipitación y el escurrimiento, dicho déficit es un indicador de la cantidad de agua que hay disponible para infiltrar y para evapotranspirar. A

su vez el agua infiltrada puede distribuirse entre percolación y almacenamiento como humedad de suelo. En el Modelo de Jaworki, al no considerar agua disponible para escurrimiento en forma explícita, el déficit de escurrimiento será siempre igual a la precipitación.

$$PP - E = ETR \pm \Delta H + T \quad (7.1)$$

siendo:

ΔH : variación de almacenamiento en la parcela [mm];

ETR : evapotranspiración de la parcela [mm];

PP : precipitación sobre la parcela [mm];

E : escurrimiento desde la parcela [mm];

T : percolación desde la parcela [mm].

Las Tablas 7.3 a 7.6 presentan para cada año, los valores mensuales de precipitaciones y escurrimientos observados en la parcela descubierta y los valores de evapotranspiración real, variaciones de la humedad del suelo y percolación profunda estimados mediante el Modelo de Jaworski. Las columnas (1) y (2) corresponden a valores observados en las parcelas y las columnas (4), (5) y (6) son estimados por el modelo.

Tabla 7.3. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski.
Año 1995.

Fecha	PP [mm] (1)	Emed [mm] (2)	(PP-Emed) [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)
Ene-95	132.0	4.0	128.0	116.2	15.8	0.0
Feb-95	131.5	2.0	129.5	56.2	75.3	0.0
Mar-95	58.0	0.1	57.9	81.5	-23.5	0.0
Abr-95	53.0	1.3	51.7	52.8	0.2	0.0
May-95	17.5	0.2	17.3	29.9	-12.4	0.0
Jun-95	6.5		6.5	19.0	-12.5	0.0
Jul-95	3.9		3.9	21.3	-17.3	0.0

Ago-95	0.4		0.4	26.1	-25.7	0.0
Sep-95	9.7		9.7	9.7	0.0	0.0
Oct-95	73.0	3.7	69.3	73.0	0.0	0.0
Nov-95	106.0	7.7	98.3	80.5	25.5	0.0
Dic-95	20.0	0.8	19.2	45.5	-25.5	0.0
Total	611.5	19.8	591.7	611.6	0.0	0.0

Tabla 7.4. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski.
Año 1996.

Fecha	PP [mm] (1)	Emed [mm] (2)	(PP-Emed) [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)
Ene-96	85.5	2.3	83.2	74.4	11.1	0.0
Feb-96	183.5	16.1	167.4	109.5	74.1	0.0
Mar-96	62.0	4.0	58.0	87.5	-26.0	0.6
Abr-96	133.0	11.5	121.5	48.2	41.7	43.1
May-96	16.0	0.1	15.9	32.7	-16.8	0.0
Jun-96	1.0		1.0	19.9	-18.9	0.0
Jul-96	0.5		0.5	15.0	-14.5	0.0
Ago-96	10.2		10.2	41.7	-31.4	0.0
Sep-96	22.8		22.8	42.1	-19.3	0.0
Oct-96	93.5	10.7	82.8	63.0	30.5	0.0
Nov-96	56.0	7.9	48.1	54.2	1.8	0.0
Dic-96	47.0	3.8	43.2	76.9	-29.9	0.0
Total	711.0	56.3	654.7	664.9	2.4	43.7

Tabla 7.5. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski.
Año 1997.

Fecha	PP [mm] (1)	Emed [mm] (2)	(PP-Emed) [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)
Ene-97	97.5	17.7	79.8	92.7	4.8	0.0
Feb-97	32.0	21.6	10.4	20.1	12.0	0.0
Mar-97	10.0	0.04	10.0	26.8	-16.8	0.0
Abr-97	55.0	4.3	50.7	40.5	14.5	0.0
May-97	1.6		1.6	16.1	-14.5	0.0
Jun-97	25.0	0.3	24.7	13.0	12.0	0.0
Jul-97	13.0	0.1	12.9	25.0	-12.0	0.0
Ago-97	7.5		7.5	7.5	0.1	0.0
Sep-97	2.5		2.5	1.6	0.9	0.0
Oct-97	100.0	9.5	90.5	80.9	19.1	0.0
Nov-97	100.0	13.1	86.9	93.8	6.3	0.0
Dic-97	128.0	21.9	106.1	103.5	24.5	0.0
Total	572.1	88.6	483.5	521.3	50.8	0.0

Tabla 7.6. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski.
Año 1998.

Fecha	PP [mm] (1)	Emed [mm] (2)	(PP-Emed) [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)
Ene-98	251.0	56.3	194.7	118.2	38.5	94.2
Feb-98	157.0	22.5	134.5	78.3	1.2	77.5
Mar-98	72.0	14.2	57.8	66.8	-1.8	7.0
Abr-98	48.0	0.3	47.7	36.9	11.1	0.0
May-98	43.0	0.2	42.8	29.5	3.6	10.0
Jun-98	7.2		7.2	19.5	-12.4	0.0
Jul-98	17.5		17.5	19.6	-2.1	0.0
Ago-98	5.4		5.4	30.4	-25.0	0.0
Sep-98	6.5		6.5	43.6	-37.1	0.0
Oct-98	32.0	0.2	31.8	58.9	-26.9	0.0
Nov-98	115.0	13.4	101.6	72.6	42.4	0.0
Dic-98	78.0	5.3	72.7	120.4	-42.4	0.0
Total	832.6	112.5	720.1	694.7	-50.8	188.7

Los valores indicados en cursivas corresponden a precipitaciones registradas en la estación meteorológica, y *Emed* representa el escurrimiento observado en la parcela.

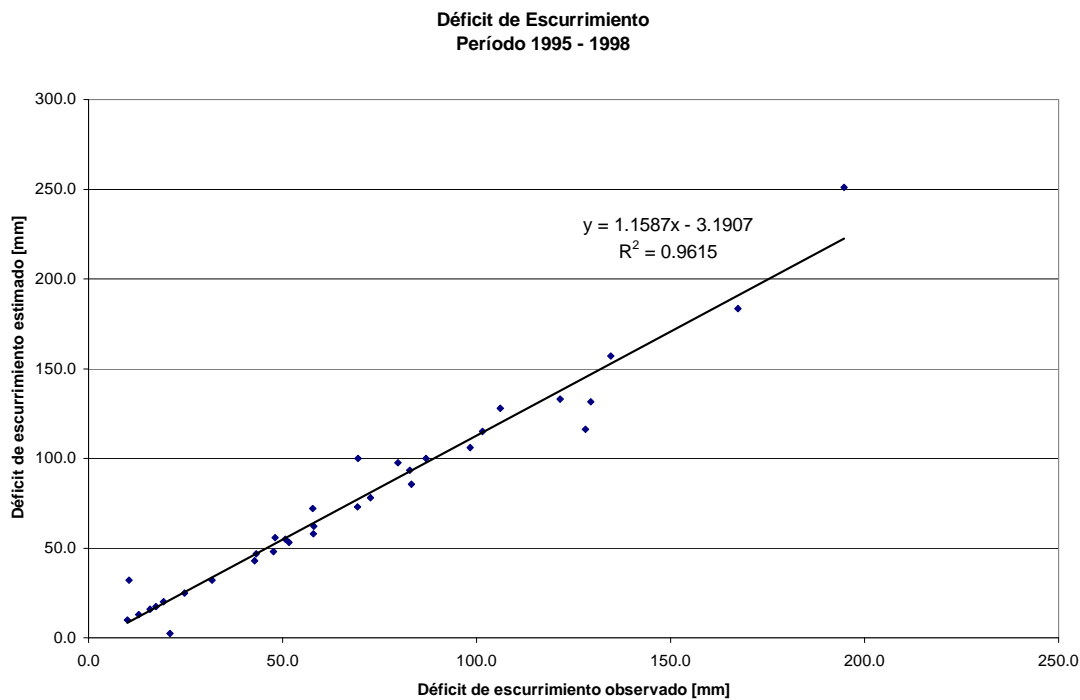


Figura 7.2. Correlación entre los valores observados en la parcela y los estimados por el Modelo de Jaworski. Período 1995 – 1998.

Las cantidades de precipitación y escurrimiento observadas en la parcela son comparadas con la evapotranspiración real, la variación de almacenamiento y la percolación estimadas por el modelo a escala mensual de acuerdo a la ecuación (7.1).

Se puede apreciar en la Figura 7.2 una correlación aceptable entre los valores mensuales observados y estimados involucrados en la ecuación de balance citada.

En el Modelo de Jaworski la precipitación ocurrida es la entrada al modelo, sin considerar la posibilidad de almacenamiento superficial ni escurrimiento, esto se verifica a través de las tablas anteriores, donde se manifiesta una mayor cantidad de agua que la disponible para infiltrar, lo que indica que el modelo tiende a sobrestimar la evapotranspiración real. Por este motivo, se modificó la forma original del modelo, según lo explicado en el Capítulo 3.

7.3.2. Modelo Balver

Con los resultados obtenidos mediante la utilización del Modelo Balver en la parcela descubierta se realizó el balance hídrico para el período 1995 – 1998.

De aplicar la ecuación de balance (7.1) surgen las Tablas (7.7) a (7.10) que contienen las cantidades mensuales de cada término para todos los años. Las variables escurrimientos se diferencian entre el observado en la parcela (E_{med}) y el estimado por el modelo (E_{est}).

Tabla 7.7. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo Balver. Año 1995.

Fecha	PP [mm] (1)	E med [mm] (2)	(PP-E med) [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)	E est [mm] (7)
Ene-95	132.0	4.0	128.0	96.8	26.8	0.0	10.6
Feb-95	131.5	2.0	129.5	50.7	56.9	12.1	11.9
Mar-95	58.0	0.1	57.9	68.4	-24.3	9.5	4.4
Abr-95	53.0	1.3	51.7	50.2	0.1	0.0	2.8
May-95	17.5	0.2	17.3	29.4	-13.6	0.0	1.8

Jun-95	6.5		6.5	12.4	-5.9	0.0	0.0
Jul-95	3.9		3.9	5.5	-1.5	0.0	0.0
Ago-95	0.4		0.4	0.3	0.0	0.0	0.0
Sep-95	9.7		9.7	8.5	1.2	0.0	0.0
Oct-95	73.0	3.7	69.3	51.3	-1.2	16.4	6.6
Nov-95	106.0	7.7	98.3	72.7	6.3	16.5	10.6
Dic-95	20.0	0.8	19.2	24.2	-6.3	0.0	2.0
Total	611.5	19.8	591.7	470.4	38.5	54.5	50.7

Tabla 7.8. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo Balver.
Año 1996.

Fecha	PP [mm] (1)	E med [mm] (2)	(PP-E med) [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)	E est [mm] (7)
Ene-96	85.5	2.3	83.2	63.3	9.8	5.3	7.3
Feb-96	183.5	16.1	167.4	92.1	37.8	35.0	18.4
Mar-96	62.0	4.0	58.0	78.5	-46.3	23.8	6.2
Abr-96	133.0	11.5	121.5	52.0	31.2	37.7	12.0
May-96	16.0	0.1	15.9	36.0	-21.4	0.0	1.6
Jun-96	1.0		1.0	11.7	-10.8	0.0	0.0
Jul-96	0.5		0.5	0.7	-0.3	0.0	0.0
Ago-96	10.2		10.2	10.2	0.0	0.0	0.0
Sep-96	22.8		22.8	18.8	3.8	0.0	0.0
Oct-96	93.5	10.7	82.8	57.4	26.5	0.0	9.4
Nov-96	56.0	7.9	48.1	50.1	0.3	0.0	5.6
Dic-96	47.0	3.8	43.2	66.2	-23.6	0.0	4.7
Total	711.0	56.3	654.6	537.0	7.0	101.8	65.2

Tabla 7.9. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo Balver.
Año 1997.

Fecha	PP [mm] (1)	E med [mm] (2)	(PP-E med) [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)	E est [mm] (7)
Ene-97	97.5	17.7	79.8	90.4	2.0	0.0	8.4
Feb-97	32.0	21.6	10.4	20.0	8.9	0.0	3.2
Mar-97	10.0	0.04	10.0	28.3	-18.2	0.0	0.0
Abr-97	55.0	4.3	50.7	37.8	13.2	0.0	4.1
May-97	1.6		1.6	14.7	-13.1	0.0	0.0
Jun-97	25.0	0.3	24.7	11.9	10.6	0.0	2.5
Jul-97	13.0	0.1	12.9	20.9	-8.0	0.0	0.0
Ago-97	7.5		7.5	9.0	-1.4	0.0	0.0
Sep-97	2.5		2.5	1.6	1.1	0.0	0.0
Oct-97	100.0	9.5	90.5	71.1	18.7	0.0	10.0
Nov-97	100.0	13.1	86.9	88.7	1.4	0.0	10.0
Dic-97	128.0	21.9	106.1	87.2	28.1	0.0	12.8
Total	572.1	88.6	483.5	481.6	43.3	0.0	51.0

Tabla 7.10. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo Balver.
Año 1998.

Fecha	PP [mm] (1)	E med [mm] (2)	(PP-E med) [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)	E est [mm] (7)
Ene-98	251.0	56.3	194.7	110.0	42.8	20.2	78.1
Feb-98	157.0	22.5	134.5	77.3	1.3	62.9	15.7
Mar-98	72.0	14.2	57.8	65.5	-8.9	8.1	7.2
Abr-98	48.0	0.3	47.7	24.5	18.9	0.0	4.8
May-98	43.0	0.2	42.8	32.7	-3.9	9.9	4.3
Jun-98	7.2		7.2	23.2	-16.1	0.0	0.0
Jul-98	17.5		17.5	21.7	-4.0	0.0	0.0
Ago-98	5.4		5.4	18.2	-12.7	0.0	0.0
Sep-98	6.5		6.5	6.5	0.1	0.0	0.0
Oct-98	32.0	0.2	31.8	30.0	-0.1	0.0	2.2
Nov-98	115.0	13.4	101.5	61.2	23.1	19.2	11.5
Dic-98	78.0	5.3	72.7	89.0	-22.1	2.9	7.8
Total	832.6	112.5	720.1	559.8	18.4	123.2	131.6

La Tabla 7.11 presenta los valores resultantes del balance con las estimaciones del Modelo Balver, agregados a nivel anual.

Tabla 7.11. Balance anual de acuerdo al Modelo Balver.

Año	(PP - E med) [mm] (1)	(ETR \pm ΔH+T) [mm] (2)	Error [%] (3)
1995	591.7	563.4	4.78
1996	654.7	645.8	1.36
1997	483.5	524.9	-8.56
1998	720.1	701.4	2.60

El error obtenido a nivel anual es menor al 10%, el cual se considera aceptable.

La Figura 7.3 ilustra la correlación existente entre los déficit de escurrimiento mensual observados en la parcela descubierta y los estimados por el Modelo Balver durante el período mencionado.

