UNIVERSITAT JAUME I

Departamento de Ciencias Experimentales
Universitat Jaume I
Castellón

DETERMINACIÓN EXPERIMENTAL DEL BALANCE HÍDRICO DEL SUELO Y EVALUACIÓN DE LA CONTAMINACIÓN ASOCIADA A LAS PRÁCTICAS AGRÍCOLAS

TESIS DOCTORAL

Juan Tuñón Colom

2000

DETERMINACIÓN EXPERIMENTAL DEL BALANCE HÍDRICO DEL SUELO Y EVALUACIÓN DE LA CONTAMINACIÓN ASOCIADA A LAS PRÁCTICAS AGRICOLAS

Dr. Juan Tuñón Colom

Doctor en Química Fundamental y Aplicada por la Universitat Jaume I
licenciado en Ciencias (Geología) por la Universidad de Granada

Director de la Tesis
Dr. Ignacio Morell Evangelista
Profesor Titular de Geodinámica
Departamento de Ciencias Experimentales
Universitat Jaume I

Esta tesis doctoral fue seleccionada como uno de los accesits de la V Edición del Premio Fertiberia, a la mejor tesis Doctoral en temas agrícolas, organizado por Fertiberia y el Ilustre Colegio Oficial de Ingenieros Agrónomos de Centro y Canarias.

A mis padres
A Esmeralda y Angel, mis hermanos
A Nuria y a Javi

Esta publicación quiero que sea un pequeño homenaje a Nachito, porque sigue estando entre nosotros dándonos ánimos para seguir adelante con una sonrisa. No te olvidaré.

AGRADECIMIENTOS

La presente tesis doctoral se publica tras varios años de haber sido defendida y aprobada con la calificación de Cum Laude, obtenida por unanimidad por los miembros del tribunal, a quienes quiero manifestar en este apartado mi mas sincero agradecimiento por su colaboración y aceptación en tan loable acto académico. Gracias a: Dr Antonio Pulido Bosch, Dr Fernando López Vera, Dr Carlos Ramos Mompó, Dra Lucial Candela Lledó y Dra. Pilar Garcia Agustín

Quiero agradecer igualmente a Fertiberia el reconocimiento a este trabajo como uno de los accesits de sus premios nacionales de Tesis doctorales, así como al Ministerio de Agricultura por el acto de entrega de dichos premios, con presencia del Ilustrísimo Ministro de Agricultura, D. Miguel Arias Cañete.

La publicación de esta tesis doctoral se hace gracias a la Universitat Jaume I, por tanto debo agradecer en su nombre al Rector D. Francisco Toledo Lobo y al Servicio de comunicación y Publicaciones.

Durante todos estos años, desde que abandoné la Universitat Jaume I e inicié nuevas empresas, he conocido muchas personas que me han apoyado personalmente y laboralmente a conseguir nuevas metas y éxitos. Por lo que quiero aprovechar para manifestar mi mas sincero agradecimiento a todos ellos. Estas personas son principalmente los miembros del equipo de técnicos Servicio de Evaluación de Impacto Ambiental de la extinta Consellería de Medi Ambient de la Generalitat Valenciana, junto con el equipo de VAERSA que trabajamos en dicho servicio. Gracias por los 4 años compartidos en Valencia, siempre estáis en mis mejores recuerdos. Este agradecimiento es extensivo para todo el personal de la empresa VAERSA así como para los compañeros de la Conselleria de Territorio y Vivienda.

Este agradecimiento es especialmente emotivo para Marga Gascón, por todos los vínculos que nos unen, y cuya amistad permanece siempre viva. Y para Cristina Verdugo, por su apoyo personal.

La realización de la Tesis Doctoral es la culminación de una formación académica. En personas que, como yo, hemos tenido la suerte de poder realizar esta investigación como continuación de la vida universitaria, esta formación académica se ha desarrollado de forma paralela a la formación humana y al desarrollo de nuestra personalidad. Por tanto, es muy difícil hacer una separación entre lo que ha supuesto el apoyo de tanta gente hasta llegar a este momento de gran satisfacción.

Y si difícil ha sido plasmar en este trabajo el desarrollo de la investigación, mucho más complejo es intentar expresar mi agradecimiento, a lo largo de todos estos años a cada una de las personas que en buena medida han contribuido a conseguirlo. Por esto quisiera manifestar que cada una de las personas que me han ayudado no vienen citadas en este texto, pues creo que parecería un santoral ante tanto nombre. Y sólo voy a limitarme a nombrar a quienes por su condición no puedo expresar o compartir mi agradecimiento y amistad personalmente, o las personas que actualmente me siento más ligado por muchos motivos que tampoco voy a detallar en todos los casos. Por esto muchas gracias a todos vosotros que sabéis que no necesito dejar escrito que os estoy muy agradecido.

Para romper este inicio un tanto frío quisiera expresar mi más sincero agradecimiento a las siguientes personas, organismos y entidades que, con su ayuda, han hecho posible la realización de esta Tesis Doctoral:

En primer lugar, al Dr. Ignacio Morell, director de este trabajo, que ha sufrido las peores partes del desarrollo y sobretodo ha sabido dirigir, no sólo la investigación, sino además a mi. También quiero manifestar que junto a mi formación como investigador, el Profesor Ignacio Morell me ha transmitido una inquietud docente a la cual he redirigido mi carrera. Y junto a este proceso de formación ha sido un excelente compañero y un mejor amigo, junto con su familia quien me ha tratado como un miembro más.

A la Conselleria de Cultura, Educación y Ciencia de la Generalitat Valenciana, que me concedió una beca de Formación de Personal Investigador, y actualmente me acoge en el cuerpo de profesores de educación secundaria.

A la empresa FACSA-Residuales y en su representación a D. Juan Antonio Llopis, por las facilidades que me han brindado para la instalación y mantenimiento de la parcela experimental en sus terrenos. Y a todos los miembros de la Estación Depuradora de Aguas Residuales de Castellón por su constante apoyo y ánimo, y por tenerme siempre como un amigo.

A la Universitat Jaume I, y en especial a todo el Departamento de Ciencias Experimentales por su acogedor recibimiento y su trato personal por parte de todos sus miembros durante mi estancia de más de 6 años, y en su representación al Dr. Juan Manuel Andrés Bort, Director del Departamento, por su constante apoyo y preocupación. A la gente de Psicología por ser siempre bien recibido, de forma muy cariñosa a todo el grupo de investigación de los catedráticos D. Carlos Aragón y D. Javier Moltó

A mis compañeros del Grupo de Investigación de Medio Ambiente y Recursos Naturales, por tantas horas compartidas que siempre han sido placenteras. A los doctores Toni Roig, Ximo Beltrán y Paco López por su paciencia ilimitada para transmitirme las técnicas analíticas.

Al Dr. Joan Bach de la Universitat Autónoma de Barcelona, por todos sus consejos y colaboración en el diseño de la estación lisimétrica.

Al Dr. Miguel Angel Mariño, de la Universidad de Davis (California), que me atendió durante mi estancia en su Departamento.

A la Dra. Lucila Candela, del Departamento de Ingeniería del Terreno de la Universitat Politécnica de Catalunya, y al personal del laboratorio, que me permitió elaborar las curvas de retención.

Al Dr. Enrique Montón por todas las horas prestadas y por estar siempre dispuesto a atender a un amigo.

A la Dra. Mamen Pastor, quien ha sido mi compañera en todos estos años de formación académica, pero sobretodo por habernos complementado en lo personal, desde hace más de 15 años, que ha sido lo más difícil. Y a sus compañeras de departamento.

A todo Colla-Cao por estar siempre ahí.

A Jose Mata y Pablo Serrano por ser amigos y ante todo por su sensibilidad. A Juan Diego, por todo lo que fue su amistad, por enseñarme quien soy y porque gracias a él valoro más a los buenos amigos.

A toda la gente de Granada que han sabido apreciarme siempre y nunca podré olvidarles.

Para finalizar, debo mostrar mi mas sincero agradecimiento a Amadeo, por haberme abierto las puertas y ayudarme a encaminar mi vida. Sin ti no habría conseguido entrar en el cuerpo de funcionarios docentes. Gracias por tus ánimos para alcanzar nuevas metas, por tus consejos y por saber comprender los momentos malos.