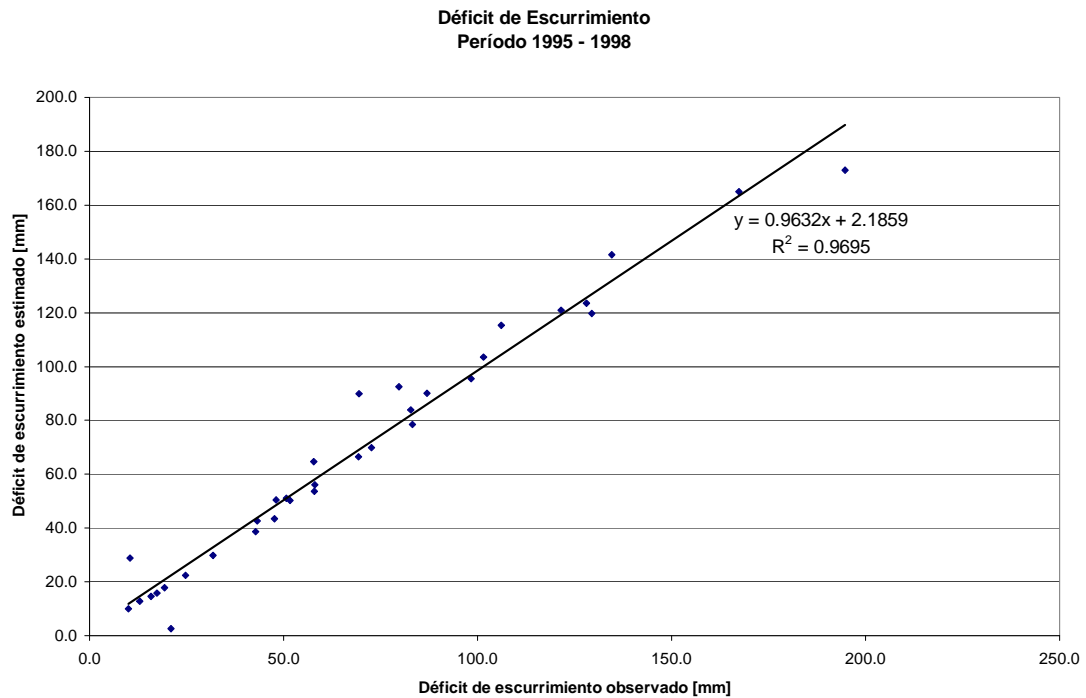


Figura 7.3. Correlación entre los valores observados en la parcela y los estimados por el Modelo Balver. Período 1995 – 1998.

Si bien las estimaciones obtenidas se consideran aceptables, a fin de mejorarlas es necesario calibrar el modelo mediante el ajuste de los parámetros involucrados para alcanzar los resultados deseados. Debido a la complejidad del modelo y la falta de mayor conocimiento del sistema, no se avanzó por el momento en esta tarea.

7.3.3. Modelo de Jaworski Modificado

Los resultados logrados a partir de la incorporación del Método de Curva Número y que ajustan el ingreso del agua al suelo en la versión original del Modelo de Jaworski se presentan a continuación. Primeramente se determinó para cada tormenta el valor de curva número correspondiente, a partir del ábaco que representa los valores de curva número en función de los valores de precipitaciones y escurrimientos ocurridos.

La Figura 7.4 presenta el ploteo de cada evento sobre el ábaco de las curvas teóricas de *CN*, correspondiente a las observaciones en parcela descubierta durante el período 1995 – 1998.

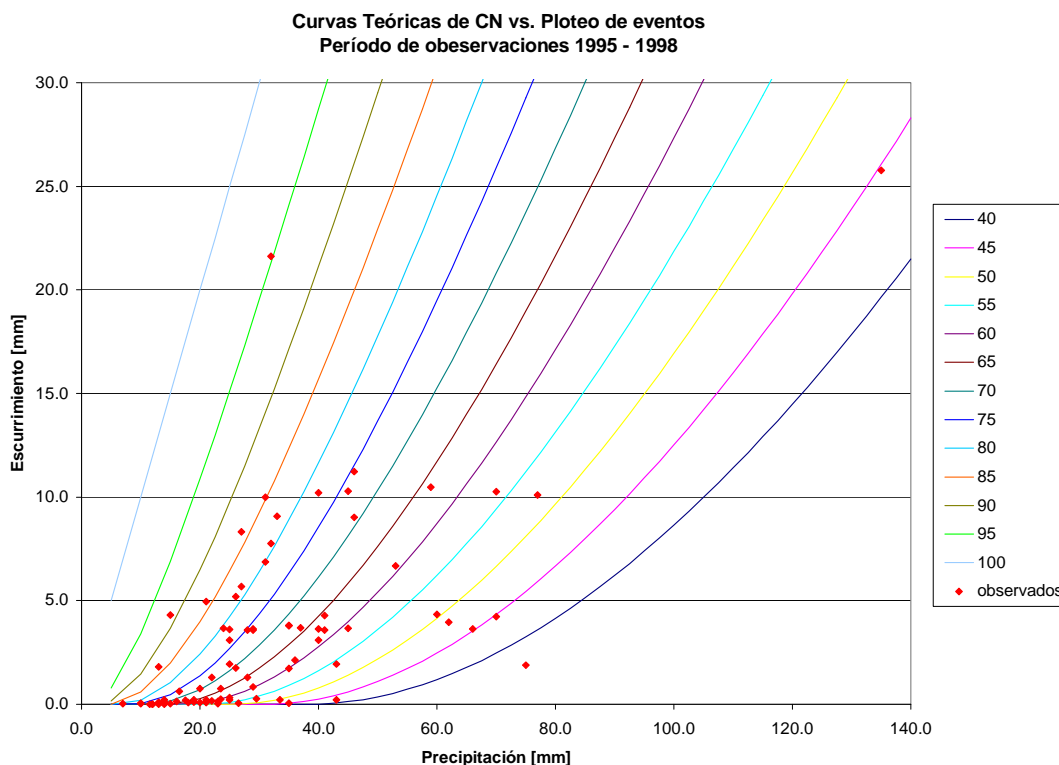


Figura 7.4. Representación de las curvas teóricas de *CN* versus las observaciones en parcela descubierta. Período 1995 – 1998.

Es importante notar que para montos superiores a los 50 mm de precipitación, aproximadamente, falta correspondencia con los escurrimientos observados en la parcela, ya que a mayor precipitación el escurrimiento no aumenta en las proporciones esperadas, lo que da lugar a pensar sobre la calidad de los datos registrados. Consultados técnicos de la EEA INTA Marcos Juárez se mencionó que esta situación podría atribuirse a un problema en el dispositivo de medición, en donde para caudales más o menos importantes pudiera suceder que se rebalse, se tape la rejilla *Geibs*, o se distorsione el flujo que escurre y de ese modo perder agua, resultando una menor lectura del caudal escurrido.

Con los *CN* obtenidos del gráfico para cada evento se corrió el Modelo de Jaworski Modificado, estimándose de este modo valores de escurrimientos “ajustados”, coincidentes con los montos observados. Estos valores son descontados de la precipitación observada en la parcela y determinan la lluvia que realmente infiltrará. La entrada al modelo será ahora la precipitación infiltrada (ecuación (7.2)) con la cual se realizarán los pasos explicados para la versión original del modelo en el Capítulo 3.

$$PINF = PP - E est \quad (7.2)$$

donde:

PINF: precipitación que infiltra [mm];

E est :escurrimiento estimado [mm].

En las Tablas 7.12 a 7.15 las columnas (1) y (2) corresponden a valores observados en las parcelas y las columnas (3),(4), (5) y (6) son estimados por el modelo.

Tabla 7.12. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado, empleando los *CN* adoptados. Año 1995.

Fecha	PP [mm] (1)	E med [mm] (2)	P INF [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)
Ene-95	132.0	4.0	128.0	116.1	11.9	0.0
Feb-95	131.5	2.0	129.5	52.2	77.3	0.0
Mar-95	58.0	0.1	57.9	81.5	-23.6	0.0
Abr-95	53.0	1.3	51.7	52.4	-0.7	0.0
May-95	17.5	0.2	17.3	29.6	-12.3	0.0
Jun-95	6.5		6.5	18.8	-12.3	0.0
Jul-95	3.9		3.9	21.3	-17.4	0.0
Ago-95	0.4		0.4	23.4	-23.0	0.0
Sep-95	9.7		9.7	9.7	0.0	0.0
Oct-95	73.0	3.7	69.3	69.4	0.0	0.0
Nov-95	106.0	7.7	98.3	80.0	18.3	0.0
Dic-95	20.0	0.8	19.2	37.6	-18.3	0.0
Total	611.5	19.8	591.7	592.0	0.0	0.0

Tabla 7.13. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado, empleando los *CN* adoptados. Año 1996.

Fecha	PP [mm] (1)	E med [mm] (2)	P INF [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)
Ene-96	85.5	2.3	83.2	74.3	8.9	0.0
Feb-96	183.5	16.1	167.4	108.5	59.0	0.0
Mar-96	62.0	4.0	58.0	87.5	-29.3	0.0
Abr-96	133.0	11.5	121.5	48.1	62.3	11.1
May-96	16.0	0.1	15.9	32.7	-16.9	0.0
Jun-96	1.0		1.0	19.8	-18.8	0.0
Jul-96	0.5		0.2	15.0	-14.5	0.0
Ago-96	10.2		10.2	41.7	-31.4	0.0
Sep-96	22.8		22.8	42.0	-19.2	0.0
Oct-96	93.5	10.7	82.8	61.7	21.1	0.0
Nov-96	56.0	7.9	48.1	40.2	7.8	0.0
Dic-96	47.0	3.8	43.2	69.9	-26.7	0.0
Total	711.0	56.3	654.6	641.5	2.2	11.1

Tabla 7.14. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado, empleando los *CN* adoptados. Año 1997.

Fecha	PP [mm] (1)	Q med [mm] (2)	P INF [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)
Ene-97	97.5	17.7	79.8	75.5	4.5	0.0
Feb-97	32.0	21.6	10.4	15.2	-4.5	0.0
Mar-97	10.0	0.04	10.0	10.0	0.0	0.0
Abr-97	55.0	4.3	50.7	39.8	11.0	0.0
May-97	1.6		1.6	12.6	-11.0	0.0
Jun-97	25.0	0.3	24.7	12.9	11.7	0.0
Jul-97	13.0	0.1	12.9	24.7	-11.7	0.0
Ago-97	7.5		7.5	7.5	0.1	0.0
Sep-97	2.5		2.5	1.6	0.9	0.0
Oct-97	100.0	9.5	90.5	78.5	12.0	0.0
Nov-97	100.0	13.1	86.9	84.5	2.1	0.0
Dic-97	128.0	21.9	106.1	91.8	14.2	0.0
Total	572.1	88.6	483.5	454.6	29.2	0.0

Tabla 7.15. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado, empleando los *CN* adoptados. Año 1998.

Fecha	PP [mm] (1)	E med [mm] (2)	P INF [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)
Ene-98	251.0	56.3	194.7	113.0	60.2	21.7
Feb-98	157.0	22.5	134.5	77.0	1.2	55.9
Mar-98	72.0	14.2	57.8	65.8	-7.9	0.0
Abr-98	48.0	0.3	47.7	35.8	11.7	0.0
May-98	43.0	0.2	42.8	29.4	9.1	4.3
Jun-98	7.2		7.2	19.5	-12.4	0.0
Jul-98	17.5		17.5	19.6	-2.1	0.0
Ago-98	5.4		5.4	30.4	-25.0	0.0

Sep-98	6.5		6.5	43.6	-37.1	0.0
Oct-98	32.0	0.2	31.8	58.8	-26.9	0.0
Nov-98	115.0	13.4	101.6	72.4	29.5	0.0
Dic-98	78.0	5.3	72.7	102.3	-29.5	0.0
Total	832.6	112.5	720.1	667.8	-29.2	81.9

Lógicamente el escurrimiento estimado por el modelo coincidirá con el observado en la parcela, por tal motivo, si se aplica el balance mediante la ecuación (7.1), la diferencia entre la entrada y la salida del sistema resultaría nula.

7.4. Cálculo de escurrimiento y aplicación del Modelo de Jaworski Modificado con distintos procedimientos de adopción de Curva Número

7.4.1. Análisis a realizar

El procedimiento de estimar un CN para cada tormenta en función del escurrimiento observado, no es utilizable cuando no se dispone de datos de escurrimientos medidos, situación que se presenta en la mayoría de los casos de aplicación práctica. Por lo tanto, con la intención de encontrar una forma sistematizada que permita aplicar el Método de CN sin necesidad de realizar ajustes para cada tormenta, e incluso para realizar pronósticos de escurrimientos de futuros eventos, se plantearon varias alternativas de análisis que permitieran estimar el valor de CN con algún parámetro relacionado de fácil determinación.

Las alternativas analizadas para la generalización fueron las siguientes:

- 1) Se determina un valor de CN de acuerdo a las tres posibles condiciones de humedad antecedente según el método tradicional del SCS (Capítulo 3).
- 2) Se propone un valor único de CN independientemente de la condición de humedad antecedente, seleccionado de acuerdo a las características y uso del suelo.

- 3) Se selecciona un valor fijo de *CN* coincidente con el promedio de todos los valores de *CN* determinados en los eventos, para cualquier condición de humedad.
- 4) Se proponen de acuerdo a la cantidad de precipitación, dos valores fijos de *CN*.
- 5) Se propone utilizar una recta de regresión en función de la humedad de suelo del reservorio superior.

Para cada una de las diferentes situaciones se confeccionaron los archivos de datos incorporándoles en algunos casos los valores de *CN* propuestos y para otros fueron programados. La parcela analizada fue la descubierta, por lo tanto se empleó la condición de *estación inactiva* para el Método de Curva Número de acuerdo a la teoría presentada en el Capítulo 3.

Los valores de escurrimiento estimados por el Modelo de Jaworski Modificado, utilizando cada una de las alternativas planteadas son comparados con los observados en cada evento.

Se emplea la ecuación de balance (7.1) presentada anteriormente, donde el primer término corresponde a los valores de déficit de escurrimiento observados en la parcela y el segundo a los estimados mediante el Modelo de Jaworski Modificado. Se llamará a dichos términos “*Déficit de escurrimiento observado*” y “*Déficit de escurrimiento estimado*” respectivamente. Estos términos son graficados para cada alternativa con su correspondiente recta de regresión para analizar el ajuste de las observaciones con respecto a las diferentes estimaciones.

7.4.2. Alternativas de generalización investigadas

Las investigaciones referidas a encontrar una generalización del Método de *CN* incorporado en el Modelo de Jaworski fueron realizadas para los años 1997 y 1998. A partir de los resultados obtenidos y basados en estimadores de ajuste, se seleccionaron las alternativas más conveniente de aplicar. Posteriormente se validaron las mismas utilizando los años 1995 y 1996.

Los años para los cuales se realizaron las investigaciones son años extremos en relación a la precipitación observada procurando de este modo, que la generalización se independice de las condiciones extremas que pudieran ocurrir en otros años.

Alternativa 1

Esta alternativa corresponde a la aplicación tradicional del Método de Curva Número. Se determina un valor de *CN* para las tres condiciones de humedad antecedente planteadas en la teoría. Se consideró al suelo *Grupo hidrológico "B"*, con un uso de tierra sin tratamiento de conservación (Chow y colaboradores, 1994) correspondiéndole un *CN* = 80 para la condición de humedad antecedente (II) "*Normal*". Este valor de *CN* coincide con el adoptado por los técnicos de INTA Marcos Juárez para realizar sus estimaciones. De acuerdo a las ecuaciones (3.73) y (3.74) los valores resultantes para las otras condiciones de humedad se presentan en la Tabla 7.16.

Tabla 7.16. *CN* adoptados para la Alternativa 1.

Condición de Humedad Antecedente	Valor de <i>CN</i>
SECA: (I)	62.7
NORMAL: (II)	80
HÚMEDA: (III)	90.2

La comparación entre los escurrimientos observados en la parcela descubierta y los estimados por el Modelo de Jaworski Modificado mediante la Alternativa 1 para cada

evento durante los años 1997 y 1998, en función de las precipitaciones registradas, se presenta en la Figura 7.5. Se observa que la mayoría de las estimaciones se realizan con el $CN= 62.7$, indicando que el suelo durante los cinco días anteriores a la tormenta se encontraba seco.

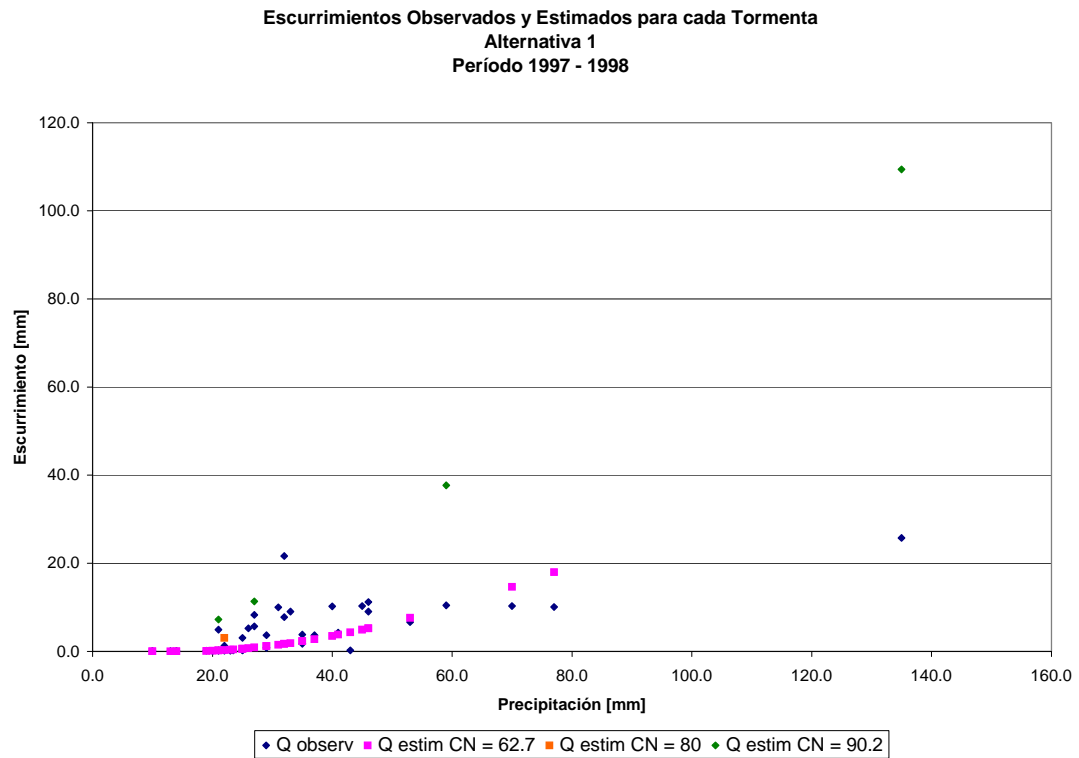


Figura 7.5. Escurreimientos observados y estimados por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 1. Período 1997 – 1998.

Las Tablas 7.17 y 7.18, presentan en las columnas (1) y (2) las observaciones registradas en la parcela descubierta, y las columnas (3) a (7) las estimaciones obtenidas por el Modelo de Jaworski Modificado considerando la Alternativa 1, agregadas mensualmente, para los años 1997 y 1998 respectivamente.

Tabla 7.17. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 1 Año 1997.

Fecha	PP [mm] (1)	E med [mm] (2)	PINF [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)	E est [mm] (7)
Ene-97	97.5	17.7	83.8	79.4	4.4	0.0	13.7
Feb-97	32.0	21.6	30.3	19.5	10.8	0.0	1.7
Mar-97	10.0	0.0	10	25.2	-15.2	0.0	0.0
Abr-97	55.0	4.3	51.2	39.8	11.4	0.0	3.8
May-97	1.6		1.6	13.0	-11.4	0.0	0.0
Jun-97	25.0	0.3	24.4	12.9	11.5	0.0	0.6
Jul-97	13.0	0.1	13	24.5	-11.5	0.0	0.0
Ago-97	7.5		7.5	7.5	0.1	0.0	0.0
Sep-97	2.5		2.5	1.6	0.9	0.0	0.0
Oct-97	100.0	9.5	90.2	78.3	11.9	0.0	9.8
Nov-97	100.0	13.1	92.4	86.4	6.0	0.0	7.7
Dic-97	128.0	21.9	85.8	95.3	-9.5	0.0	42.2
Total	572.1	88.6	492.7	483.4	9.3	0.0	79.4

Tabla 7.18. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 1. Año 1998.

Fecha	PP [mm] (1)	E med [mm] (2)	PINF [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)	E est [mm] (7)
Ene-98	251.0	56.3	131.6	116.2	15.4	0.0	119.4
Feb-98	157.0	22.5	130.6	77.0	53.6	0.0	26.4
Mar-98	72.0	14.2	66	66.8	-0.7	0.0	6.0
Abr-98	48.0	0.3	47	36.9	10.1	0.0	1.0
May-98	43.0	0.2	38.7	29.2	9.4	0.0	4.3
Jun-98	7.2		7.2	19.5	-12.4	0.0	0.0
Jul-98	17.5		17.5	19.6	-2.1	0.0	0.0
Ago-98	5.4		5.4	30.4	-25.0	0.0	0.0
Sep-98	6.5		6.5	43.6	-37.1	0.0	0.0
Oct-98	32.0	0.2	31.7	52.3	-20.6	0.0	0.3
Nov-98	115.0	13.4	99.6	72.3	27.3	0.0	15.4
Dic-98	78.0	5.3	72.4	99.6	-27.3	0.0	5.6
Total	832.6	112.5	654.2	663.5	-9.3	0.0	178.4

Por su parte, la Figura 7.6 muestra el ploteo de los términos de la ecuación (7.1) con el ajuste de la recta de regresión y el coeficiente de determinación correspondiente a dichos déficit de escurrimiento observados y estimados, a nivel mensual.

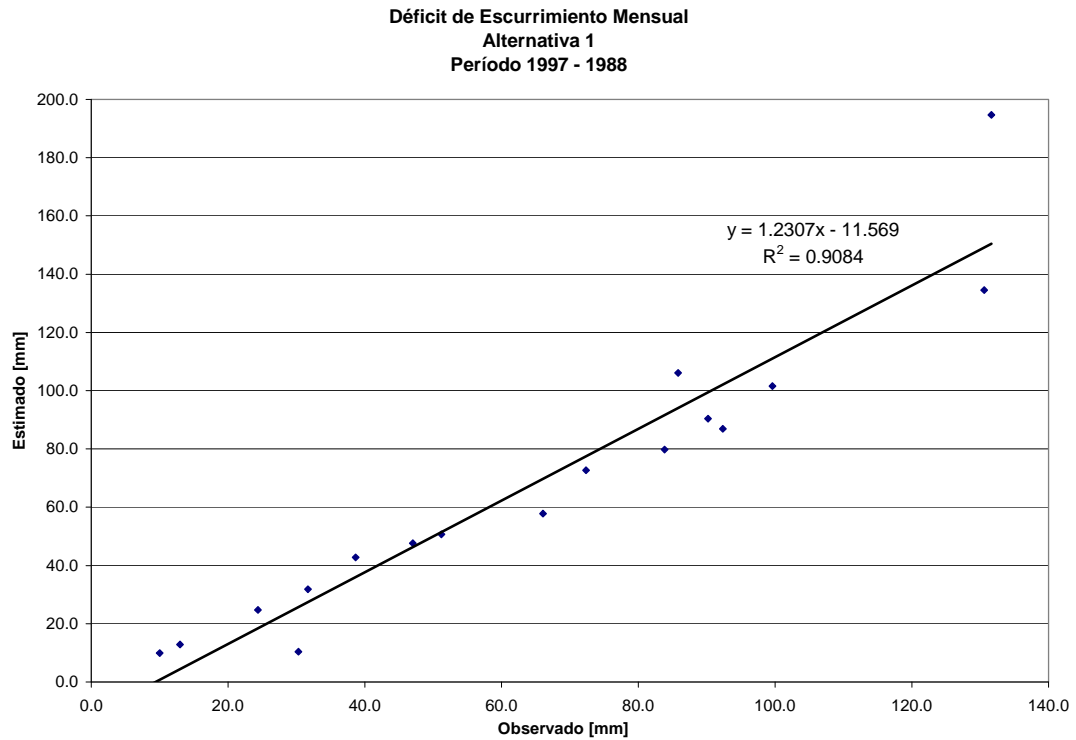


Figura 7.6. Déficit de escurrimiento mensual observado y estimado por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 1. Período 1997 – 1998.

El valor de (131.7; 194.7) que se escapa de la nube de puntos hace decrecer considerablemente el coeficiente de determinación. Este punto fue debido a un exceso en la estimación del escurrimiento para el mes de Enero 1998.

Alternativa 2

Se propone un valor único de *CN* igual a 80 para todas las tormentas. La elección de este *CN* estuvo condicionada al tipo de suelo y características de la parcela de acuerdo a la literatura específica para la condición de humedad antecedente normal. De esta manera, se modela la parcela sin considerar la condición de humedad del suelo los días previos a la lluvia. Resulta ser una simplificación de la aplicación tradicional del método, omitiendo la condición de humedad antecedente.

El ploteo de los eventos en comparación con las estimaciones obtenidas mediante la Alternativa 2 se presenta en la Figura 7.7. En la misma se aprecia la única curva de los valores estimados, sin lograr ajustar a las observaciones en muchos casos.

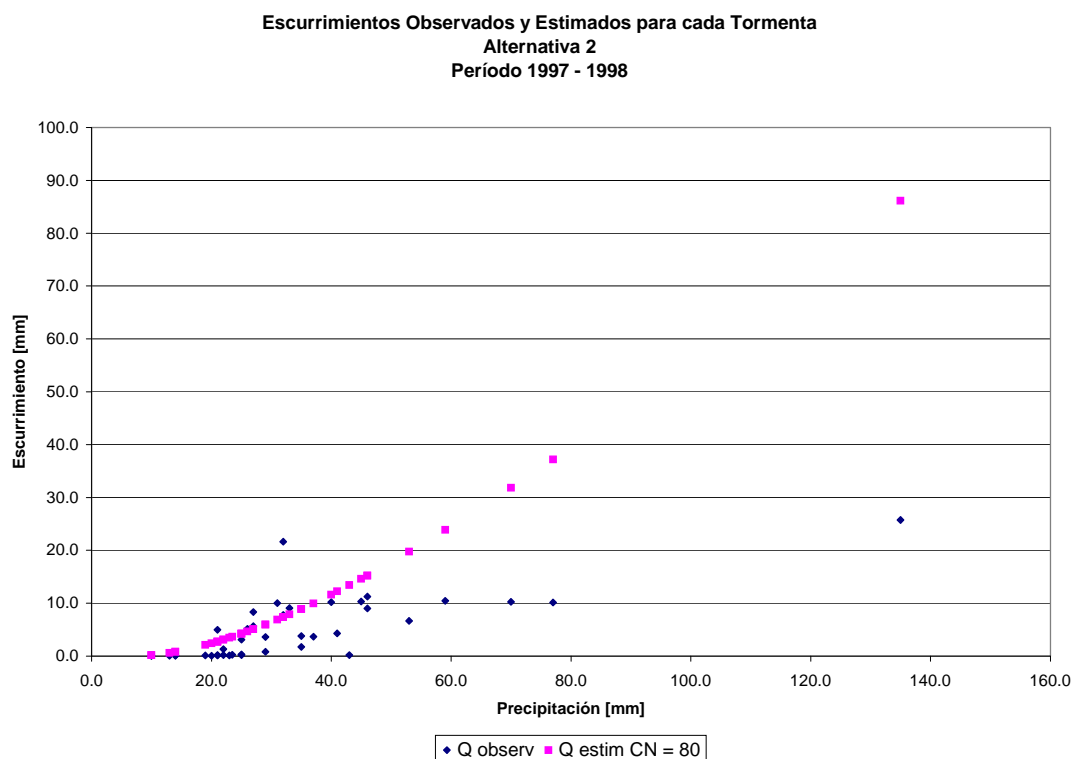


Figura 7.7. Escurreimientos observados y estimados por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 2. Período 1997 – 1998.

Las Tablas 7.19 y 7.20 presentan las cantidades mensuales obtenidas con la Alternativa 2 para los años 1997 y 1998 respectivamente.

Tabla 7.19. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 2. Año 1997.

Fecha	PP [mm] (1)	E med [mm] (2)	PINF [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)	E est [mm] (7)
Ene-97	97.5	17.7	80.1	78.5	1.6	0.0	17.4
Feb-97	32.0	21.6	24.6	16.2	8.4	0.0	7.4
Mar-97	10.0	0.0	9.8	19.8	-9.9	0.0	0.2
Abr-97	55.0	4.3	42	37.3	4.6	0.0	13.1
May-97	1.6		1.6	6.2	-4.6	0.0	0.0
Jun-97	25.0	0.3	20.8	12.4	8.4	0.0	4.2
Jul-97	13.0	0.1	12.4	20.8	-8.4	0.0	0.6
Ago-97	7.5		7.5	7.5	0.1	0.0	0.0

Sep-97	2.5		2.5	1.6	0.9	0.0	0.0
Oct-97	100.0	9.5	82.6	70.5	12.2	0.0	17.4
Nov-97	100.0	13.1	73.8	80.8	-7.0	0.0	26.3
Dic-97	128.0	21.9	86.8	82.0	4.8	0.0	41.23
Total	572.1	88.6	444.3	433.5	10.9	0.0	127.8

Tabla 7.20. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 2. Año 1998.

Fecha	PP [mm]	E med [mm]	PINF [mm]	ETR [mm]	ΔH [mm]	T [mm]	E est [mm]
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
Ene-98	251.0	56.3	131.7	109.1	22.5	0.0	119.3
Feb-98	157.0	22.5	95	77.0	18.0	0.0	62.0
Mar-98	72.0	14.2	52.1	64.6	-12.5	0.0	19.9
Abr-98	48.0	0.3	40.3	34.9	5.4	0.0	7.7
May-98	43.0	0.2	29.6	27.9	1.7	0.0	13.4
Jun-98	7.2		7.2	19.4	-12.2	0.0	0.0
Jul-98	17.5		17.3	19.4	-2.1	0.0	0.2
Ago-98	5.4		5.4	30.1	-24.7	0.0	0.0
Sep-98	6.5		6.5	13.6	-7.1	0.0	0.0
Oct-98	32.0	0.2	28.7	28.7	0.0	0.0	3.3
Nov-98	115.0	13.4	76.5	60.1	16.4	0.0	38.5
Dic-98	78.0	5.3	63.3	79.6	-16.4	0.0	14.8
Total	832.6	112.5	553.5	564.3	-10.9	0.0	279.1

La Figura 7.8 corresponde a la comparación entre los déficit de escurrimiento observados en la parcela descubierta y estimados con el Modelo de Jaworski Modificado considerando la Alternativa 2 para el período 1997 – 19978.

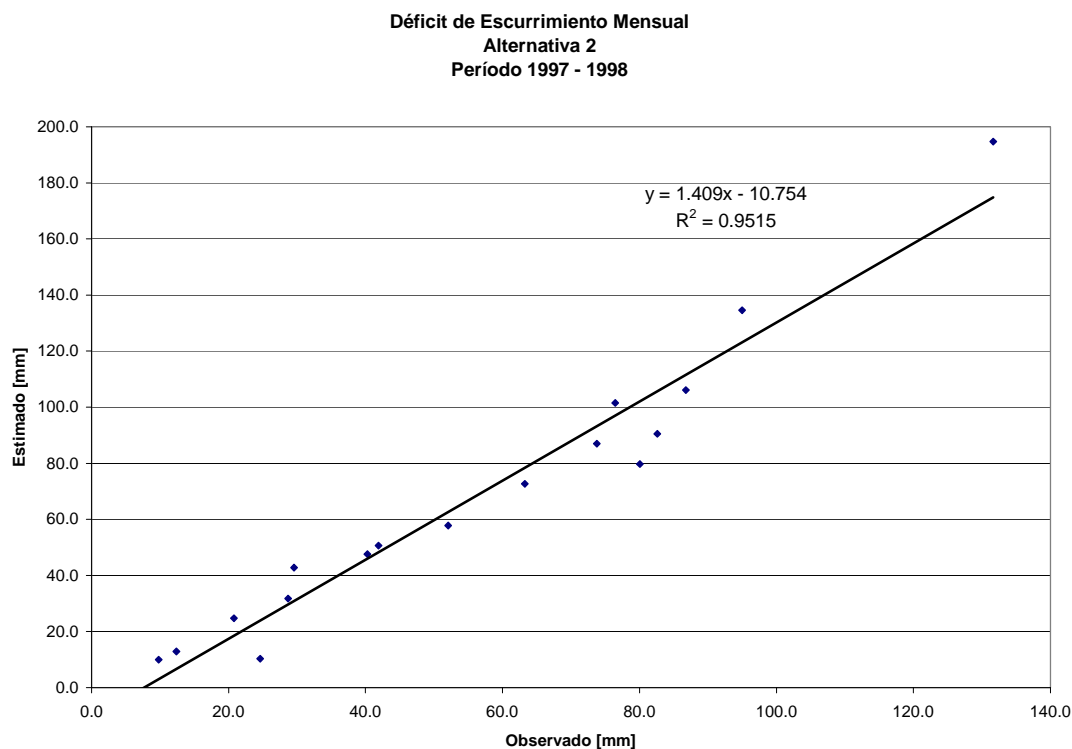


Figura 7.8. Déficit de escurrimiento mensual observado y estimado por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 2. Período 1997 – 1998.