INDICE GENERAL

CAPITULO 1. INTRODUCCION

1.1. Presentación del trabajo **3**
1.2. Objetivos **4**
1.3. La Plana de Castellón **5**
1.3.1. Localización geográfica 5
1.3.2. Algunos datos socioeconómicos 7
1.3.3. Rasgos geológicos básicos 8
1.3.4. Situación hidrogeológica 9
1.4.Síntesis metodológica **11**
1.5.Antecedentes **12**
1.5.1. Sobre geología e hidrogeología 12
1.5.2. Sobre lisímetros 13
1.3.3. Sobre reutilización de aguas residuales 14

CAPITULO 2. METODOLOGIA

2.1. Introducción **19**
2.2. Estación lisimétrica **19**
2.2.1. Características constructivas 20
2.2.2. Relleno de los lisímetros 23
2.2.3. Características del material de relleno 25
2.2.4. Equipamiento de los lisímetros 31
2.2.5 Descripción general de los lisímetros 40
2.2.6. Prácticas agrícolas 40
2.2.7. Muestreo de aguas de drenaje 45
2.3. Determinaciones analíticas **46**
2.3.1. Análisis de suelos 46
2.3.2. Análisis de aguas 46
2.4. Datos climatológicos **47**
2.4.1. Estación meteorológica 47
2.4.2. Recopilación de datos meteorológicos 47
2.4.3. Completado y corrección de series 47
2.4.4. Tratamiento de los datos 47
2.5. Cálculo y determinación de la evapotranspiración y recarga **48**
2.6. Metodología hidroquímica **49**

CAPITULO 3. HIDROGEOLOGÍA E HIDROGEOQUÍMICA DE LA PLANA DE CASTELLON

3.1. Introducción **53**
3.2 Geología de la Plana de Castellón **53**
3.3. Los materiales de relleno de la Plana **59**
3.4. El entorno del Río Mijares **63**
3.5. Características hidrogeológicas de la formación **66**

3.6. Hidrogeoquímica general **73**
3.6.1. El proceso de intrusión marina 73
3.6.2. Los sulfatos. Control estructural 75
3.6.3. Los bicarbonatos 77
3.6.4. Los nitratos. Contaminación agrícola 78
3.6.5. Los cationes 82
3.6.6. Los metales pesados 83

CAPITULO 4. ASPECTOS TEÓRICOS DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN
4.1. Introducción **91**
4.1.1. La evapotranspiración en el ciclo del agua 92
4.1.2. El agua en las plantas y el suelo 93
4.2. Aspectos teóricos de la evapotranspiración **96**
4.2.1. Introducción 96
4.2.2. Factores que influyen en la evapotranspiración 97
4.3. Definiciones de evapotranspiración **114**
4.3.1. Evapotrasnpiración potencial (ETP) 114
4.3.2. Evapotranspiración de referencia (ETo) 116
4.4. Métodos de cálculo de la evapotranspiración **117**
4.4.1. Introducción 117
4.4.2. Métodos de balance de agua 117
4.4.3. Métodos climatológicos 118
4.4.4. Métodos micrometeorológicos 128
4.4.5. Métodos de resistencia 131
4.4.6. Métodos de correlación de remolinos 133
4.4.7. Métodos hidrogeoquímicos 133
4.5. Medida de la evapotranspiración **133**

CAPITULO 5. ASPECTOS TEORICOS DE LA RECARGA
5.1. Introducción **139**
5.2. Aspectos teóricos de la estimación de la recarga **141**
5.2.1. Recarga a partir de la precipitación 141
5.2.2. Recarga a partir de los ríos 151
5.2.3. Recarga a partir del riego 159
5.2.4. Recarga de origen urbano 167

CAPITULO 6. BALANCE HÍDRICO DEL SUELO
6.1. Introducción **171**
6.1.1. Evapotranspiración en la Plana de Castellón 172
6.2. Determinación empírica de la evapotrasnpiración **177**
6.2.1. Introducción 177
6.2.2. Cálculo de la ETP mediante el método de Thornthwaite 178
6.2.3. Cálculo de la ETP mediante el método de Penman (ETOCIM) 180

6.2.4. Cálculo de la ETP mediante el método de Allen 184
6.2.5. Comparación de los resultados obtenidos con métodos empíricos 186
6.2.6. Cálculo de la ETR por métodos empíricos 188
6.2.7. Medidas de evapotranspiración real en la parcela experimental 191
6.2.8. Modelo de evapotranspiración 198
6.3. Cálculo de la recarga 199
6.3.2. Recarga en la parcela experimental 199
6.4. Discusión de los resultados 211
6.4.1. Sobre la evapotranspiración 211
6.4.2. Sobre la recarga 214

CAPITULO 7. HIDROQUÍMICA DE LAS AGUAS DE DRENAJE
7.1. Introducción 235
7.2. Modelo conceptual del flujo en los lisímetros 236
7.3. Entradas y salidas de agua y masas 239
7.4. Caracterización iónica de las aguas de drenaje 243
7.4.1. Evolución de los iones cloruro, sulfato y nitrato 243
7.4.1. Evolución de los iones calcio, magnesio, sodio y potasio 251
7.5. Balance de Masas 259
7.5.1. Masas acumuladas de cloruro 259
7.5.2. Masas acumuladas de sulfato 262
7.5.3. Masas acumuladas de nitrato 265
7.5.4. Masa acumuladas de sodio 268
7.5.5. Masa acumuladas de calcio 270
7.5.6. Masa acumuladas de magnesio 273
7.5.7. Masa acumuladas de potasio 275
7.6. Balances iónicos en los lisímetros 277
7.6.1. Balances iónicos en los lisímetros regados con agua subterránea 277
7.6.2. Balances iónicos en los lisímetros regados con agua residual 281
7.7. Síntesis del Balances de masas 283
7.8. Algunas precisiones sobre el comportamiento de los cationes 285

CAPITULO 8. CONCLUSIONES
8.1. Sobre la hidrogeoquímica de la Plana de Castellón 295
8.2. Sobre la metodología 296
8.3. Sobre el cálculo de la evapotranspiración 297
8.4. Sobre el cálculo de la recarga 297
8.5. Sobre el riego 298
8.6. Conclusiones generales 299

BIBLIOGRAFIA 301

ANEXO 1. CARACTERIZACIÓN DEL SUELO
- A1.1. Determinación de la textura 331
- A1.2. Análisis químico 333
- A1.3. Análisis mineralógico 333
- A1.4. Peso específico de las partículas sólidas 334
- A1.5. Curva de retención 335
- A1.6. Densidad aparente 338

ANEXO 2. CARACTERÍSTICAS DE LOS LISÍMETROS 339

ANEXO 3. CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN
- Calor de vaporización 359
- Constante psicrométrica 359
- Presión de saturación de vapor 360
- Presión de vapor real 361
- Radiación neta 361
- Valores de ETR 364

INDICE DE FIGURAS

1.1. Mapa de situación de la Plana de Castellón 6
1.2. Red de drenaje de la Plana de Castellón y zonas húmedas de las marjales de Castellón y Almenara 6
1.3. Localización geográfica de las principales poblaciones existentes en la Plana de Castellón 7
1.4. Unidades estructurales de la provincia de Castellón 9
1.5. Unidades hidrogeológicas de la provincia de Castellón 10

2.1. Localización de la parcela experimental 20
2.2. Perfil de la zanja excavada para la construcción de los lisímetros 21
2.3. Esquema de la estación lisimétrica. 21
2.4. Perfil de la obra realizada para la construcción de los lisímetros. 22
2.5. Esquema del fondo de los lisímetros 22
2.6. Lisímetro con la grava en el fondo y detalle de las repisas para evitar los flujos preferenciales. 22
2.7. Selección del material de relleno. 23
2.8. Proceso de cribado y pesado de la tierra 24
2.9. Detalle del estariador y proceso de compactación 24
2.10. Vista de la estación lisimétrica con los cítricos 25
2.11. Curva granulométrica del material de relleno 26
2.12. Difractograma de Rayos X de una muestra del lisímetro 12 28
2.13. Curva de retención del suelo de los lisímetros obtenida en laboratorio. 31
2.14. Sonda TDR modelo Trime P3Z 34
2.15. Sonda Tube Probe Trime de la casa IMKO y Tubo de muestreo instalado en los lisímetros 34
2.16. Relación entre el potencial del agua y el contenido relativo de agua en la hoja (RWC) 37
2.17. Tensiómetro con manómetro analógico de la casa Eijelkamp 39
2.18. Tensiómetro cons transductor de presión de la casa Skye 39
2.19. Calibrado de la sonda de humedad TDR móvil. 39
2.20.- Esquema del diseño original de la estación lisimétrica. 40
2.21.- Esquema del tipo de riego aplicado a los lisímetros. 41
2.22. Precipitación diaria de los periodos 1 al 8 43
2.23. Precipitación de los periodos 9 al 16, excepto el 11 (invierno) 44
2.24. Precipitación diaria recogida durante el periodo de invierno 45
2.25. Localización de las estaciones meteorológicas 48

3.1. Esquema geológico de la Plana de Castellón y su entorno 54
3.2. Localización de los cortes geológicos y situación de los sondeos utilizados 63
3.3. Corte geológico A - A' 64
3.4. Corte geológico B-B' 64
3.5. Hipótesis sobre la continuidad de fracturas bajo el relleno pliocuaternario 66
3.6. Distribución de los valores de transmisividad 68
3.7. Mapa piezométrico representativo de periodos secos 69
3.8. Superficie piezométrica correspondiente a marzo de 1992 70