Alternativa 3

En este caso se utilizó un único valor coincidente con el promedio de todos los *CN* determinados mediante la Figura 7.4 para cada tormenta durante el período de análisis. Este valor se utilizó independientemente de la condición de humedad antecedente que se presente.

El *CN* promedio para el período 1997 – 1998 fue **68**.

La Figura 7.9 corresponde a los escurrimientos observados en cada evento y estimados mediante la Alternativa 3 por el Modelo de Jaworski Modificado para los años 1997 – 1998. Aquí también se presenta una única curva de escurrimientos estimados pero más promediadas las diferencias.

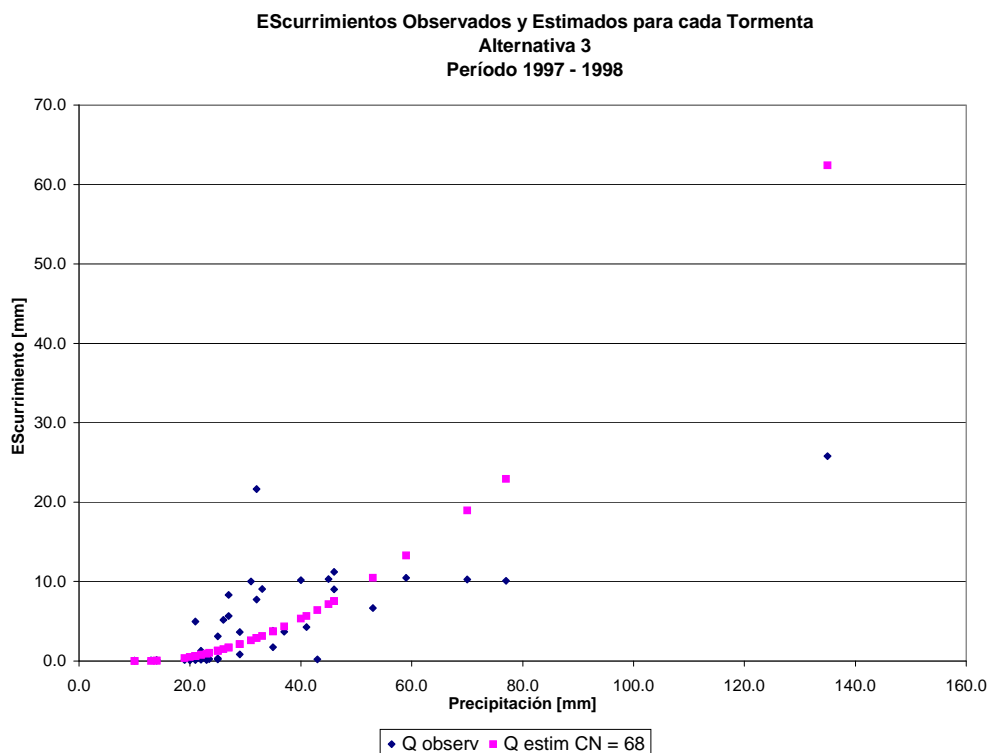


Figura 7.9. Esgurrimientos observados y estimados por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 3. Período 1997 – 1998.

Las Tablas 7.21 y 7.22 ilustran las variables mensuales observadas y estimadas con el Modelo de Jaworski Modificado considerando la Alternativa 3 para los años 1997 y 1998 respectivamente.

Tabla 7.21. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 3. Año 1997.

Fecha	PP [mm] (1)	E med [mm] (2)	PINF [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)	E est [mm] (7)
Ene-97	97.5	17.7	91.6	87.7	3.9	0.0	5.9
Feb-97	32.0	21.6	29.1	18.9	10.2	0.0	2.9
Mar-97	10.0	0.0	10	24.1	-14.1	0.0	0.0
Abr-97	55.0	4.3	49.3	39.5	9.8	0.0	5.7
May-97	1.6		1.6	11.5	-9.8	0.0	0.0
Jun-97	25.0	0.3	23.7	12.8	10.9	0.0	1.3
Jul-97	13.0	0.1	13	23.9	-10.9	0.0	0.0
Ago-97	7.5		7.5	7.5	0.1	0.0	0.0
Sep-97	2.5		2.5	1.6	0.9	0.0	0.0
Oct-97	100.0	9.5	94.5	77.5	16.9	0.0	5.5
Nov-97	100.0	13.1	88.3	90.6	-2.3	0.0	11.7
Dic-97	128.0	21.9	107.5	92.3	15.2	0.0	20.5
Total	572.1	88.6	518.6	487.8	30.8	0.0	53.5

Tabla 7.22. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 3. Año 1998.

Fecha	PP [mm]	E med [mm]	PINF [mm]	ETR [mm]	ΔH [mm]	T [mm]	E est [mm]
Ene-98	251.0	56.3	173.5	115.5	58.0	0.0	77.5
Feb-98	157.0	22.5	121.9	77.9	1.8	42.2	35.1
Mar-98	72.0	14.2	63	66.5	-3.5	0.0	9.0
Abr-98	48.0	0.3	45.8	36.5	9.2	0.0	2.2
May-98	43.0	0.2	36.6	29.0	7.1	0.5	6.4
Jun-98	7.2		7.2	19.5	-12.4	0.0	0.0
Jul-98	17.5		17.5	19.6	-2.1	0.0	0.0
Ago-98	5.4		5.4	30.4	-25.0	0.0	0.0
Sep-98	6.5		6.5	43.6	-37.1	0.0	0.0
Oct-98	32.0	0.2	31.2	58.2	-26.9	0.0	0.8
Nov-98	115.0	13.4	94.2	71.9	22.3	0.0	20.8
Dic-98	78.0	5.3	72.9	95.1	-22.3	0.0	5.2
Total	832.6	112.5	675.7	663.7	-30.8	42.7	157.0

La Figura 7.10 corresponde a las correlaciones entre los déficit de escurrimiento observados y estimados mediante la Alternativa 3, por el Modelo de Jaworski Modificado para los años 1997 – 1998.

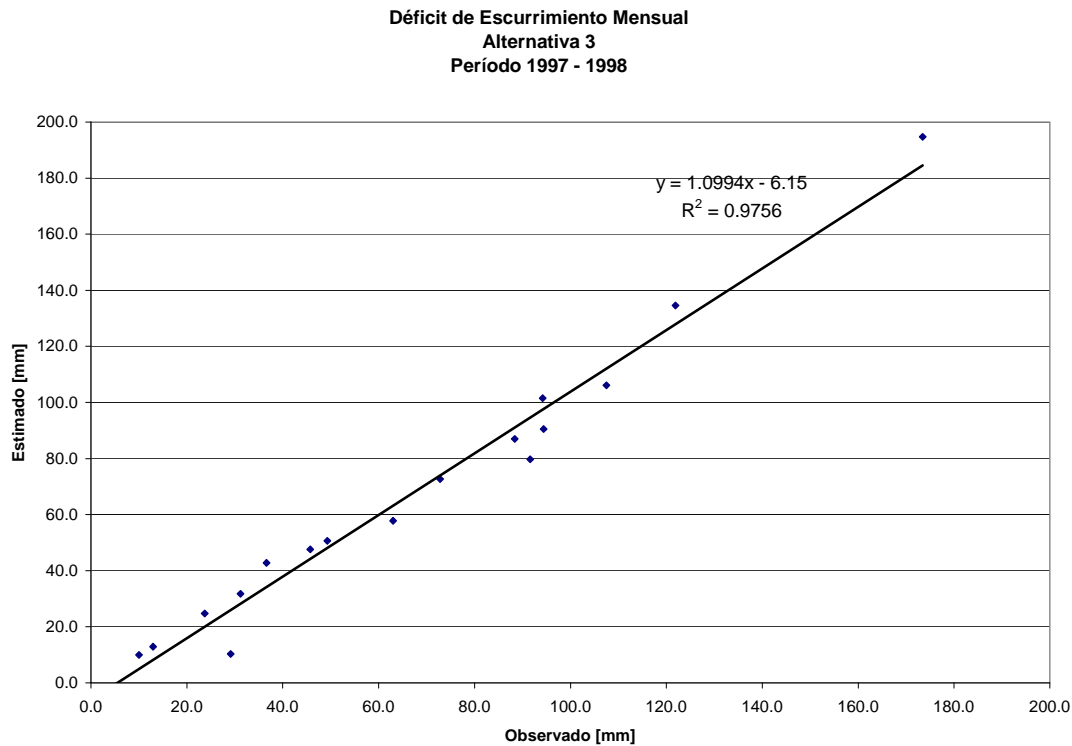


Figura 7.10. Déficit de escurrimiento mensual observado y estimado por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 3. Período 1997 – 1998.

Alternativa 4

De acuerdo al monto de precipitación se utilizan dos *CN* distintos. Se toma como valor de referencia una precipitación de 50 mm, obtenido este monto de la observación de la Figura 7.4, en donde se aprecia que para cantidades mayores de 50 mm los escurrimientos se agrupaban en *CN* menores. Los valores de los *CN* en función de la precipitación se presentan en la Tabla 7.23.

Tabla 7.23. *CN* utilizados en la Alternativa 4.

Precipitación	Valor de <i>CN</i>
Menor de 50 mm	80
Mayor o igual a 50 mm	60

La Figura 7.11 presenta para cada evento, la comparación de las observaciones y las estimaciones para la parcela descubierta correspondiente a la Alternativa 4 en el período 1997 – 1998.

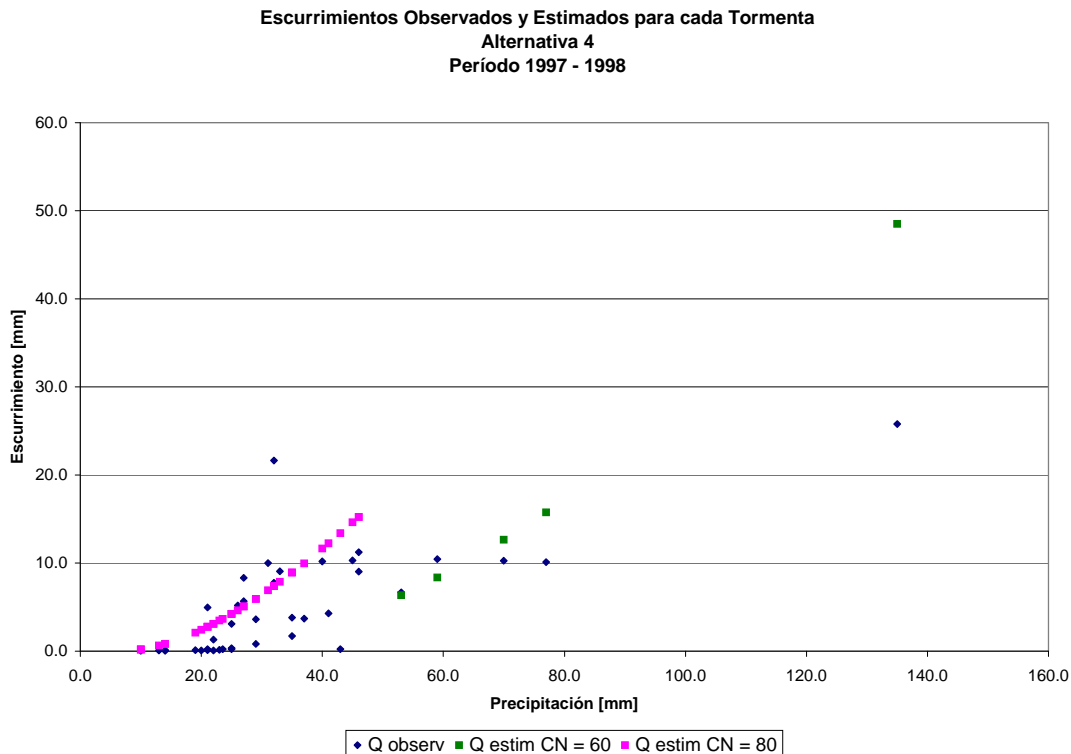


Figura 7.11. Escurreimientos observados y estimados por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 4. Período 1997 – 1998.

Las Tablas 7.24 y 7.25 presentan las variables para cada mes, observadas en la parcela y estimadas mediante la Alternativa 4 para los años 1997 y 1998 respectivamente.

Tabla 7.24. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 4. Año 1997.

Fecha	PP [mm] (1)	E med [mm] (2)	PINF [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)	E est [mm] (7)
Ene-97	97.5	17.7	80.1	78.5	1.6	0.0	17.4
Feb-97	32.0	21.6	24.6	16.2	8.4	0.0	7.4
Mar-97	10.0	0.0	9.8	19.8	-9.9	0.0	0.2
Abr-97	55.0	4.3	42	37.3	4.6	0.0	13.1
May-97	1.6		1.6	6.2	-4.6	0.0	0.0
Jun-97	25.0	0.3	20.8	12.4	8.4	0.0	4.2
Jul-97	13.0	0.1	12.4	20.8	-8.4	0.0	0.6
Ago-97	7.5		7.5	7.5	0.1	0.0	0.0
Sep-97	2.5		2.5	1.6	0.9	0.0	0.0
Oct-97	100.0	9.5	82.6	70.5	12.2	0.0	17.4
Nov-97	100.0	13.1	73.8	80.8	-7.0	0.0	26.3
Dic-97	128.0	21.9	102.3	82.1	20.1	0.0	25.7
Total	572.1	88.6	459.8	433.6	26.2	0.0	112.3

Tabla 7.25. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 4. Año 1998.

Fecha	PP [mm] (1)	E med [mm] (2)	PINF [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)	E est [mm] (7)
Ene-98	251.0	56.3	169.3	112.0	57.2	0.0	81.7
Feb-98	157.0	22.5	129.9	77.1	7.2	45.6	27.1
Mar-98	72.0	14.2	52.1	64.6	-12.5	0.0	19.9
Abr-98	48.0	0.3	40.3	34.9	5.4	0.0	7.7
May-98	43.0	0.2	29.6	27.9	1.7	0.0	13.4
Jun-98	7.2		7.2	19.4	-12.2	0.0	0.0
Jul-98	17.5		17.3	19.4	-2.1	0.0	0.2
Ago-98	5.4		5.4	30.1	-24.7	0.0	0.0
Sep-98	6.5		6.5	43.6	-37.1	0.0	0.0
Oct-98	32.0	0.2	28.7	37.9	-9.2	0.0	3.3
Nov-98	115.0	13.4	95.7	70.0	25.6	0.0	19.3
Dic-98	78.0	5.3	63.3	88.9	-25.6	0.0	14.8
Total	832.6	112.5	645.3	625.7	-26.2	45.6	187.3

La Figura 7.12, presenta los déficit de escurrimiento observados y estimados considerando la Alternativa 4, de acuerdo a las Tablas 7.24 y 7.25.

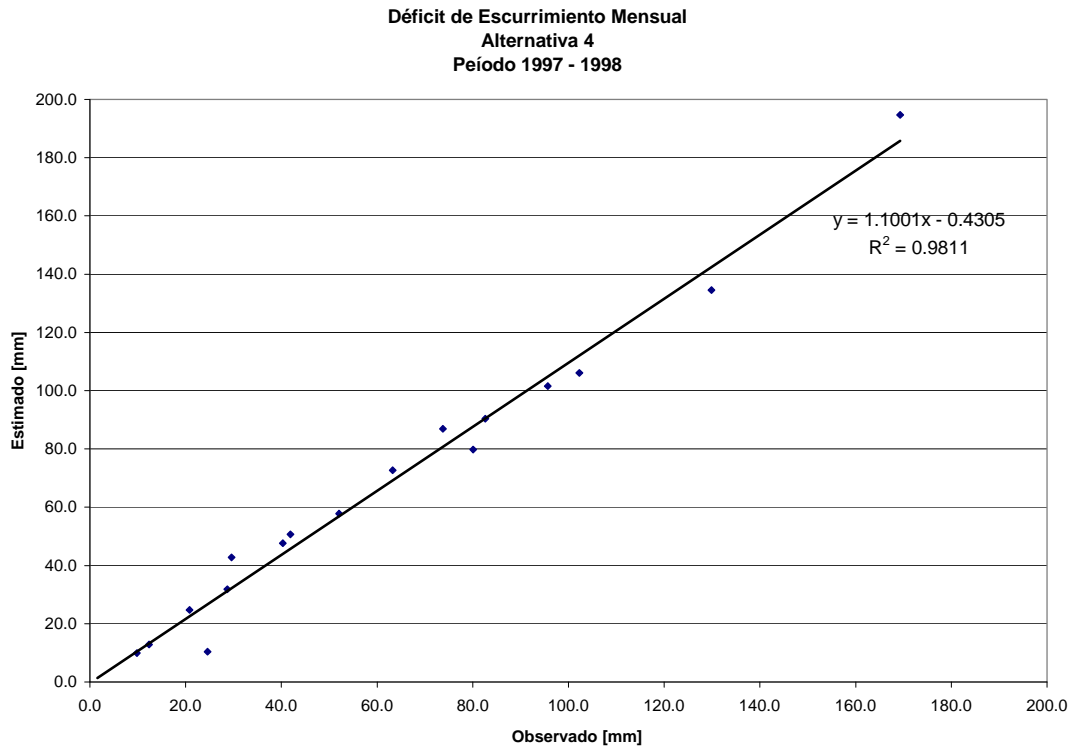


Figura 7.12. Déficit de esguerrimiento mensual observado y estimado por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 4. Peíodo 1997 – 1998.

Alternativa 5

Se propone utilizar una recta de regresión que relaciona la humedad de suelo del reservorio superior con los CN . Esta recta fue obtenida ploteando los CN adoptados para cada evento versus los valores de humedad del reservorio superior en el intervalo de tiempo anterior a la lluvia.

La ecuación resultante es la siguiente:

$$CN = 0.3318 Z_g + 49.818 \quad (7.16)$$

donde:

Z_g : humedad del reservorio superior del período anterior al evento [mm].

Y recordando: $34 \text{ mm} \leq Z_g \leq 73 \text{ mm}$.

Esta ecuación se corresponde con el proceso físico ya que para mayores valores de humedad de suelo, el valor de CN resultante es mayor, lo que implica la estimación de un mayor caudal escurrido y por consiguiente una menor infiltración.

La Figura 7.13 muestra para cada evento las observaciones y las estimaciones de escurrimientos, considerando la Alternativa 5. En la misma se puede apreciar que los escurrimientos estimados parecen subestimar los correspondientes a las menores precipitaciones y sobre estimar a las mayores lluvias. De todos modos, excepto algunos puntos, las diferencias no son muy grandes.

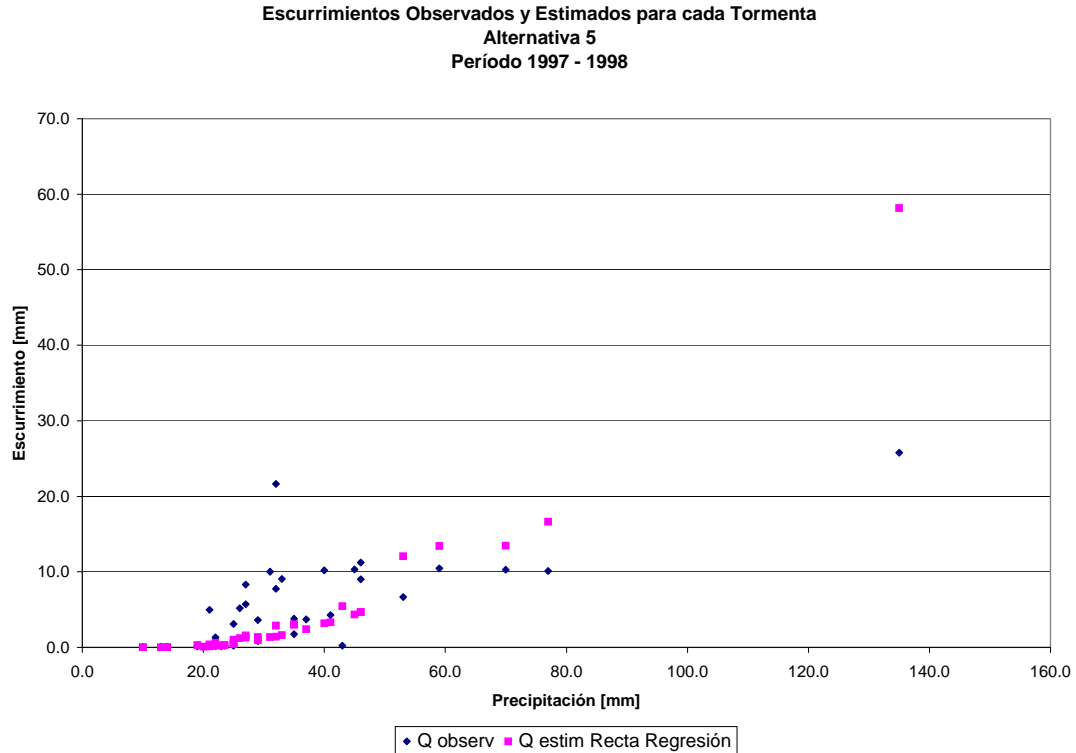


Figura 7.13. Escurreimientos observados y estimados por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 5. Período 1997 – 1998.

Las Tablas 7.26 y 7.27 presentan las variables para cada mes, observadas en la parcela y estimadas mediante la Alternativa 5 para los años 1997 y 1998 respectivamente

Tabla 7.26. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 5. Año 1997.

Fecha	PP [mm] (1)	E med [mm] (2)	PINF [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)	E est [mm] (7)
Ene-97	97.5	17.7	94	89.5	4.5	0.0	3.5
Feb-97	32.0	21.6	30.6	19.7	10.9	0.0	1.4
Mar-97	10.0	0.0	10	25.5	-15.5	0.0	0.0
Abr-97	55.0	4.3	51.7	39.9	11.8	0.0	3.3
May-97	1.6		1.6	13.4	-11.8	0.0	0.0
Jun-97	25.0	0.3	24.5	12.9	11.6	0.0	0.5
Jul-97	13.0	0.1	13	24.6	-11.6	0.0	0.0
Ago-97	7.5		7.5	7.5	0.1	0.0	0.0
Sep-97	2.5		2.5	1.6	0.9	0.0	0.0
Oct-97	100.0	9.5	97.2	79.1	18.0	0.0	2.9
Nov-97	100.0	13.1	92.1	92.5	-0.5	0.0	8.0
Dic-97	128.0	21.9	109.3	95.4	13.9	0.0	18.7
Total	572.1	88.6	534	501.5	32.4	0.0	38.1

Tabla 7.27. Variables observadas en la parcela y estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Alternativa 5. Año 1998.

Fecha	PP [mm] (1)	E med [mm] (2)	PINF [mm] (3)	ETR [mm] (4)	ΔH [mm] (5)	T [mm] (6)	E est [mm] (7)
Ene-98	251.0	56.3	184	117.1	57.0	9.9	67.0
Feb-98	157.0	22.5	127	78.0	1.2	47.8	30.0
Mar-98	72.0	14.2	66.1	66.7	-1.9	1.3	5.9
Abr-98	48.0	0.3	46.7	36.9	9.9	0.0	1.3
May-98	43.0	0.2	37.6	29.2	4.9	3.5	5.4
Jun-98	7.2		7.2	19.5	-12.4	0.0	0.0
Jul-98	17.5		17.5	19.6	-2.1	0.0	0.0
Ago-98	5.4		5.4	30.4	-25.0	0.0	0.0
Sep-98	6.5		6.5	43.6	-37.1	0.0	0.0
Oct-98	32.0	0.2	31.8	58.7	-26.9	0.0	0.2
Nov-98	115.0	13.4	101	72.4	28.6	0.0	14.0
Dic-98	78.0	5.3	74.3	102.9	-28.6	0.0	3.7
Total	832.6	112.5	705.1	675.0	-32.4	62.5	127.5

La Figura 7.14 corresponde a los déficit de escurrimiento observados en parcela descubierta y estimados mediante el Modelo de Jaworski Modificado considerando la Alternativa 5.

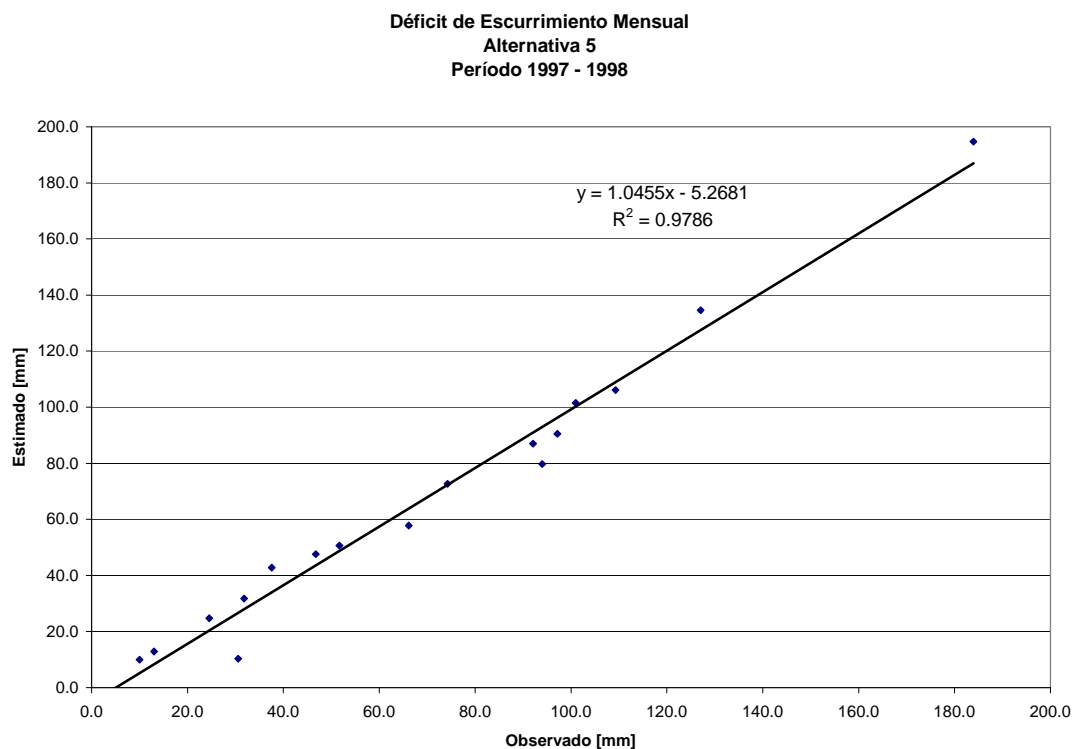


Figura 7.14. Déficit de escurrimiento mensual observado y estimado por el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta. Alternativa 5. Período 1997 – 1998.

7.4.3. Elección de alternativas

De todas las alternativas utilizadas se analiza cuál es la que mejor ajusta a los datos observados y cuánto es el error que se comete en cada alternativa, de acuerdo a estimadores estadísticos como el Coeficiente de Correlación (ρ), Error Medio Cuadrático (EMC), la Máxima Diferencia en Valor Absoluto (MDVA) y el Error Típico (ET).

La Tabla 7.28 muestra el resumen de las estimaciones de escurrimientos agregados mensualmente y los estimadores del ajuste de acuerdo a las alternativas empleadas para parcela descubierta durante el periodo 1997 – 1998.

Tabla 7.28. Escurrecimientos mensuales observados y estimados con el Modelo de Jaworski Modificado. Diferentes alternativas. Período 1997 – 1998.

FECHA	Observado	Escurrecimientos [mm]				
		Estimados				
		Alt. 1	Alt. 2	Alt. 3	Alt. 4	Alt. 5
Ene-97	17.7	13.7	17.4	5.9	17.4	3.5
Feb-97	21.6	1.7	7.4	2.9	7.4	1.4
Mar-97	0.0	0.0	0.2	0.0	0.2	0.0
Abr-97	4.3	3.8	13.1	5.7	13.1	3.3
May-97		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Jun-97	0.3	0.6	4.2	1.3	4.2	0.5
Jul-97	0.1	0.0	0.6	0.0	0.6	0.0
Ago-97		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sep-97		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Oct-97	9.5	9.8	17.4	5.5	17.4	2.9
Nov-97	13.1	7.7	26.3	11.7	26.3	8.0
Dic-97	21.9	42.2	41.2	20.5	25.7	18.7
Ene-98	56.3	119.4	119.3	77.5	81.7	67.0
Feb-98	22.5	26.4	62.0	35.1	27.1	30.0
Mar-98	14.2	6.0	19.9	9.0	19.9	5.9
Abr-98	0.3	1.0	7.7	2.2	7.7	1.3
May-98	0.2	4.3	13.4	6.4	13.4	5.4
Jun-98		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Jul-98		0.0	0.2	0.0	0.2	0.0
Ago-98		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sep-98		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Oct-98	0.2	0.3	3.3	0.8	3.3	0.2
Nov-98	13.4	15.4	38.5	20.8	19.3	14.0
Dic-98	5.3	5.6	14.8	5.2	14.8	3.7
p		0.91	0.91	0.90	0.92	0.90
EMC		17.05	20.91	8.57	9.72	7.54
MDVA		63.09	63.03	21.26	25.40	20.22
ET(XY)		12.70	12.65	8.53	7.79	7.67

Los estimadores de la Tabla 7.28, indican que las Alternativas 3, 4 y 5 son las más convenientes de seleccionar a los efectos de estimar escurrecimientos.

La Figura 7.15 muestra los escurrecimientos mensuales observados y estimados mediante las alternativas investigadas con las rectas de regresión lineal correspondientes a los mejores ajustes. El periodo de análisis representa los años 1997 y 1998 en parcela descubierta.