3.9. Mapa de isolíneas de cloruros, en mg/l (julio, 1998) 74
3.10. Mapa de isolíneas de sulfatos, en mg/l (julio, 1998) 75
3.11. Esquema estructural de la Plana de Castellón y su entorno 76
3.12. Mapa de isolíneas de bicarbonatos, en mg/l (julio, 1998) 77
3.13. Mapa de icontenidos de nitratos (mg/l), en 1976 y 1982 79
3.14. Mapa de icontenidos de nitratos (mg/l), en 1988 y 1992 79
3.15. Mapa de icontenidos de nitratos (mg/l), en 1997 80
3.16. Mapa de isolíneas de nitratos, en mg/l (julio, 1998) 80
3.17. Mapa de isolíneas de calcio, en mg/l (julio, 1998) 82
3.18. Mapa de isolíneas de magnesio, en mg/l (julio, 1998) 83
3.19. Mapa de isolíneas de sodio, en mg/l (julio, 1998) 84
3.20. Mapa de isolíneas de potasio, en mg/l (julio, 1998) 84
3.24. Mapas de la distribución de la contaminación por metales pesados 87

4.1. Relación de la evapotranspiración real con la evapotranspiración potencial supuesta y la disponibilidad de agua en el suelo 100
4.2. Relación entre la evapotranspiración real y la potencial en función del área foliar de varios cultivos 104
4.3. Relación de la transpiración con la evapotranspiración potencial en función del área foliar cuando no hay limitación de agua en el suelo 105
4.4. Distribucuón horaria de los componentes del balance energético sobre un suelo húmedo 109
4.5. Variación del balance de energía con la distancia desde el contacto entre una parcela regada y otra seca 111
4.6. Esquema de las relaciones entre la ET potencial, ET máxima y ET real 115
4.7. Relación entre la evapotranspiración mensual y la radiación solar total mensual 122
4.8. Influencia de la apertura estomática en la transpiración con aire en reposo y con viento 132
4.9. Los dos principales tipos de lisímetro. 135

5.1. Idealización de la infiltración de un cauce colgado a través de un suelo homogéneo 156
5.2. Esquema de las variables del método de Green y Ampt 157
5.3. Modelos conceptuales de recarga a partir de canales de riego 166

6.1. Evapotranspiración diaria calculada a partir de datos horarios según el método de Penman claculado con el prorama ETOCIM 183
6.2. Horas de insolación mensual medidas en la estación de Castellón-Almazora 183
6.3. Valores de evapotranspiración diaria obtenidos a partir del cálculo horario con el modelo de Eto de Allen 186
6.4. Comparación de los valores mensuales de evapotranspiración obtenidos a partir de los modelos de Thornthwaite, Penman y Allen 187
6.5. Valores de ETR y el porcentaje respecto al volumen de agua que ha entrado en los lisímetros 189
6.6. Evolución de la humedad del suelo y medidas de la ETR acumulada en el lisímetro 9 193
6.7. Evolución de la humedad del suelo y medidas de la ETR acumulada en el lisímetro 9 194

6.8. Evolución de la evapotranspiración real medida en el lisímetro 11 con datos diarios de humedad y evapotranspiración de referencia por los modelos empíricos 196
6.9. Evolución de la evapotranspiración real medida en el lisímetro 12 con datos diarios de humedad y evapotranspiración de referencia por los modelos empíricos 197
6.10. Valores de porcentaje de recarga para los 18 periodos en los lisímetros sin vegetación comparados con la media 202
6.11. Volumen de recarga en mm para los lisímetros sin cítrico 203
6.12. Recarga debida al retorno del riego en lisímetros sin cítrico 204
6.13. Recarga debida a la infiltración de la precipitación en los lisímetros sin cítrico 204
6.14. Evolución de la recarga, expresada en porcentaje, para los lisímetros sin cítrico 206
6.15. Evolución de recarga en mm de los lisímetros con cítrico debida para los 18 periodos de estudio 206
6.16. Volumen de recarga en los lisímetros con cítrico debida al retorno de riego 207
6.17. Recarga debida a la infiltración de la precipitación en los lisímetros con cítrico 208
6.18. Evolución de la recarga en poorcentaje para los lisímetros anómalos 209
6.19. Evolución del volumen de recarga en los lisímetros 9, 15 y 16 209
6.20. Volumen de recarga en los lisímetros 9, 15 y 16 210
6.21. Recarga debida a la precipitación en los lisímetros 9, 15 y 16 211

7.1. Modelo conceptual del flujo pistón en los lisímetros 238
7.2. Operaciones llevadas a cabo en cada lisímetro 239
7.3. Concentración media de los aniones cloruro, sulfato y nitrato en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea 244
7.4. Concentración media de sulfatos en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea 246
7.5. Concentración media de nitratos en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea 247
7.6. Concentración media de los aniones cloruro, sulfato y nitrato en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua residual 247
7.7. Evolución comparada de las concentraciones de ion cloruro en los lisímetros regados con agua subterránea y con agua residual 248
7.8. Evolución comparada de las concentraciones de ion sulfato en los lisímetros regados con agua subterránea y con agua residual 248
7.9. Evolución comparada de las concentraciones de ion nitrato en los lisímetros regados con agua subterránea y con agua residual 249
7.10. Concentración media de sulfatos en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua residual 250
7.11. Concentración media de nitratos en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea 250
7.12. Concentración media de los cationes calcio, magnesio, sodio y potasio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea 251
7.13. Concentración media de calcio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea 252

7.14. Concentración media de magnesio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea 253
7.15. Concentración media de sodio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea 253
7.16. Concentración media de potasio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea 253
7.17. Concentración media de los cationes calcio, magnesio, sodio y potasio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua residual 254
7.18. Evolución comparada de las concentraciones de ión calcio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea y con agua residual 254
7.19. Evolución comparada de las concentraciones de ión magnesio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea y con agua residual 255
7.20. Evolución comparada de las concentraciones de ión sodio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea y con agua residual 255
7.21. Evolución comparada de las concentraciones de ión potasio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea y con agua residual 255
7.22. Concentración media de calcio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua residual 256
7.23. Concentración media de magnesio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua residual 256
7.24. Concentración media de sodio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua residual 257
7.25. Concentración media de potasio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua residual 257
7.26. Balance acumulado de cloruros en los lisímetros regados con agua subterránea 260
7.27. Balance acumulado de cloruros en los lisímetros regados con agua residual 261
7.28. Balance acumulado de cloruros en todos los lisímetros 262
7.29. Balance acumulado de sulfatos en los lisímetros regados con agua subterránea 263
7.30. Balance acumulado de sulfatos en los lisímetros regados con agua residual 264
7.31. Balance acumulado de sulfatos en todos los lisímetros 265
7.32. Balance acumulado de nitratos en los lisímetros regados con agua subterránea 265
7.33. Balance acumulado de nitratos en los lisímetros regados con agua residual 266
7.34. Balance acumulado de nitratos en todos los lisímetros 267
7.35. Balance acumulado de sodio en los lisímetros regados con agua subterránea 268
7.36. Balance acumulado de sodio en los lisímetros regados con agua residual 269
7.37. Balance acumulado de sodio en todos los lisímetros 269
7.38. Balance acumulado de calcio en los lisímetros regados con agua subterránea 271
7.39. Balance acumulado de calcio en los lisímetros regados con agua residual 271
7.40. Balance acumulado de calcio en todos los lisímetros 272
7.41. Balance acumulado de magnesio en los lisímetros regados con agua subterránea 273
7.42. Balance acumulado de magnesio en los lisímetros regados con agua residual 273
7.43. Balance acumulado de magnesio en los lisímetros 274
7.44. Balance acumulado de potasio en los lisímetros regados con agua subterránea 275
7.45. Balance acumulado de potasio en los lisímetros regados con agua residual 276

7.46. Balance acumulado de potasio en todos los lisímetros 276
7.47. Masas acumuladas en el lisímetro 2 278
7.48. Masas acumuladas en el lisímetro 9 278
7.49. Masas acumuladas en el lisímetro 10 278
7.50. Masas acumuladas en el lisímetro 11 279
7.51. Masas acumuladas en el lisímetro 12 279
7.52. Masas acumuladas en el lisímetro 13 279
7.53. Masas acumuladas en el lisímetro 14 280
7.54. Masas acumuladas en el lisímetro 15 280
7.55. Masas acumuladas en el lisímetro 16 280
7.56. Masas acumuladas en el lisímetro 3 281
7.57. Masas acumuladas en el lisímetro 4 281
7.58. Masas acumuladas en el lisímetro 5 282
7.59. Masas acumuladas en el lisímetro 6 282
7.60. Masas acumuladas en el lisímetro 7 282
7.61. Masas acumuladas en el lisímetro 8 283
7.62. Evolución de los deltas iónicos de los cationes del lisímetro 6 287
7.63. Evolución de los deltas iónicos de los cationes del lisímetro 12 287
7.64. Evolución de los deltas iónicos de sodio y calcio en los lisímetros regados con agua subterránea 289
7.65. Evolución de los deltas iónicos de sodio y calcio en los lisímetros regados con agua residual 290
7.66. Evolución de los deltas iónicos de calcio y potasio en los lisímetros regados con agua subterránea 291
7. 67 Evolución de los deltas iónicos de calcio y potasio en los lisímetros regados con agua residual 292
A3.1. Curva de la función de la presión de vapor con la temperatura y en rojo curva exponencial ajustada 361
A3.2. Regresión y coeficiente de correlación entre la radiación solar y la radiación neta para la estación ermita 363