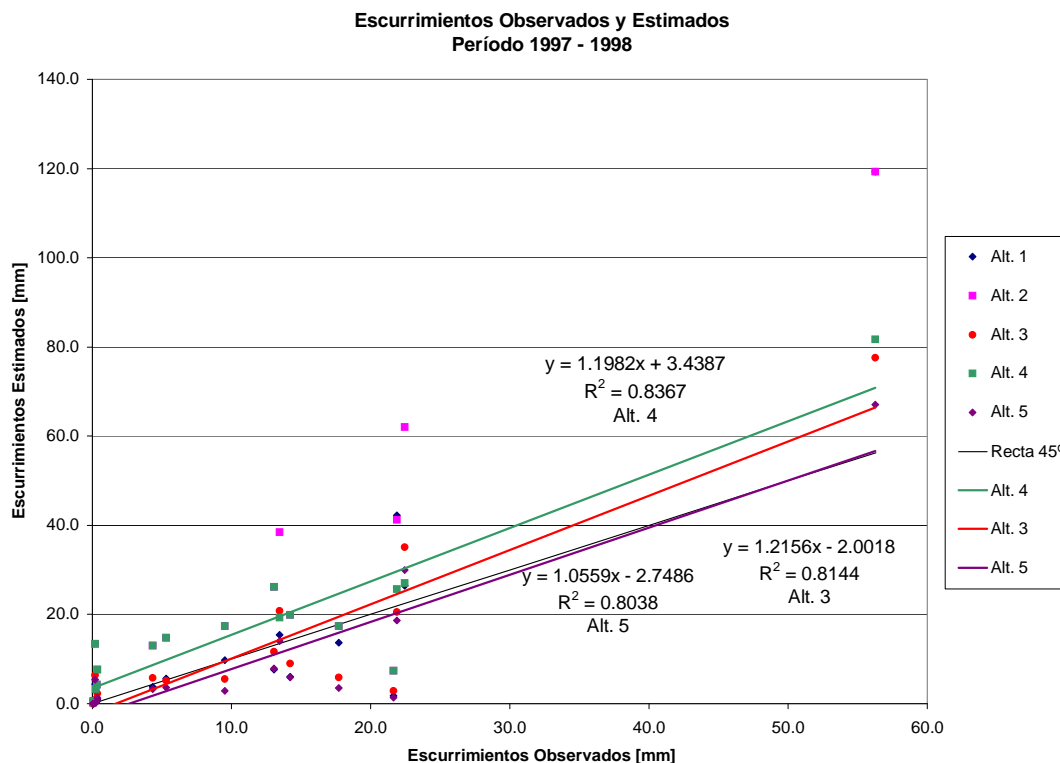


Figura 7.15. Escurreimientos mensuales observados y estimados por el Modelo de Jaworski Modificado. Diferentes alternativas. Período 1997 – 1998.

Con respecto a las estimaciones de evapotranspiración real, la Tabla 7.29 presenta un resumen mensual de la misma con las alternativas planteadas, en comparación con las estimaciones obtenidas al utilizar los *CN* adoptados para cada evento, denominada “Ajustada”. A los efectos del análisis se considera a esta última como valor verdadero.

Tabla 7.29. ETR mensuales estimadas con el Modelo de Jaworski Modificado. Diferentes alternativas. Período 1997 – 1998.

FECHA	Ajustada	Evapotranspiración Real [mm]				
		Alt. 1	Alt. 2	Alt. 3	Alt. 4	Alt. 5
Ene-97	75.5	79.4	78.5	87.7	78.5	89.5
Feb-97	15.2	19.5	16.2	18.9	16.2	19.7
Mar-97	10.0	25.2	19.8	24.1	19.8	25.5
Abr-97	39.8	39.8	37.3	39.5	37.3	39.9
May-97	12.6	13.0	6.2	11.5	6.2	13.4
Jun-97	12.9	12.9	12.4	12.8	12.4	12.9
Jul-97	24.7	24.5	20.8	23.9	20.8	24.6
Ago-97	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5	7.5

Sep-97	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6
Oct-97	78.5	78.3	70.5	77.5	70.5	79.1
Nov-97	84.5	86.4	80.8	90.6	80.8	92.5
Dic-97	91.8	95.3	82.0	92.3	82.1	95.4
Ene-98	113.0	116.2	109.1	115.5	112.0	117.1
Feb-98	77.0	77.0	77.0	77.9	77.1	78.0
Mar-98	65.8	66.8	64.6	66.5	64.6	66.7
Abr-98	35.8	36.9	34.9	36.5	34.9	36.9
May-98	29.4	29.2	27.9	29.0	27.9	29.2
Jun-98	19.5	19.5	19.4	19.5	19.4	19.5
Jul-98	19.6	19.6	19.4	19.6	19.4	19.6
Ago-98	30.4	30.4	30.1	30.4	30.1	30.4
Sep-98	43.6	43.6	13.6	43.6	43.6	43.6
Oct-98	58.8	52.3	28.7	58.2	37.9	58.7
Nov-98	72.4	72.3	60.1	71.9	70.0	72.4
Dic-98	102.3	99.6	79.6	95.1	88.9	102.9
p		0.99	0.96	0.99	0.98	0.99
EMC		3.78	10.87	4.39	6.35	4.80
MDVA		15.18	30.11	14.08	20.89	15.45
ET(XY)		3.77	9.22	4.40	5.50	4.38

Estos valores de estimadores de error indican un ajuste muy similar entre las Alternativas 1, 3 y 5, pudiendo además incluir la Alternativa 4.

La Figura 7.16 presenta para cada mes la evapotranspiración real con los *CN* ajustados y las obtenidas mediante las diferentes alternativas, junto con las rectas de regresión lineal correspondientes a las Alternativa 3 y 5. La Alternativa 1, que también presenta un ajuste aceptable, no se muestra debido a que se superpone demasiado con la Alternativa 3, dificultando la visualización de la gráfica.

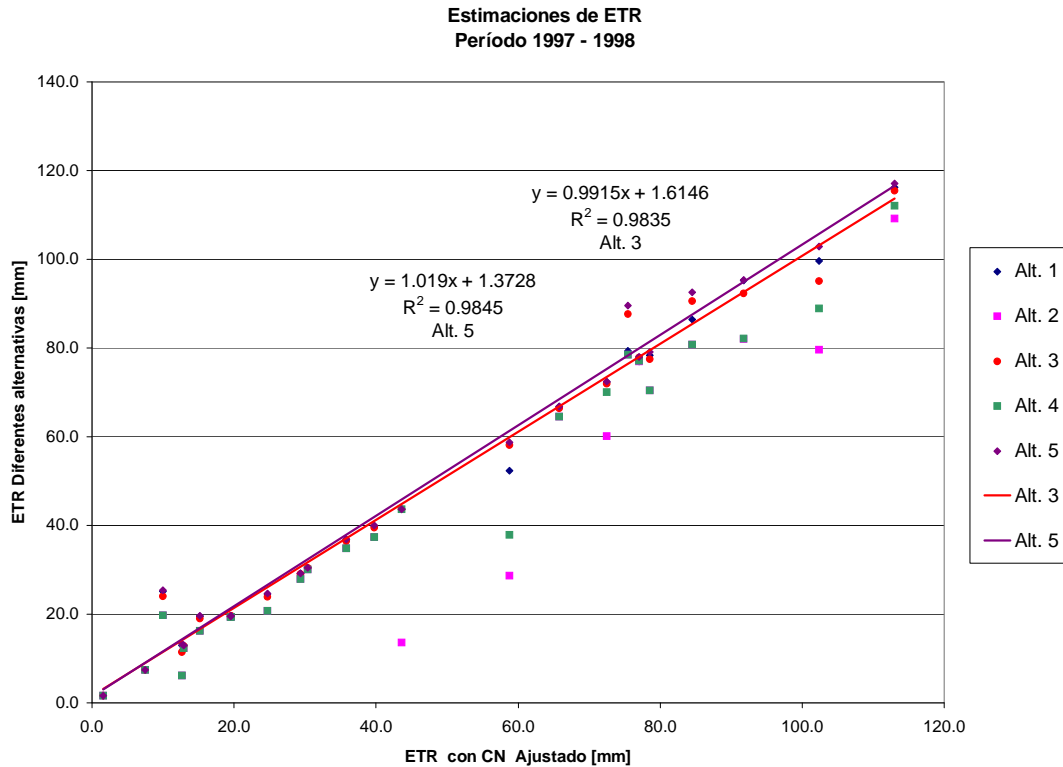


Figura 7.16. ETR mensual estimada por el Modelo de Jaworski Modificado. Diferentes alternativas Período 1997 – 1998.

Del análisis de las Tablas 7.28 y 7.29 y las Figuras 7.15 y 7.16 se señala que de acuerdo a la variable analizada los estimadores de ajuste se inclinan hacia una u otra alternativa. Por ejemplo, si se consideran los escurrimientos, las Alternativas 3, 4 y 5 son las que mejor se corresponden con los datos observados, si en cambio se considera la evapotranspiración real en comparación con las estimaciones obtenida al utilizar el Modelo de Jaworski Modificado con los *CN* adoptados para cada evento, las Alternativas 1, 3 y 5 son las más adecuadas de emplear.

Se consideran recomendables de utilizar en el módulo de escurrimiento incorporado al Modelo de Jaworski, las Alternativas 3 y 5 por ser coincidentes en la selección de las alternativas más conveniente para ambas variables.

7.4.4. Validación de las alternativas propuestas

Se verifica ahora que las alternativas recomendadas a utilizar sean apropiadas. Para ello se utilizó el Modelo de Jaworski Modificado en parcela descubierta durante el período 1995 – 1996 que se reservó para este fin. El análisis fue realizado para las cinco alternativas consideradas.

A continuación se presentan las Tablas 7.30 y 7.31 que ilustran para los años 1995 y 1996 las estimaciones de escurrimientos y evapotranspiración real a nivel mensual, junto con los estimadores de los ajustes utilizados, para ser cotejados con los obtenidos durante el período 1997 – 1998.

Tabla 7.30. Ecurrimientos mensuales observados y estimados con el Modelo de Jaworski Modificado. Diferentes alternativas. Período 1995 – 1996.

FECHA	Observado	Ecurrimientos [mm]				
		Estimados				
		Alt. 1	Alt. 2	Alt. 3	Alt. 4	Alt. 5
Ene-95	4.0	10.2	24.2	9.3	24.2	7.8
Feb-95	2.0	36.5	42.8	23.6	22.0	20.0
Mar-95	0.1	0.6	7.0	1.6	7.0	1.3
Abr-95	1.3	1.0	6.6	1.9	6.6	0.8
May-95	0.2	0.0	1.7	0.3	1.7	0.0
Jun-95		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Jul-95		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ago-95		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sep-95		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Oct-95	3.7	13.4	28.9	16.8	11.0	11.7
Nov-95	7.7	17.4	28.3	12.5	28.3	8.9
Dic-95	0.8	0.2	2.4	0.5	2.4	0.1
Ene-96	2.3	8.4	20.2	8.7	20.2	4.9
Feb-96	16.1	40.7	53.0	25.1	37.2	19.3
Mar-96	4.0	11.1	26.0	14.8	9.5	10.1
Abr-96	11.5	15.8	41.0	21.6	21.8	16.8
May-96	0.1	0.0	1.3	0.1	1.3	0.0
Jun-96		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Jul-96		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ago-96		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sep-96		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Oct-96	10.7	4.7	21.0	8.0	21.0	4.1
Nov-96	7.9	7.5	13.3	5.8	13.3	3.4
Dic-96	3.8	1.1	7.6	2.3	7.6	1.4
p		0.58	0.71	0.63	0.78	0.59
EMC		11.64	20.00	8.10	12.29	5.90
MDVA		34.49	40.76	21.62	21.04	17.93
ET(XY)		10.50	11.57	6.93	6.85	5.83

Para la variable escurrimiento, durante el período 1995 – 1996 se pueden seleccionar la Alternativa 5 como las de mejor ajuste, pudiendo incluir además a las 3 y 4 en coincidencia con las seleccionadas en el período 1997 – 1998.

Tabla 7.31. ETR mensuales estimadas con el Modelo de Jaworski Modificado. Diferentes alternativas. Período 1995 – 1996.

FECHA	Ajustada	Evapotranspiración Real [mm]				
		Estimadas				
		Alt. 1	Alt. 2	Alt. 3	Alt. 4	Alt. 5
Ene-95	116.1	112.0	98.7	112.9	98.7	114.3
Feb-95	52.2	50.0	48.8	50.1	49.0	50.2
Mar-95	81.5	81.5	81.3	81.5	81.3	81.5
Abr-95	52.4	52.4	50.6	52.0	50.6	52.5
May-95	29.6	29.7	28.1	29.4	28.3	29.7
Jun-95	18.8	18.9	8.7	18.7	18.4	18.9
Jul-95	21.3	9.6	3.9	21.2	14.7	21.3
Ago-95	23.4	0.4	0.4	0.4	0.4	4.6
Sep-95	9.7	9.7	9.7	9.7	9.7	9.7
Oct-95	69.4	59.6	44.1	56.2	62.0	61.3
Nov-95	80.0	79.8	77.7	79.5	77.7	80.0
Dic-95	37.6	28.6	17.6	33.6	17.6	37.1
Ene-96	74.3	73.7	65.3	73.9	65.3	74.2
Feb-96	108.5	103.2	92.3	102.8	99.1	106.5
Mar-96	87.5	87.4	74.2	87.4	87.4	87.4
Abr-96	48.1	48.1	46.5	48.1	48.1	48.1
May-96	32.7	32.7	32.7	32.7	32.7	32.7
Jun-96	19.8	19.9	19.6	19.8	19.6	19.9
Jul-96	15.0	15.0	9.6	15.0	15.0	15.0
Ago-96	41.7	35.8	10.2	41.7	34.7	41.7
Sep-96	42.0	22.8	22.8	22.9	22.8	37.9
Oct-96	61.7	61.5	54.1	60.0	54.1	61.9
Nov-96	40.2	47.1	40.6	48.9	40.6	51.0
Dic-96	69.9	72.3	59.5	69.5	59.5	72.4
p		0.98	0.95	0.98	0.97	0.99
EMC		7.49	13.51	7.11	9.37	4.87
MDVA		22.98	31.48	22.98	22.98	18.77
ET(XY)		6.91	9.51	6.84	7.29	4.97

Para la evapotranspiración real, la Alternativa 5 es la que mejor representa a los valores ajustados de acuerdo a los estimadores del error. Sin embargo no se debe descartar las Alternativas 1, 3 y 4 que también tienen valores aceptables.

Por lo tanto, las Tablas 7.30 y 731 muestran que para cada variable, las alternativas seleccionadas como las más convenientes para el período 1997 – 1998 coinciden también en el período 1995 – 1996.

Las Figuras 7.17 y 7.18 ilustran los valores mensuales de observaciones y estimaciones de escurrimientos y evapotranspiración real, para parcela descubierta durante el período 1995 – 1996 en concordancia con los resultados presentados en las Tablas 7.30 y 7.31. La recta de ajuste en las figuras corresponde a la Alternativa 5.

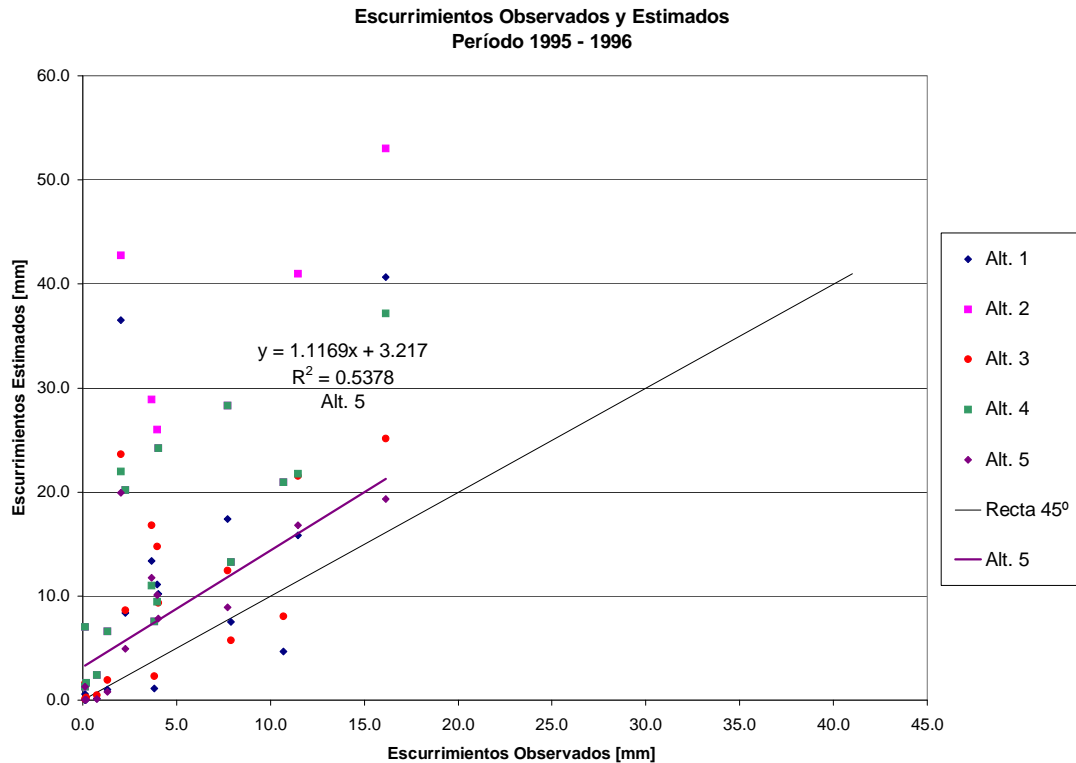


Figura 7.17. Escurreimientos mensuales observados y estimados por el Modelo de Jaworski Modificado. Diferentes alternativas. Período 1995 – 1996.

De la observación de esta figura se puede concluir que generalmente existe una sobreestimación por parte del modelo, en casi todas las alternativas planteadas y más notoriamente para la Alternativa 2.

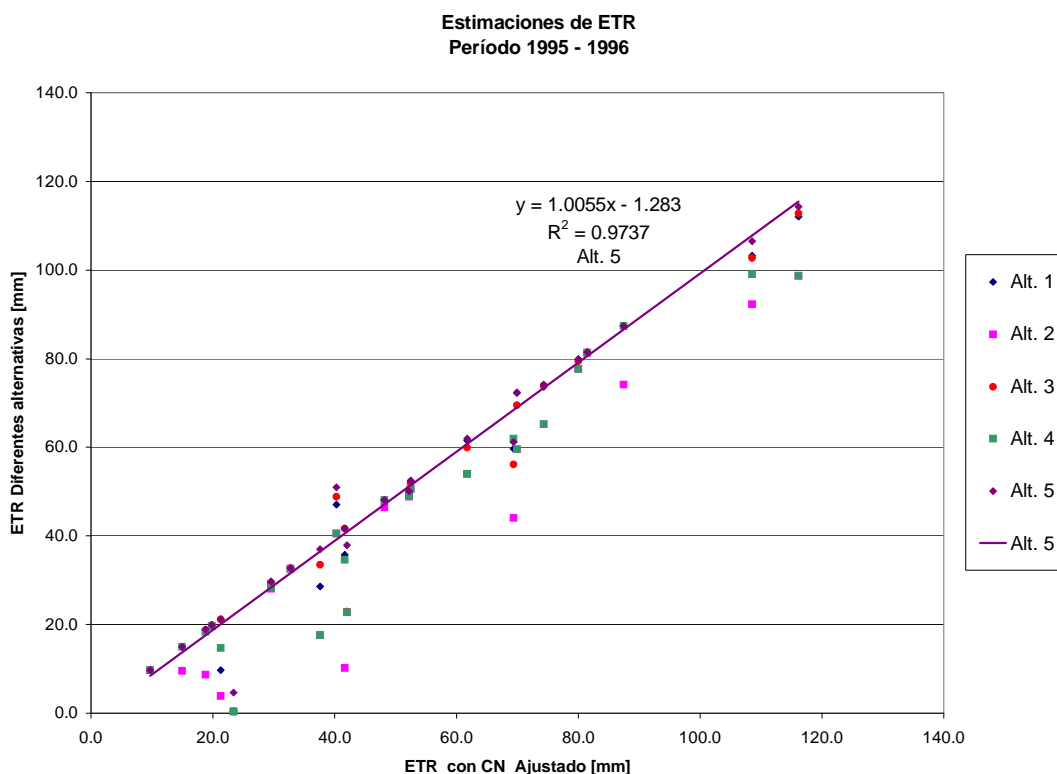


Figura 7.18. ETR mensuales estimadas por el Modelo de Jaworski Modificado. Diferentes alternativas Período 1995 – 1996.

En líneas generales las estimaciones de evapotranspiración real se ajustan bastante bien a los valores considerados como observados, no obstante se puede identificar una cierta subestimación de la misma, sobre todo para la Alternativa 2.

En cierta forma es evidente que para la Alternativa 2 la sobreestimación de escurrimientos se ve compensada por una subestimación de la evapotranspiración real.

Se puede volcar como conclusión que los estimadores de ajuste obtenidos para este período, presentan valores de correlación aceptables del mismo orden que los obtenidos en el período de análisis e investigación. La correlación obtenida es mejor para estimaciones de evapotranspiración que para escurrimientos.

Afortunadamente, coinciden las alternativas de mejor ajuste con las encontradas previamente, ya sea para los escurrimientos como para la evapotranspiración real.

Todas estas alternativas se ofrecen como prácticas y sencillas de aplicar, lógicamente si se conocen para la zona en estudio algunas tormentas y el escurrimiento originado, pudiendo determinar el *CN* correspondiente a cada evento en el ábaco de las curvas teóricas, y así caracterizar al sistema, para finalmente modelar nuevos eventos.

En concordancia con la medida adoptada por los técnicos del INTA Marcos Juárez, los montos de precipitación pequeños contribuyen únicamente en una cantidad de evapotranspiración, sin generar escurrimientos.

Capítulo 8

Conclusiones y Recomendaciones

8.1. Introducción

Considerando logrados los objetivos propuestos en el Capítulo 1 del presente trabajo y contribuyendo en alguna medida a uno de los problemas de hidrólogos y agrónomos y de aquellos que trabajan con las interacciones entre el suelo, el agua, la vegetación y la atmósfera, como ser la estimación de la tasa de evapotranspiración, y sabiendo además que todavía queda mucho por hacer se culmina este trabajo con los siguientes comentarios finales.

Las conclusiones y recomendaciones alcanzadas pueden resumirse en tres ítem principales: *i)* influencia de los datos de entrada a los modelos; *ii)* incorporación de parámetros de resistencia; *iii)* comentarios y recomendaciones con relación a los modelos empleados y a los resultados obtenidos.

Finalmente se propone una serie de actividades tendientes a renovar y perfeccionar los resultados logrados y de ese modo seguir avanzando en las investigaciones sobre el tema.

8.2. Influencia de los datos de entrada a los modelos

Para el uso de los modelos propuestos la información meteorológica de entrada fue adaptada de acuerdo a los requerimientos de los mismos. La misma variable meteorológica que se utiliza para estimar evapotranspiración potencial mediante la ecuación de Penman-Monteith, arroja valores diferentes, según se calcula por los procedimientos indicados en uno u otro modelo, esto indica la necesidad de verificar las tablas y métodos de cálculo empleados para estimar los parámetros y variables a ser incorporadas en las expresiones de cálculo y evitar introducir un error que no sea inherente al modelo. No obstante, a pesar de las diferencias entre las estimaciones de evapotranspiración potencial de cada modelo, su correlación fue aceptable.

Se utilizaron dos juegos de valores asignados a los parámetros de capacidad de campo y punto de marchitez permanente, para representar el complejo suelo, uno proveniente de los datos observados de campo y otro obtenido por el programa “Prohidri” de estimación de propiedades hídricas desarrollado por INTA. Como conclusión ambos modelos ajustaron mejor la estimación del agua almacenada en el suelo a partir de utilizar los datos de capacidad de campo y punto de marchitez permanente medidos in situ. Sin embargo las estimaciones obtenidas a partir del uso del programa de propiedades hídricas son aceptables, lo que implica que el método puede ser utilizado en ausencia de datos observados de capacidad de campo y punto de marchitez permanente.

El Modelo de Jaworski propuesto tiene la ventaja que requiere menor cantidad de parámetros experimentales, por lo que aumenta su aplicabilidad, en condiciones de escasez de información.

8.3. Incorporación de parámetros de resistencia

La incorporación de parámetros vegetativos en las estimaciones de evapotranspiración es muy conveniente ya que ayuda a representar el proceso físico, pero la dificultad de tener información confiable de estos parámetros, conduce a veces a realizar un esfuerzo que no se traduce siempre en una importante mejora de los resultados. Tal es el caso del factor de resistencia de canopia propuesto por Allen que no siempre permite una mejora en las estimaciones de evapotranspiración (Hämmerly y Paoli, 2000). Ligado a esto, el índice de área foliar presenta dificultades a la hora de ser cuantificado ya que no se cuenta con demasiada información publicada en relación a los diferentes cultivos y sus variedades.

En cuanto al parámetro de resistencia de superficie incorporado en la ecuación de Penman-Monteith, resulta muy sencillo utilizar la expresión empírica presentada por Jaworski, debido a que sólo necesita de valores de humedad de suelo promedio y que el mismo modelo proporciona, sólo es necesario conocer el valor de humedad inicial, que puede ser ajustado comenzando a modelar un período de tiempo antes.

EL Modelo Balver utiliza para barbecho, un valor de resistencia de superficie constante en el tiempo, proveniente de la suma de las inversas de las resistencias de canopia y del suelo (recordar que actúan en paralelo), siendo ambas constantes para barbecho, y difiere de la resistencia de superficie estimada mediante el Modelo de Jaworski que son variables en el tiempo. Cuando se considera cultivo de referencia, la resistencia de canopia del Modelo Balver es equivalente a la de superficie del Modelo de Jaworski, resultando también la primera constante y la segunda variable en el tiempo.

Ya se ha indicado que ambos modelos consideran diferentes formas de evaluar los parámetros de resistencia, pero ante la falta de información y/o mediciones que permitan

un mejor conocimiento y comprensión del comportamiento de los mismos, por el momento, no se puede concluir cuál es mejor.

8.4. Comentarios y recomendaciones con relación a los modelos empleados y a los resultados obtenidos

El uso de expresiones empíricas facilita la determinación de la evapotranspiración pero generalmente son aplicables para estimaciones de intervalos de tiempos mensuales o mayores. Cuando se necesitan estimaciones en períodos menores se requiere contar con modelos más elaborados que representen con más detalle el proceso físico de la evapotranspiración, como los presentados en este trabajo. El paso de tiempo de estimación de ambos modelos (diario), se puede considerar una ventaja asociada al interés práctico de evaluar la necesidad de riego de los cultivos que tornen el manejo agrícola una actividad lucrativa y ecológicamente controlada.

Ambos modelos estiman la evapotranspiración potencial mediante una ecuación reconocida y recomendada por muchos hidrólogos, agrónomos y organismos internacionales como la FAO, y que luego se acoplan con un balance que asigna el agua disponible para satisfacer la demanda evaporativa, estudiando la zona de interés vegetativo, resultando una simulación físico matemática ideal para el estudio del proceso de evapotranspiración.

La utilización del modelo de Jaworski en su versión original como base para la modelación de la evapotranspiración real en intervalos de tiempo diario resulta fácil de implementar. Requiere principalmente información meteorológica de estaciones estándar, características generales del suelo y la vegetación, y parámetros posibles de estimar. En sus cálculos tiene en cuenta la resistencia aerodinámica y el parámetro de resistencia de superficie incorporando el comportamiento de la cubierta vegetativa, pero tiene la

desventaja que no considera un descuento de pérdidas previo a la infiltración del agua precipitada, ofreciendo sobreestimaciones del agua evapotranspirada, almacenada y percolada. Se recomienda utilizar la versión modificada, que efectúa un descuento previo del escurrimiento para evitar sobredimensionar la humedad del suelo y/o la percolación.

La incorporación del módulo de descuento de esorrentía en el Modelo de Jaworski es una alternativa válida y eficiente, ya que además de corregir la tendencia de sobreestimar, mejora las estimaciones de evapotranspiración y de las demás variables involucradas en el balance hídrico.

Por su parte el Modelo Balver también utiliza información meteorológica de estaciones estándar, pero requiere mayor información del sistema suelo-vegetación, no siempre conocida, lo que conduce a veces a adoptar valores de parámetros y variables para la simulación, implicando mayor cantidad de parámetros a calibrar. Como beneficio a esta necesidad de mayor cantidad de información, el modelo analiza más detalladamente el recorrido del agua dentro del suelo, y realiza un balance más elaborado, pero hay que evaluar hasta que punto es mejor utilizarlo cuando no se dispone de toda la información requerida. En caso de contar con toda la información necesaria, tiene la ventaja que es más conceptual en la fase subterránea que el Modelo de Jaworski y permite estimaciones de mayor cantidad de variables.

De acuerdo a los resultados obtenidos, los Modelos de Jaworski y Balver se consideran aptos para su utilización, y de acuerdo a la información disponible se seleccionará el más conveniente de utilizar, decisión que también depende de los objetivos planteados y del grado de detalle que se requiera.

No obstante las diferencias expuestas entre los modelos, la *evapotranspiración real* obtenida presentó un coeficiente de correlación de 0.85 para valores diarios y de 0.97 si se consideran valores agrupados mensualmente.

La respuesta de ambos modelos es la esperada de acuerdo a las superficies consideradas, esto se confirma al ser menor la evapotranspiración real para barbecho que la estimada para cultivo de referencia.

Con relación a los índices de evapotranspiración relativa, se aconseja utilizarlos con la finalidad de conocer en que medida es satisfecha la demanda climática por el cultivo y el suelo, éste último en relación directa con la humedad edáfica.

El modelo Balver ha manifestado un comportamiento satisfactorio para las condiciones estudiadas, a pesar de no haberse ajustado ciertos parámetros involucrados como: profundidad de las raíces, porcentaje de extracción del primer reservorio, conductividad hidráulica saturada, etc., para lo cual se hubiere requerido otra información de campo no disponible. Por otra parte los resultados obtenidos con diferentes juegos de parámetros de humedad de suelo, lo muestran como un modelo robusto.

Con respecto a las alternativas propuestas para la generalización del Método de Curva Número, que se recomienda incorporar al modelo de Jaworski, en líneas generales todas, excepto la Alternativa 2, resultaron admisibles de utilizar en relación con la estimación de evapotranspiración real, y aunque se pueden considerar aceptables no ajustaron tan bien para los escurrimientos. De todos modos estas alternativas de estimación de esorrentía conducen a una mejora en la estimación de la evapotranspiración a través de una metodología sencilla.

Por simplicidad se puede preferir la Alternativa 5, pero si no se cuenta con información de los eventos como para caracterizar el sistema, entonces se deberá utilizar la Alternativa 3, ó la 4 ó el método tradicional que también dieron buenas correlaciones entre los valores observados y los estimados.

Seguramente se podrá calibrar mejor el Método de *CN* pero no es el objetivo de éste trabajo, simplemente se concluye que es un método factible de aplicar y que se pueden

mejorara las estimaciones en el futuro con mayor calidad y cantidad de datos observados en las parcelas.

8.5. Sugerencias para posibles extensiones del presente trabajo

Se recomienda extender los análisis de nuevas alternativas que pudieran resultar más conveniente de aplicar para la generalización del Método de Curva Número, sugiriéndose la incorporación de la intensidad de lluvia como factor a considerar. Esto se desprende de que el ploteo para cada evento entre las precipitaciones y los escurrimientos presenta una apreciable dispersión debido a la influencia de la intensidad de la precipitación.

También se recomienda realizar estimaciones para intervalos de tiempo mensual, y luego contrastar con las estimaciones diarias agregadas, tal como fueron utilizadas en este trabajo, y así determinar el error que se pudiera cometer al utilizar un paso de tiempo mensual en las estimaciones de evapotranspiración.

Interrogantes como el índice del área foliar, parámetros de rugosidad de superficie, profundidad de las raíces, factores de resistencias involucrados en los procesos de evapotranspiración deberían ser estudiados y analizados por técnicos especializados para confirmar o mejorar las formulaciones disponibles.