INDICE DE TABLAS

2.1. Textura de las muestras de la zona no saturada en la parcela experimental 26
2.2. Parámetros hidrodinámicos 27
2.3. Contenido de materia orgánica, carbono oxidable y valor del pH 27
2.4. Tipos y porcentajes de arcillas en muestras recogidas a diversas profundidades 27
2.5. Análisis químico del suelo inicial de relleno de los lisímetros analizado por fluorescencia de Rayos-X 28
2.6. Densidades aparentes de los lisímetros. 29
2.7 . Uso y equipamiento de los lisímetros. 41
2.8. Periodos en los que se ha dividido el estudio de la evapotranspiración 42
2.9. Fertilizantes aplicados 43
2.10. Métodos de análisis de aguas 46

3.1. Cuantificación de las componentes del balance hídrico en la Plana de Castellón (ITGE, 1989) 73

5.1. Principales trazadores utilizados para el balance de agua en el suelo y estimación de la recarga. 150

6.1. Valores de evapotranspiración potencial y real en a Plana de Castellón, calculados mediante el método de Thornthwaite (Pérez, 1994) 172
6.2. Estaciones meteorológicas utilizadas en este estudio 173
6.3. Valores de Evapotranspiración Potencial obtenidos por el método de Thornthwaite 178
6.4. Valores de evapotranspiración media mensual tomando la temperatura media de una serie de 30 años, desde 1960 a 1990, con el método de Thornthwaite 179
6.5. Evapotranspiración mensual calculada por el método de Penman 181
6.6. Evapotranspiración de referencia según el método de Penman 182
6.7. Evapotranspiración mensual obtenida con el modelo de Allen, para el periodo de estudio 184
6.8. Cálculo de la evapotranspiración por el modelo de Allen para los 18 periodos de estudio 185
6.9. Valores de evapotranspiración obtenidos con los tres métodos empíricos 186
6.10. Valores medios de evapotranspiración real anual según los métodos empíricos de Thornthwaite y Turc 188
6.11. Balance de suelo según el método de Thornthwaite para la obtención de la ETR en la estación de Almazora (año 1998) 190
6.12. Balance de Thornthwaite para la obtención de la ETR en la estación de Almazora para el año 1998 considerando las entradas de agua por riego 190
6.13. Medidas de evapotranspiración real en la parcela experimental para todo el periodo de estudio 192
6.14. Valores de evapotranspiración empírica y experimental para el periodo de estudio 194
6.15. Valores de ETR, a partir de medidas de la humedad con TDR en los lisímetros 195
6.16. Valores de ETR obtenidos con el coeficiente de cultivo Kc aplicado a los modelos empíricos de Penman y Allen 198

6.17. Valores de recarga para todo el periodo de estudio 200
6.18. Evapotranspiración obtenida con modelos empíricos y datos de evapotranspiración medida experimentalmente en la parcela 213
6.19. Valores de la tasa de evapotranspiración en los lisímetros 214
6.20. Valores de recarga obtenidos para todo el periodo de estudio en los lisímetros 215
6.21. Valores de recarga media para los diferentes tipos de lisímetros 216
6.22. Valores de recarga determinados en el lisímetro 2 217
6.23. Valores de recarga determinados en el lisímetro 3 218
6.24. Valores de recarga determinados en el lisímetro 4 219
6.25. Valores de recarga determinados en el lisímetro 5 220
6.26. Valores de recarga determinados en el lisímetro 6 221
6.27. Valores de recarga determinados en el lisímetro 7 222
6.28. Valores de recarga determinados en el lisímetro 8 223
6.29. Valores de recarga determinados en el lisímetro 9 224
6.30. Valores de recarga determinados en el lisímetro 10 225
6.31. Valores de recarga determinados en el lisímetro 11 226
6.32. Valores de recarga determinados en el lisímetro 12 227
6.33. Valores de recarga determinados en el lisímetro 13 228
6.34. Valores de recarga determinados en el lisímetro 14 229
6.35. Valores de recarga determinados en el lisímetro 15 230
6.36. Valores de recarga determinados en el lisímetro 16 231

7.1. Discretización temporal de los 19 periodos escogidos para el estudio hidroquímico de las aguas de drenaje 240
7.2. Precipitación (en mm) recogida en cada periodo 241
7.3. Composición media de las aguas de riego y lluvia. 242
7.4.Fertilizaciones aplicadas 242
7.5. Cuadro - resumen de las concentraciones medias de cloruros, sulfatos y nitratos en el agua de riego, en la suma del agua de riego y de lluvia, y en las aguas de drenaje 251
7.6. Concentración media del agua de riego y de las aguas de drenaje 252
7.7. Concentraciones medias de calcio, magnesio, sodio y potasio de las aguas de riego, del agua de entrada, considerando la precipitación, y el agua de drenaje de los lisímetros fertilizados y sin fertilizar de cada tipo de riego 258
7.8. Entradas y salidas de cloruro en los lisímetros regados con agua subterránea 260
7.9. Entradas y salidas de cloruro en los lisímetros regados con agua residual 261
7.10. Entradas y salidas de sulfato en los lisímetros regados con agua subterránea 263
7.11. Entradas y salidas de sulfato en los lisímetros regados con agua residual 264
7.12. Entradas y salidas de nitrato en los lisímetros regados con agua subterránea 266
7.13. Entradas y salidas de nitrato en los lisímetros regados con agua residual 267
7.14. Masas de entrada y salida de sodio y porcentaje lixiviado 270
7.15. Masas de entrada y salida de calcio y porcentaje lixiviado 272
7.16. Masas de entrada y salida de magnesio y porcentaje lixiviado 274
7.17. Masas de entrada y salida de potasio y porcentaje lixiviado 276

A1.1. Factor de corrección K del picnómetro y densidad del agua a varias temperaturas 335

A3.1. Valores de la presión de saturación de vapor a temperatura de 0 a 40º C 360
A3.2. Determinación de la ETR mediante el balance del suelo de Thornthwaite para la estación de Almazora 365
A3. 3. Determinación de la ETR mediante el balance del suelo de Thornthwaite para la estación de Bechí 365
A3.4. Determinación de la ETR mediante el balance del suelo de Thornthwaite para la estación de Burriana 365
A3.5. Determinación de la ETR mediante el balance del suelo de Thornthwaite para la estación de Castellón 366
A3.6. Determinación de la ETR mediante el balance del suelo de Thornthwaite para la estación de La Vall D'Uixó 366
A3.7. Determinación de la ETR mediante el balance del suelo de Thornthwaite para la estación de Nules 366
A3.8. Determinación de la ETR mediante el balance del suelo de Thornthwaite para la estación de Onda 367
A3.9. Determinación de la ETR mediante el balance del suelo de Thornthwaite para la estación de Villarreal 367

CAPITULO 1

INTRODUCCION

1.1. PRESENTACION DEL TRABAJO

El acuífero de la Plana de Castellón constituye, junto con otros seis acuíferos europeos, un Area de Referencia de la Red Europea de Laboratorios de Campo (European Field Laboratories Network) definida por el Comité de Gestión de la Acción COST 67 de la Unión Europea, sobre Quimiodinámica y Protección de la Calidad del Agua en Medios Porosos Naturales (Morell, 1999).

La selección de la Plana de Castellón como Area de Referencia se fundamenta en una doble cualidad: la existencia de diversos procesos contaminantes como consecuencia de la fuerte presión agrícola, industrial y urbana que soporta, y la existencia de un notable grado de conocimiento de los mismos.

Sin duda, los dos procesos que en mayor medida afectan a la calidad del agua subterránea son la salinización por intrusión marina y la lixiviación de fertilizantes, que da lugar a elevadas concentraciones de nitratos en el agua subterránea; además, existen otros procesos contaminantes ligados a vertidos urbanos e industriales, realizados de manera indiscriminada y poco controlada sobre el acuífero, que han originado la presencia de algunos metales pesados en el agua, como es el caso del mercurio que está presente en la mitad meridional del acuífero.

El Grupo de Investigación de Medio Ambiente y Recursos Naturales, del Departamento de Ciencias Experimentales de la Universitat Jaume I, ha abordado en los últimos años el estudio de estos procesos contaminantes en el marco de proyectos de investigación financiados por instituciones públicas y privadas. Los proyectos de mayor envergadura han sido los relativos al Estudio de la contaminación de origen agrícola en el subsistema acuífero de la Plana de Castellón (INIA) e Influencia de los periodos de sequía sobre la calidad y cantidad de los recursos hídricos en el acuífero de la Plana de Castellón (Generalitat Valenciana), en el que se enmarca la presente Tesis Doctoral.

La información resultante de estos trabajos de investigación se recoge en las Tesis Doctorales de Esteller (1994) sobre reutilización de aguas residuales para riego y recarga artificial, Giménez (1994) sobre procesos de salinización, Beltrán (1995) sobre el comportamiento de plaguicidas en la zona no saturada, y Escrig (1995) sobre metales pesados, así como en numerosos trabajos y artículos científicos publicados en revistas nacionales e internacionales.

En el curso de estos trabajos se ha obtenido información geológica e hidrogeológica que completa la información básica aportada por los estudios realizados por organismos públicos como el Instituto Geológico y Minero de España (actualmente, Instituto Tecnológico Geominero de España) y el Servicio Geológico de Obras Públicas, fundamentalmente. Realmente, la actividad que los organismos públicos han desarrollado para ampliar los conocimientos relativos a la situación del acuífero de la Plana de Castellón ha sido de escasa entidad, de manera que se siguen aceptando como válidos los conocimientos y los datos aportados en los primeros estudios realizados en la década de los años 70 y principios de los 80, esencialmente en el marco del Programa de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS).

Probablemente, las mayores lagunas de conocimiento se encuentran asociadas a tres aspectos básicos:

- Cuantificación del balance hídrico
- Influencia de factores geológico-estructurales sobre el comportamiento hidrodinámico e hidrogeoquímico del acuífero
- Procesos en la zona no saturada

Por otra parte, el escenario hidrogeológico de la Plana de Castellón está cambiando apreciablemente en los últimos años como consecuencia de modificaciones en el uso del agua, tales como la reconversión de los tradicionales sistemas de riego por inundación a sistemas menos consuntivos (riego por goteo, fundamentalmente), la potenciación de la reutilización de aguas residuales, más o menos depuradas, para el riego, y el incremento paulatino de la demanda.

Estas modificaciones, de por sí importantes, coinciden con un largo periodo de precipitaciones inferiores a la media histórica que, sin que constituya una sequía, en sentido estricto, obliga a intensificar la explotación del acuífero, lo que, en algunos casos, colabora a exacerbar los efectos negativos derivados de la contaminación.

La presente Tesis Doctoral pretende aportar información sobe algunos de los aspectos mencionados, tanto los referentes a las lagunas de conocimiento existentes como los relacionados con el nuevo escenario hidrogeológico y ambiental. Naturalmente, abordar con detalle todos estos aspectos habría sido una tarea excesivamente ambiciosa y que excedería las posibilidades operativas y económicas de la presente investigación. Como suele ocurrir, el propio desarrollo del trabajo marca las líneas a seguir y va dejando puertas abiertas e interrogantes que suponen nuevos objetivos futuros. El resultado es que se aplican mayores esfuerzos a aspectos concretos, en los que se trata de profundizar y obtener conclusiones relevantes, y se apuntan otros objetivos, no menos importantes, cuyo estudio contribuirá en el futuro a comprender mejor los mecanismos y los procesos que tienen lugar en el sistema.

1.2. OBJETIVOS

El objetivo central de esta investigación es determinar la influencia de las actividades agrícolas sobre la calidad del agua del acuífero e, indirectamente, sobre los mecanismos que controlan el almacenamiento de agua en el mismo.

En esencia, las actividades agrícolas implican la utilización de agua procedente de bombeos en el acuífero, del aprovechamiento de aguas superficiales y de la reutilización de aguas residuales; además, las prácticas agrícolas requieren la aplicación al suelo de productos fitosanitarios y la aportación iónica correspondiente al tipo de agua utilizada.

El principal mecanismo de pérdida de agua en el suelo es la evapotranspiración; la absorción radicular también implica la pérdida de masa que es selectivamente tomada por las plantas.

La diferencia entre las entradas y las salidas constituye la infiltración profunda que, a través de la zona no saturada, proporciona uno de los mecanismos de recarga del acuífero y la más importante vía de entrada de contaminantes.

Como se ha indicado, en este proceso están involucrados factores muy diversos cuyo estudio, más o menos pormenorizado, constituyen objetivos parciales de esta investigación, que se pueden sintetizar en los siguientes:

- Evaluación de los efectos derivados de la explotación del acuífero, tales como el avance de la salinización por intrusión marina
- Discriminación hidrogeoquímica del acuífero ligada a factores geológico-estructurales
- Estudio de la situación actual de la calidad del agua en el acuífero
- Estimación de la recarga natural mediante cálculos de evapotranspiración
- Comparación de los métodos empíricos de cálculo de la evapotranspiración con la determinación en una parcela experimental
- Estudio de la influencia de la fertilización y de la utilización de diversos tipos de aguas en la lixiviación de masas hacia el acuífero
- Procesos de acumulación de sales en el suelo

Desde el punto de vista aplicado, el objetivo de la investigación es prever los efectos que a medio o largo plazo puede tener la actividad agrícola y sus modificaciones sobre el equilibrio y la calidad del agua de la Plana de Castellón.

1.3. LA PLANA DE CASTELLÓN

1.3.1. Localización geográfica

La Plana de Castellón es una comarca geográfica localizada en el extremo meridional de la Provincia de Castellón, situada en la costa oriental de la peninsula Ibérica (figura 1.1). Se corresponde con la comarca de la Plana Baixa y parte de la Plana Alta. Tiene una forma aproximadamente triangular, con cotas comprendidas entre 0 y 130 metros s.n.m. y una extensión de 464 km^2. Está limitada al norte por las estribaciones costeras del Desierto de las Palmas, que la separa de la Plana de Oropesa, al oeste por la cubeta de Onda-Ribesalbes y la Sierra de Espadán, al este por el Mar Mediterráneo y al sur por relieves triásicos que la separan de la Plana de Sagunto.

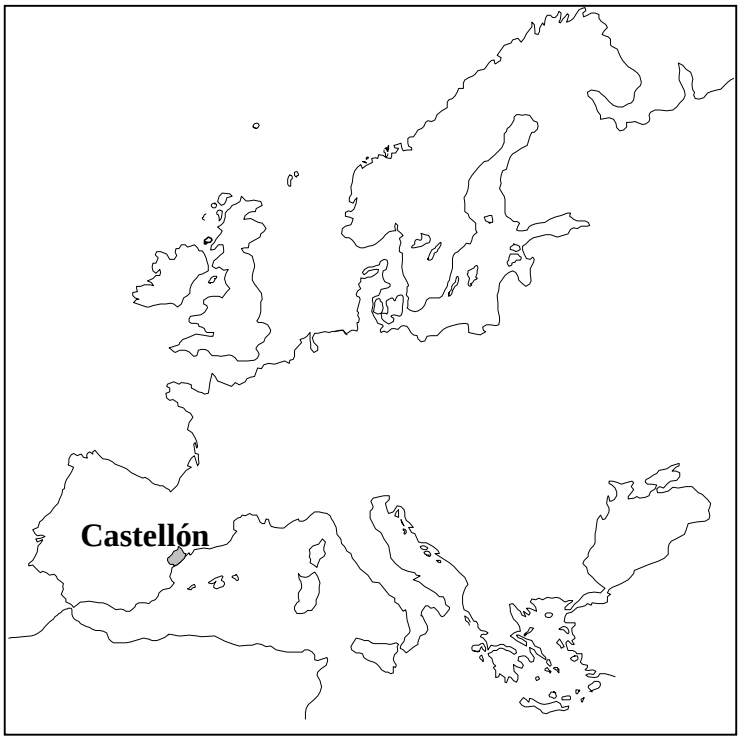


Figura 1.1. *Mapa de situación de la provincia de Castellón*

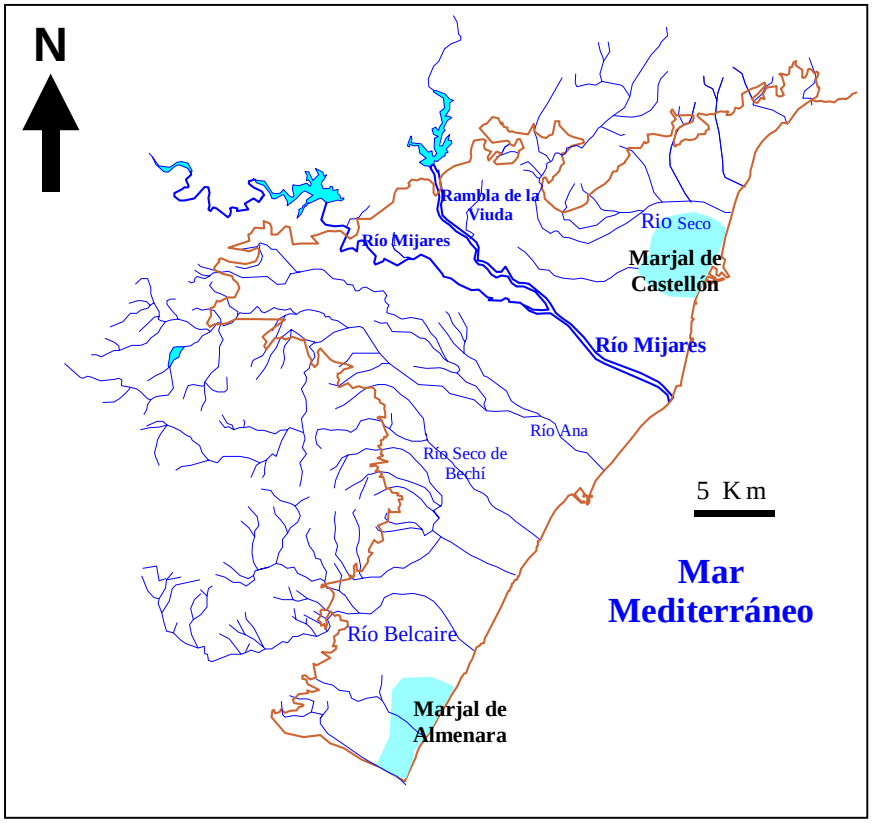


Figura 1.2. *Red de drenaje de la Plana de Castellón y zonas húmedas de las marjales de Castellón y Almenara*

Las hojas topográficas a escala 1:50.000 correspondientes son: hoja 30-24 (616) Villafamés, hoja 30-25 (641) Castellón de la Plana, hoja 30-26 (669) Moncófar, hoja 29-25 (640) Segorbe y hoja 29-26 (668) Sagunto. Las hojas a escala 1:200.000 que incluyen la zona de estudio son las de Vinaroz 48 (8-6) y Valencia 56 (8-7).