Otra futura tarea a realizar es la estimación de la evapotranspiración de diferentes cultivos y la profundización de los estudios relacionados a los factores de resistencias para su mejor conocimiento y comprensión, para lo que se propone realizar un trabajo conjunto con agrónomos y organismos como INTA con la intención de generar los datos específicos necesarios para luego aplicar los modelos. Los datos no solo se necesitan en cantidad también se requiere calidad de los mismos para lo que será necesario que personal

capacitado se ocupe de su obtención, evitando la presencia de algún error en la información.

Se plantea también la aplicación de técnicas estadísticas, como el análisis de componente principales, para relacionar variables y extraer información presente en los datos.

Se sugiere para posibilitar la extensión del presente trabajo que organismos interesados financien la generación y/o recopilación de datos específicos, como humedad de suelo, a ser utilizados para la validación de los modelos y la continuación de las investigaciones. Se considera que al generar datos con un fin previamente determinado, es posible ejercer el control de la calidad de los mismos. De todos modos encaminarse en esta tarea no nos libera de la justificada preocupación de la continuidad de la misma a causa de la situación económica.

Dada la temática de esta tesis, es posible que un trabajo conjunto entre hidrólogos y agrónomos, en el que se reúnan conocimientos de ambas disciplinas permitan lograr mejores resultados, ahorrando esfuerzos y optimizando recursos.

Capítulo 9

Bibliografía

Allen, R. G. (1996). "Assessing integrity of weather data for reference evapotranspiration estimation". *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, Vol. 122, N° 2, pp. 97-106.

Allen, R. G.; Jensen, M. E.; Wriqth, J. L.; Burman, R. D. (1989). "Operational estimates of reference evapotranspiration". *Agronomy Journal*, Vol 81, pp 650-662.

Brunt, D. (1932). "Notes on radiation in the atmosphere". *Quarterly J. Royal Meteorol. Soc.*, 58, pp. 389-418.

Brutsaert, W. (1975). "The roughness length for water vapor, sensible heat and other scalars". *J. Atm. Sci.*, 32, pp. 2028-2031.

Bureau of Reclamation (1979). *Diseños de presas pequeñas, una publicación técnica de recursos hidráulicos*. United States Department of the Interior – Bureau of Reclamation, Compañía editorial continental S.A., México, 639 pp.

Choisnel, E.; De Villele, O.; Lacroze, F. (1992). “Une approche uniformisée du calcul de l'évapotranspiration potentielle pour l'ensemble des pays de la Communauté Européenne”. Centre Commun de Recherche. France, 133 pp.

Chow, V. T. (1964). *Handbook of applied hydrology*. Mc Graw – Hill, USA.

Chow, V. T.; Maidment, D. R.; Mays, L. W. (1994). *Hidrología aplicada*. Mc Graw-Hill, Colombia, 584 pp.

Custodio, E.; Llamas, M. R. (1976). *Hidrología subterránea*. Ediciones Omega, Barcelona, España.

Da Porta, A. W.; Caamaño Nelly, G. (1993). “Fontes de erro na estimação de evapotranspiração com o modelo baseado na relação complementaria potencial-real”. X Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Vol. 2, pp. 361-369.

Da Porta, A. W.; Niemann, E. (1983). “Utilización del balance de energía para la determinación de la evapotranspiración en la cuenca del Río La Suela”. XI Congreso Nacional del Agua, Tomo aguas superficiales, Córdoba, Argentina.

Damario, E. A.; Cattáneo, C. L. (1982). “Estimación climática de la evapotranspiración potencial en la Argentina según el método de Penman (1948)”. Revista de la Facultad de Agronomía 3,3, Buenos Aires, pp. 271-292.

Doorenbos, J.; Pruitt, W. O. (1976). *Las necesidades de agua de los cultivos*. Estudio FAO: Riego y Drenaje, Reporte N° 24, Organización de las naciones unidas para la agricultura y la alimentación (FAO), Roma, Italia, 194 pp.

Fernández, N. R. (1998). “Modelo PROHIDRI”.Informe interno INTA – Castelar, 4 pp.

Fernández, N. R. (1999). “Programa ASTRO”. Informe interno INTA – Castelar, 5 pp.

Fernández, N. R.; Hämmerly, R. (2001). “Desarrollo e implementación de un modelo de balance de vertical”. Seminario Internacional sobre Manejo Integral de Cuencas Hidrográficas, T – 63 soporte digital, Rosario, Argentina, 9 pp.

Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) (1990). “Annex V FAO Penman – Monteith Formula”. Report on Expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements, FAO, Roma, Italia, 23 pp.

Fuschini Mejía, M. C. (1989). “El conocimiento de la hidrología de las llanuras”. Seminario internacional sobre hidrología de grandes llanuras, Buenos Aires, Argentina, II/74/TRA, 19 pp.

- Giacosa, R. (1989). "Aplicación de un modelo de simulación de lluvia – niveles freáticos en un área de llanura". INCyTH – CRL, 12 pp.
- Grassi, C. J. (1964). "Estimation of evapotranspiration from climate formulas". Master of Science Thesis, Utah State University Library, Logan, Utah, USA.
- Grassi, C. J. ; Tevez, E. (1966). "Evapotranspiración en la República Argentina estimada por la fórmula de Grassi-Christiansen". INTA, IDIA N° 226.
- Grossi Gallegos, H.; Atienza, G. (1991). "Determinación de los coeficientes de ajuste de la ecuación de regresión entre las horas de insolación y la radiación global, para diferentes zonas de Argentina y distintas épocas del año". Actas de la V Reunión Argentina de Agrometeorología, Córdoba, Argentina.
- Guyot, G. (1992). "Cours de bioclimatologie – Chapitre III: L'Eau". Ecole National Supérieure Agronomique de Montpellier, INRA, France, 49 pp.
- Hämmerly, R. (1995). "Cálculos de evapotranspiración de la región con la incorporación de nuevas metodologías de cálculo y series modernas de datos". Informe de avance beca de graduados 1994. FICH – UNL.
- Hämmerly, R.; Paoli, C. (1998). "Estudio comparativo de la evapotranspiración en la región litoral", XVII Congreso Nacional del Agua – II Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur, Tomo 1, Santa Fe, Argentina, pp. 78-87.

Hämmerly, R.; Paoli, C. (2000). “Incidencia de la resistencia de cultivo en la estimación de evapotranspiración real”. XVIII Congreso Nacional del Agua, Santiago del Estero, Argentina, pp.121-122.

Hernández, M. A.; Ruiz de Galarreta, V. A. (1989). “El conocimiento hidrodinámico de la zona no-saturada en la hidrología de regiones llanas”. Seminario internacional sobre hidrología de grandes llanuras, Buenos Aires, Argentina, II/63/TRA, 8 pp.

Instituto Nacional Tecnología Agropecuaria (INTA) (1978). *Carta de Suelo de la República Argentina*. Hoja 3363 – 17 Marcos Juárez, INTA, Buenos Aires. 87 pp.

International Association of Hydrological Sciences (IAHS). (1989) *Estimation of Areal Evapotranspiration*. Publ. N° 177, 285 pp.

Jaworski, J. (1978). “A mathematical model of actual evapotranspiration”. *Journal of Hydrological Sciences*, Vol. 5 N° 3/4, pp. 179-189.

Jaworski, J. (1985). “Estimation of actual evapotranspiration by means of a mathematical model”. WMO, N° 635, pp. 106-120.

Kotoda, K. (1989). “Estimation of river basin evapotranspiration from consideration of topographies and land use conditions”. *Estimation of Areal Evapotranspiration*, IAHS, Publ. N° 177, pp. 271-281.

- Kotsopoulos, S.; Babajimopoulos, C. (1997). "Analytical estimation of modified Penman equation parameters". *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, Vol. 123, N° 4, pp. 253-256.
- Kovacs, G. (1981). *Subterranean hydrology*. Water Resources Publication, Littleton, Colorado, USA.
- Lhomme, J. P. (1997). "An examination of the feedback effects between regional and potential evaporation". 13 th Conference on hydrology, American Meteorological Society, Long Beach, California. pp. 314-317.
- Linsley, R.; Kholer, M.; Paulus, J. (1977). *Hidrología para ingenieros*. Mc Graw-Hill Latinoamericana, Bogotá.
- Maidment, D. R. (1993). *Handbook of hydrology*. Mc Graw – Hill Inc., New York, USA, (XXIX+1180) pp.
- Mawdsley, J. A. (1989). "The accuracy of regional evapotranspiration estimates made using the atmospheric boundary layer bulk transfer method". *Estimation of Areal Evapotranspiration*, IAHS, Publ. N° 177, pp. 105-116.
- Mc Naughton, K. G.; Spriggs, T. W. (1989). "An evaluation of Priestley and Taylor equation and the complementary relationship using results from a mixed-layer model of the convective boundary layer". *Estimation of Areal Evapotranspiration*, IAHS, Publ. N° 177, pp. 89-104.

- Mendiondo, E. M.; Neiff, J. J.; Depettris, C. A. (2000). "Interpretación de humedales con el Abordaje Metas-Revivir". XVIII Congreso Nacional del Agua, Santiago del Estero, Argentina, pp. 39-40.
- Monteith, J. L. (1965). "Evaporation and environment". *Symp. Soc. Exp. Biol.*, Vol. 19, Swansea, Cambridge University Press, pp. 205-234.
- Monteith, J. L. (1981). "Evaporation and surface temperature". *Quarterly J. Royal Meteor. Soc.*, 107, pp. 1-27.
- Monteith, J. L. (1973). *Principles of environmental physics – Contemporary biology*. Edwards Arnolds (Publisher), Barrington, E. J.; Willis A. J. (General Editors), Williams Clowers & Sons, London, 241 pp.
- Morton, F. I. (1983). "Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the sciences and practice of hydrology". *Journal of Hydrology*, Vol. 66, Nº 1/2, pp. 1-76.
- Murray, D. (1970). *Handbook on the principles of hydrology – A general text with special emphasis on canadian conditions*. Water Information Center Publication, USA, sections XIII.
- Ostinelli, M.; Puentes, M. I.; Solari, F. A. (1996). "Avances en la teledetección de las propiedades físicas de los suelos". IV Congreso Argentino – II Internacional de Ingeniería Rural, Tomo II, Neuquen, Argentina, pp 616-628.

- Paoli, C. (1995). "Hidrometeorología - Manual del VI curso internacional de hidrología general con aspectos ambientales". FICH (UNL) – UNESCO.
- Papadakis, J. (1962). "Avances recientes en el estudio hídricos de los climas; evapotranspiraciones, índice hídrico, lluvias de lavado, estaciones seca y húmeda, régimen hídrico". IDIA N° 175, pp. 1-28.
- Penman, H. L. (1948). "Natural evaporation from open water, bare soil and grass". *Proceedings Royal Society of London, Serie A*, 193, pp. 120-146.
- Pereira, L. S.; Perrier, A.; Allen, R. G.; Alves I. (1999). "Evapotranspiration: Concepts and future trends". *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, Vol.125 N° 2, pp. 45-51.
- Puricelli, C.; Barrios, C.; Masiero, B. (1977). "Determinaciones lisimétricas de evapotranspiración en maíz y evaporación durante el barbecho para Marcos Juárez (Córdoba)". *Revista de Investigaciones Agropecuarias, Serie 3, Clima y Suelo*, Vol. XIII, N° 3, INTA, Buenos Aires, Argentina, pp. 73-90.
- Quintela, R. M. (1962). "Estudios Experimentales sobre evaporación". Servicio Meteorológico Nacional, Secretaría de Aeronáutica. República Argentina.
- Quintela, R. M.; Canziani, O. F.; Valtorta S. (1987). "Nuevos enfoques para calcular la evaporación y la transpiración". *Geoacta*, Vol. 14, N° 1, pp. 27-37.

- Quintela, R. M.; Medina, L. (1969). "Cálculo de evaporación por métodos indirectos". IV Congreso Nacional del Agua, Neuquén, Argentina.
- Quintela, R. M.; Scarpati, O. E. (1987). "Sobre algunos procedimientos que simplifican la utilización de la fórmula de Penman". *Geoacta*, Vol. 14, N° 1, pp. 101-105.
- Quintela, R. M.; Scarpati, O. E. (1991). "Resultados obtenidos de la aplicación del Modelo de Morton para evaluar la evapotranspiración real, en distintos intervalos de tiempo". V Reunión Argentina de Agrometeorología, Córdoba, Argentina, pp. 45-49.
- Quintela, R. M.; Scarpati, O. E.; Rodríguez, R. (1990). "Análisis comparativo de la evapotranspiración horaria (potencial y real) en zonas húmeda y semiárida". *Geoacta*, Vol. 17, N° 1, pp. 49-60.
- Remenieras, G. (1971). *Tratado de hidrología aplicada*. Editores técnicos asociados S.A., Barcelona, España, 515 pp.
- Rose, C. W. (1966). *Agricultural physics*. Robert Maxwell (Publisher), Ashurst, W.; Flint, H. T. (General Editors), Pergamon Press Ltd., 229 pp.
- Sauer, T. J.; Hatfield, J. L.; Prueger, J. H. (1996). "Aerodynamic characteristics of standing corn stubble". *Agronomy Journal*, Vol 88, pp 733-739.

Sierra, E.; Pórfido, O. (1978). "Evaluación comparativa de diversas fórmulas de evapotranspiración potencial en la región pampeana". *Meteorológica* 8/9, Buenos Aires, pp. 99-107.

Smith, M. (1990). "Report on the Expert Consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements". FAO, Rome, Italy.

Smithsonian Meteorological Tables (1951). 6° Edición.

Soczynska, U. (1989). "Modelo basado físicamente de la cuenca de tierras bajas". Seminario internacional sobre hidrología de grandes llanuras, Buenos Aires, Argentina, II/57/TRA, 11 pp.

Tetens, O. (1932). "Über einige meteorologische begriffe". *Z. Geophys*, 6, pp. 297-309.

Thompson, N.; Barrie, I. A.; Ayales, M. (1981). "Hydrological memorandum N° 45 The meteorological office rainfall and evaporation calculation system". Morecs the meteorological office bracknell, England.

Todorovic, M. (1999). "Single-layer evapotranspiration model with variable canopy resistance". *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, Vol. 125, N° 5, pp. 235-245.

Vich, A. I. (1996). *Aguas continentales – Formas y Procesos*. Centro de economía, Legislación y Administración del Agua y Ambiente, Mendoza, Argentina.

World Meteorological Organization. (WMO) (1985). *Casebook on operational assessment of areal evaporation*. Operational Hydrology Report N° 22, WMO, N° 635, Ginebra, Suiza, 194 pp.

Wright, J. L. (1982). "New evapotranspiration crop coefficients". *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, ASCE, Vol. 108 N° 1, pp. 57-74.

Zeljkovich, L. T. de; Rebella, C. M.; Golberg, A. (1980). "La evapotranspiración potencial en la región de Pergamino, medición y cálculos". IX Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo, Paraná, Argentina, pp. 63-71.

Zimmermann, E. D. (1993). "Informe Anual correspondiente al período 1992-1993, Extensión de Beca de perfeccionamiento CONICET". Departamento de Hidráulica e Ingeniería Sanitaria, FCEIA – UNR, Rosario, Argentina, Inédito.

Zimmermann, E. D. (1994). "Estimación de la evapotranspiración areal en el sistema hidrológico del Arroyo Ludueña". XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Santiago de Chile, Chile, pp. 271-282.

Zuluaga, J. M.; Bermejillo, A.; Manzanera, M.; Drovandi, A.; Fornero, L. (1998). "Estimación de la evapotranspiración real regional a partir de datos satelitales". XVII Congreso Nacional del Agua – II Simposio de Recursos Hídricos del Conosur, Tomo 2, Santa Fe, Argentina, pp. 109-118.