La red de drenaje está formada por el río Mijares y su afluente principal, la rambla de la Viuda. El primero de estos cauces está regulado por el embalse de Sichar y el segundo por el embalse de María Cristina. Otros cauces superficiales, de régimen intermitente, son el río Seco, en el norte de la Plana, y los ríos Veo y Belcaire, en el sector meridional. En la franja costera existen dos zonas húmedas en deficiente estado de conservación: la marjalería de Castellón, también denominada Cuadro de Castellón, en el extremo septentrional, y la marjalería de Chilches - Almenara, en el extremo meridional (figura 1.2).

1.3.2. Algunos datos socio-económicos

Las principales poblaciones que se asientan sobre la Plana son: Castellón de la Plana, Benicasim, Almazora, Burriana, Villarreal, Onda, Bechí, Nules, Chilches, La Llosa, Moncófar, Almenara y Vall d'Uixó, con una población del orden de 370.000 habitantes y un crecimiento estival próximo a 80.000 habitantes (figura 1.3).

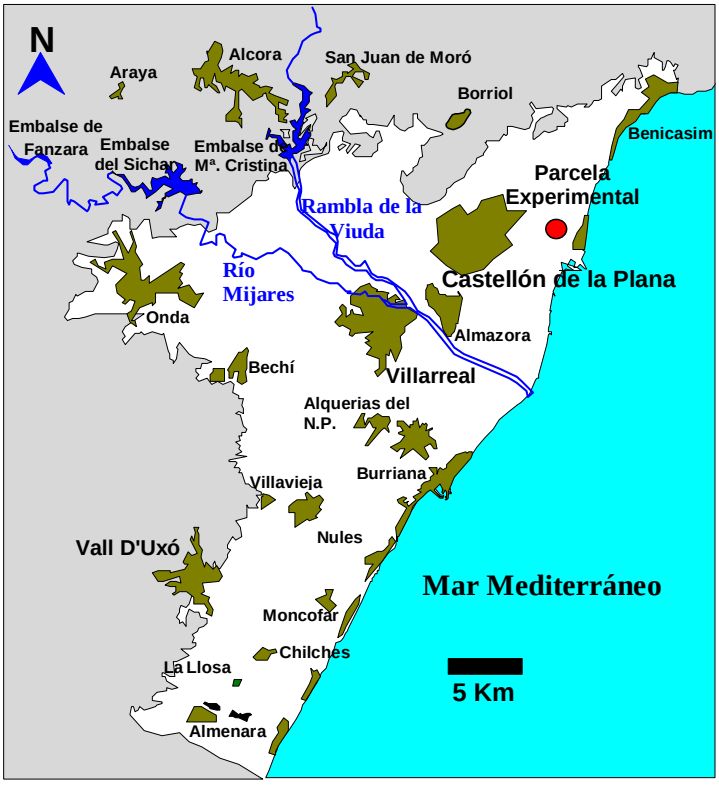


Figura 1.3. *Localización geográfica de las principales poblaciones existentes en la Plana de Castellón*

La economía del área se basa en la agricultura y en la industria y, en menor medida, en el turismo. El 80% de la superficie de esta llanura litoral esta dedicada a la agricultura de regadío, esencialmente de cítricos, lo que representa una extensión de 31.000 has; también existen cultivos de hortalizas. La agricultura de secano se localiza en áreas próximas a los bordes montañosos.

La actividad industrial tiene gran relevancia, especialmente la industria del sector cerámico que se desarrolla esencialmente en los alrededores de Onda, Villarreal, Nules y Castellón. Asimismo, existen numerosas industrias pertenecientes al sector químico, así como a los sectores de alimentación, textil y curtidos.

1.3.3. Rasgos geológicos básicos

La provincia de Castellón está situada en las estribaciones orientales de la Cordillera Ibérica. Esta cordillera está formada por una serie de macizos mesozoicos con núcleos paleozoicos aislados que, en general, quedan individualizados por cubetas rellenas de materiales terciarios o cuaternarios. La depresión de Calatayud - Teruel permite diferenciar dos grandes sectores en el sistema Ibérico: la Rama Castellana y la Rama Aragonesa.

La provincia de Castellón se enmarca en el borde más oriental de la Rama Aragonesa, y en el sector meridional de la Cordillera Costero Catalana, configurando la transición entre ambas. Los sectores oriental y nororiental presentan mayor influencia de la Cordillera Costero Catalana, con direcciones de plegamiento NNE-SSW, que confieren la actual forma de la línea de costa, aunque frecuentemente interfieren con estructuras de directriz ibérica NW-SE, que provocan compartimentación de los bloques y desfiguración de las formas plegadas.

Varios autores han definido cinco dominios (figura 1.4) en esta parte del Sistema Ibérico (Sanchis et al, 1989; Morell, 1992), basados en las descritas por Canerot (1974).

- *Pliegues septentrionales*. Se trata de materiales jurásicos y cretácicos, ocasionalmente cubiertos por depósitos terciarios. Se caracterizan por un estilo de plegamiento que, básicamente, es una sucesión de antiformes y sinformes.
- *Zona tabular del Maestrazgo*. Ocupa la parte interior central de la provincia, con un claro predominio de los materiales cretácicos desarrollando buenas secuencias, siendo su característica estructural los pliegues de gran radio, conformando estructuras claramente tabulares.
- *Alineaciones costeras*. Conforma la parte oriental de la provincia, que corresponde a la Cordillera Costero Catalana en su parte meridional. Un enrejado de fracturas provoca la sucesión de fosas y elevaciones alargadas.

- *Dominio Triásico del Espadán*. Supone el sector meridional de la provincia, donde, aparte del predominio Triásico, aflora esporádicamente el Paleozoico. La Sierra del Espadán es su núcleo principal.
- *Llanuras costeras*. Bajo esta denominación se engloban las depresiones que aparecen a lo largo de todo el litoral castellonense, diferenciadas geomorfológicamente en las llamadas: Plana de Vinarós, Plana de Oropesa y Plana de Castellón, donde predominan los materiales sedimentarios continentales, aunque aparecen también materiales mixtos y marinos

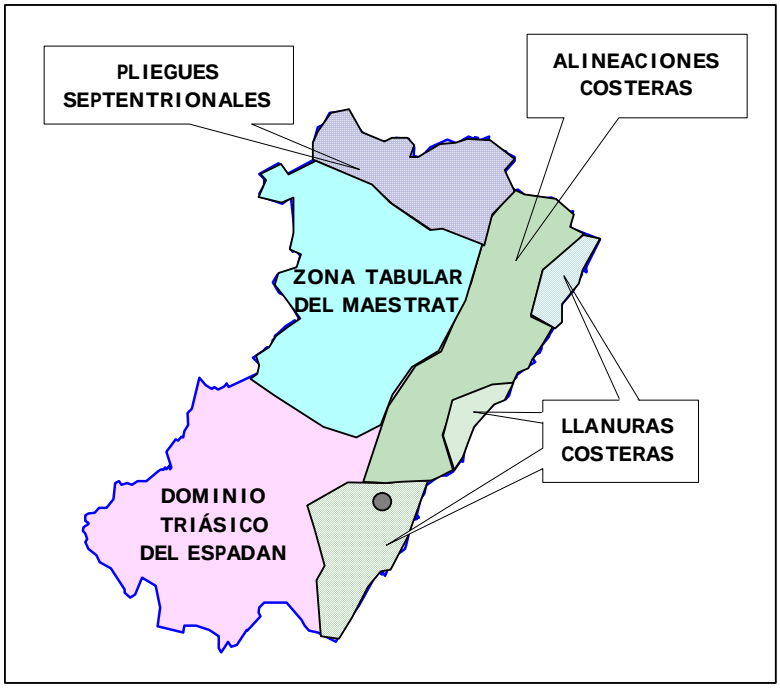


Figura 1.4. *Unidades estructurales de la provincia de Castellón*

Litológicamente, el paisaje es, sobre todo, carbonatado. Las calizas y dolomías son las rocas más abundantes (más del 70% de la superficie provincial) y sólo dejan de aparecer ocultas bajo los materiales de relleno o en los parajes areniscosos triásicos o paleozoicos.

1.3.4. Situación hidrogeológica

Desde el punto de vista hidrogeológico, la provincia de Castellón participa de dos grandes Sistemas Hidrogeológicos (figura 1.5) denominados Sistema Javalambre - Maestrazgo (nº 55) y Sistema Sierra del Espadán - Plana de Castellón (nº 56).

El primero de ellos tiene una extensión total de 11500 Km^2, extendiéndose gran parte por la provincia de Teruel Las principales unidades acuíferas corresponden a materiales carbonatados del Jurásico y Cretácico, que conforman los subsistemas del Maestrazgo y de Javalambre. Los materiales pliocuaternarios de las llanuras

costeras de Oropesa y Vinaroz, formados por un conjunto de gravas, conglomerados y arenas, dan lugar a los acuíferos detríticos de los subsistemas Plana de Oropesa y Plana de Vinaroz-Peñíscola.

El Sistema acuífero Sierra de Espadán-Plana de Castellón-Plana de Sagunto es de menor extensión (3250 Km^2) y engloba una serie de subsistemas que pertenecen a las provincias de Castellón, Valencia y Cuenca. En él se identifican básicamente cinco unidades hidrogeológicas, correspondientes al Triásico inferior y medio (facies Buntsandstein y Muschelkalk), Jurásico, Cretácico y Pliocuaternario.

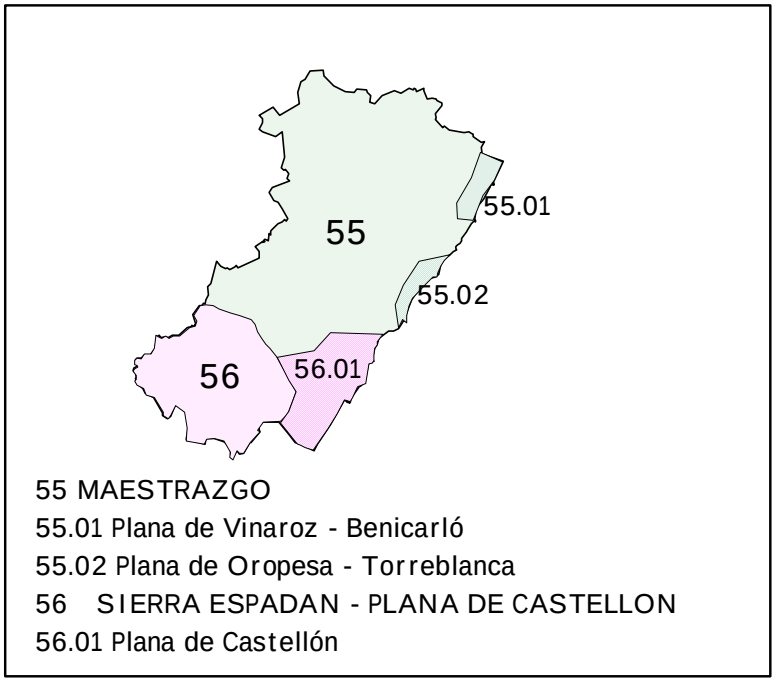


Figura 1.5. *Unidades hidrogeológicas de la provincia de Castellón*

De acuerdo a las características litológicas de los acuíferos que conforman el Sistema Sierra de Espadán-Plana de Castellón-Plana de Sagunto, se individualizan una serie de subsistemas, entre los que se encuentra el Subsistema Plana de Castellón (56.01). Este acuífero limita al norte con el extremo meridional del Sistema Javalambre-Maestrazgo, a través de las calizas cretácicas. Al oeste entra en contacto con los subsistemas de Onda, Sierra de Espadán y Medio Palancia, donde los materiales permeables del Triásico, fundamentalmente, y en menor medida del Jurásico, conforman un límite abierto. En algunos puntos el límite se considera cerrado por afloramientos de materiales impermeables del Keuper y Buntsandstein, aunque su reducida extensión permite que no se tenga en consideración, a escala de acuífero. Al este, el mar Mediterráneo representa un límite permeable de potencial prácticamente constante. Finalmente, el límite meridional es también abierto, tratándose de un límite más bien convencional que coincide con el de las provincias de Castellón y Valencia, y permite la conexión entre las Planas de Castellón y Sagunto. En general, los límites del acuífero vienen

definidos por puntos en los que el espesor de la formación pliocuaternaria es mínimo (ITGE, 1989; ITGE-GIMARN, 1992).

De acuerdo a las características litológicas, pueden diferenciarse las siguientes formaciones hidrogeológicas:

- Areniscas del Buntsandstein
- Dolomías del Muschelkalk
- Calizas y dolomías del Jurásico
- Calizas y dolomías del Cretácico
- Conglomerados, arenas, arcillas y margas miocenos
- Gravas, arenas y conglomerados pliocuaternarios

Los cinco primeros constituyen los acuíferos mesozoicos y terciario, que alimentan lateralmente la Plana de Castellón y conforman el sustrato sobre el que descansa la unidad pliocuaternaria de este subsistema acuífero. La última unidad engloba a los materiales detríticos del acuífero de la Plana de Castellón.

En un esquema simplista se puede afirmar que los subsistemas Plana de Vinaroz - Benicarló, Plana de Oropesa - Torreblanca y Plana de Castellón actúan a manera de colectores de los acuíferos interiores. La Sierra de Irta, que completa la franja costera, podría vehiculizar hacia al mar cierto volumen de agua, probablemente bastante inferior al que tradicionalmente se le ha asignado.

1.4. SINTESIS METODOLOGICA

En el capítulo 3 de esta Memoria se detalla la metodología seguida en los diversos aspectos de la presente investigación.

En esencia, se han utilizado metodologías clásicas en estudios hidrogeológicos e hidroquímicos, tales como:

- Recopilación y análisis de la información existente sobre el área de estudio
- Búsqueda bibliográfica sobre diversos aspectos de la investigación
- Reconocimientos geológicos e hidrogeológicos de campo
- Muestreos y análisis de agua subterránea
- Recopilación y tratamiento de datos meteorológicos

Sin duda, el mayor esfuerzo metodológico ha sido la construcción, equipamiento y mantenimiento de una estación lisimétrica cuya descripción se detalla también en el capítulo 3.

1.5. ANTECEDENTES

1.5.1. Sobre geología e hidrogeología

Son varias las tesis doctorales que han tratado la hidrogeología de la Plana de Castellón, así como numerosos estudios de carácter geológico y/o hidrogeológico e informes técnicos realizados por diferentes organismos, como el Instituto Tecnológico-Geominero de España (ITGE) - antes Instituto Geológico y Minero de España (IGME)-, el Servicio Geológico de Obras Públicas (SGOP), la Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ) y la Diputación de Castellón.

Entre los trabajos de carácter geológico, destaca la labor singular de Cavanilles (1795) que documenta la historia natural del Reino de Valencia, con interesantes referencias geológicas. Ya en el siglo XX, son notables las aportaciones de Lotze (1929) y Brinkman (1931).

Canerot (1974), en su Tesis Doctoral, profundiza en la geología de la provincia, y sienta las bases para estudios posteriores. De la misma época son los trabajos del IGME sobre geología regional, en las memorias de los mapas geológicos 1:50.000 hojas 616, 640, 641, 668 y 669, y los informes internos del SGOP (1978), que realizó numerosos sondeos de investigación.

Varias tesis posteriores estudian diversos aspectos geológicos y geomorfológicos de la provincia de Castellón (Giner, 1980; Mateu, 1982; Simón, 1982; Salas, 1987). También son notables algunos estudios geológicos y tectónicos como los de Sos (1982), Canerot et al. (1982), IGME (1985a, 1985b), Aurell et al. (1992), Guimerá (1983, 1987), Guimerá y Alvaro (1990) y Roca y Guimerá (1992).

Desde el punto de vista litoestratigráfico, destacan los estudios de Arche y López-Gómez (1985), López-Gómez (1985), Arche y López-Gómez (1992) y López-Gómez y Arche (1988, 1992a, 1992b).

Desde el punto de vista hidrogeológico, destacan los numerosos informes realizados por el ITGE-IGME (1974e, 1975, 1976, 1977a, 1977b, 1980, 1981a, 1981b, 1982, 1983, 1984 y 1986), y por el SGOP (1970, 1976, 1977, 1978, 1983, 1986a, 1986b).

Especial interés tiene el Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Castellón, editado por la Diputación Provincial de Castellón junto con el IGME (1988), y el Manual de Utilización del Acuíferos Planas de Castellón y Sagunto del ITGE (1989-90), que es una síntesis hidrogeológica completa del subsistema acuífero de las planas de Castellón y Sagunto.

Otras publicaciones sobre aspectos hidrogeológicos más específicos son las de Alvarez et al. (1976) sobre los regadíos de la Plana de Castellón y su influencia en el acuífero, Aragonés et al. (1979) donde se exponen los primeros resultados de un estudio hidrogeológico sobre esta zona, Heredia et al. (1987) que aborda el tema de la modelización matemática, Giménez et al. (1989), que pone de manifiesto la relación entre el incremento del cultivo de regadío y la sobreexplotación del acuífero, y Morell et al. (1987) y Esteller et al. (1989a,b) que abordan el tema de la

utilización en recarga artificial de los excedentes hídricos procedentes de manantiales situados en los acuíferos carbonatados que delimitan la Plana de Castellón.

Son relativamente numerosos los trabajos referidos a los procesos contaminantes que afectan al acuífero, tales como la intrusión marina (Morell et al., 1988; Giménez y Morell, 1988; Navarrete et al., 1988 y Fidelibus et al., 1993), contaminación por nitratos (Fabregat et al., 1987 y Esteller et al, 1989b), contaminación por metales pesados de origen industrial (Escrig et al, 1993), contaminación por plaguicidas (ITGE-GIMARN, 1992) y utilización de bioindicadores de contaminación (Notenboon et al, 1994). Especial relevancia tiene las Tesis Doctorales de Giménez (1994) sobre la hidroquímica del acuífero de La Plana con relación a los procesos de salinización que sufre, Esteller (1994), que trata sobre el aprovechamiento y reutilización de aguas residuales en el acuífero de la Plana de Castellón y Escrig (1996) que trata sobre la contaminación de metales pesados en la Plana de Castellón.

Finalmente, sobre el área objeto de este estudio se han realizado dos informes (Geoscan, 1994a y 1994b) para la Confederación Hidrográfica del Júcar, sobre diversas campañas de sondeos eléctricos verticales en la zona de interfluvio Rambla de la Viuda-Río Mijares, así como la construcción de un sondeo de investigación en esta zona. Los trabajos más recientes son los de Martín (1998) sobre la geología del Desierto de las Palmas, Morell et al. (1996) y Tuñón (1998) sobre la hidrogeoquímica del sector central del acuífero de la Plana de Castellón, Morell y Tuñón (1998) sobre los procesos contaminantes en la Plana de Castellón y Morell et al, (1999) sobre la contaminación de metales pesados en el sector meridional del acuífero de la Plana de Castellón.

1.5.2. Sobre lisímetros

En la zona de estudio no existen trabajos previos con lisímetros, y tan sólo una publicación reciente de nuestra parcela experimental ha servido de precedente (Tuñón et al, 1999).

Sobre la construcción de lisímetros conviene destacar a Kitching et al. (1977, 1980), Kitching and Shearer (1982) y Allen et al. (1991). En nuestro caso, además, contamos con la ayuda del Dr. Joan Bach, de la Universitat Autònoma de Barcelona, responsable de la estación experimental del Ampurdán, y los comentarios sobre nuestro diseño de la Dra. Mª Isabel Sánchez-Toribio, del Centro de Edafología y Biología Aplicada del Segura (CEBAS-CSIC).

Sobre el uso de lisímetros conviene destacar las aportaciones en estudios medioambientales del UFZ Centre for Environmental Research de Leipzig en Alemania, con numerosas publicaciones, entre las que destacan las de Meissner et al., (1998a, 1998b, 1999). Otros trabajos interesantes se refieren a cálculos de balance del agua en el suelo o a la caracterización del flujo del agua (López-Vera y

Mahmoud, 1995a y 1995b; Kelemen and Ingram, 1998 y Schoen et al., 1999a, 1999b).

1.5.3. Sobre reutilización de aguas residuales

La reutilización de aguas residuales urbanas es una práctica muy extendida en numerosos países áridos o semiáridos de manera que hoy día este tipo de aguas ha entrado a formar parte del ciclo hidrológico y a ser consideradas como recursos hídricos alternativos que deben ser tenidos en cuenta en todo balance. La depuración previa de estas aguas, en sus diferentes niveles, mejora su calidad y abre notablemente las posibilidades de su utilización.

Por otra parte, la reutilización cumple un segundo objetivo que es evitar su vertido a cauces o al mar en donde pueden tener algunos efectos indeseables, como la eutrofización, malos olores, impacto visual, etc.. o la propia contaminación directa de otras aguas.

Son numerosos los usos que en diversas partes del mundo se dan a las aguas residuales (Asano, 1991), tales como riego agrícola (cultivos y semilleros), riego de parques y jardines (campos de golf, cementerios, medianas, cinturones verdes), reutilización industrial (refrigeración, alimentación de calderas), recarga artificial (recarga de acuíferos, control de la intrusión marina, control de subsidencias), usos urbanos no potables (riego de zonas verdes, lucha contra incendios, sanitarios, aire acondicionado, lavado de coches, riego de calles, uso medio ambiental (caudales ecológicos, zonas húmedas) u otros (acuicultura, fusión de nieve, construcción, eliminación de polvo, limpieza de ganado). Esta reutilización representa una forma de conseguir que los recursos hídricos convencionales se dediquen a cubrir aquellas demandas que exigen una calidad más elevada del agua.

Algunas limitaciones potenciales al uso de las aguas residuales son sus posibles efectos sobre la calidad del agua superficial o subterránea, sobre la salinidad del suelo, los propios cultivos, algunos aspectos relacionados con la salud pública -particularmente la transmisión de patógenos-, aspectos estéticos,etc.. Todas estas razones causan algunas dificultades de aceptación social que sólo puede mejorarse con una gestión adecuada.

La mayor parte del agua reutilizada, ya sea en riego o en técnicas de recarga artificial, se aplica al suelo y, en muchos casos, está sujeta a procesos de infiltración a través de la zona no saturada. En este trabajo se repasan los procesos físicos, químicos y biológicos que puede sufrir el agua en el suelo y en la zona no saturada, que normalmente tienden a la atenuación de la carga contaminante, hasta el punto de que la depuración en la zona no saturada puede ser incluida, como un nivel más, en el proceso general de depuración.

En Mujeriego (1990) se pueden encontrar diferentes aspectos básicos del agua residual y su reutilización.

Estudios detallados relativos a la forma de aplicar esta metodología, su puesta a punto, así como los resultados alcanzados se pueden encontrar en las

experiencias realizadas por Bouwer y Rice (1984) y Bouwer (1985, 1988, 1991) en Arizona, Idelovitch y Michail (1985) en Israel y por Bize et al. (1988), Brissaud et al. (1989) y Alamy y Mereau (1991), en diversos puntos de la geografía francesa.

Existen numerosos estudios en los que se aborda los aspectos sanitarios de la reutilización de aguas residuales, como son los de Hillman (1988), Crook (1990), Vaz Da Costa et al. (1991) y Cooper (1991); en algunos de los estudios centrados en este tema se presta especial atención al comportamiento de los organismos patógenos en el suelo y acuíferos, ejemplos de los cuales son los de Frankenberger (1990) y Gerba et al, (1991).

Los criterios de calidad que se utilizan para determinar la capacidad de un agua tratada para riego se pueden consultar en varias publicaciones como son las de Pescod y Alka (1988), Hillman (1988), Westcot y Ayers (1990), Crook (1990), Sala (1991) y Cooper (1991), en los cuales se exponen las directrices básicas de acuerdo a parámetros físicos, componentes químicos y criterios microbiológicos.

Existen varios trabajos sobre la reutilización de aguas residuales en la Plana de Castellón, entre los que destaca la tesis doctoral de Esteller (1994) y numerosas publicaciones sobre estas experiencias, como las de Esteller et al., (1994), Lapeña et al., (1995), Lapeña et al., (1996) y Morell et al, (1996a).

CAPITULO 2

METODOLOGÍA

2.1. INTRODUCCIÓN

La investigación se ha desarrollado en dos líneas de trabajo paralelas y complementarias. Estas dos líneas de investigación han sido:

a) Cálculo y medida de la evapotranspiración y la recarga en una parcela experimental en la Plana de Castellón

b) Estudio de la afección al suelo y al agua subterránea de prácticas agrícolas en cítricos regados con agua residual y agua de pozo y el estado actual de calidad de las aguas subterráneas del acuífero de la Plana de Castellón.

El desarrollo de cada una de estas partes ha sido simultáneo, y la metodología seguida ha sido común para varios aspectos de cada una de las partes citadas.

La investigación se ha llevado a cabo, en gran parte, en la parcela experimental, donde se construyeron unos lisímetros que han sido la base de este trabajo.

2.2. ESTACIÓN LISIMÉTRICA

La elección de la ubicación de una parcela experimental depende, en buena medida, de la disponibilidad del terreno (Morell, 1995), pero se debe tener en cuenta otra serie de criterios como la homogeneidad del perfil del suelo, la representatividad hidrogeológica, la cubierta vegetal, las variaciones del estado original de la parcela, el control de los aportes de agua y otros (Gonzalo et al., 1998 b).

La estación lisimétrica se ha construído junto a una parcela experimental ya existente (Esteller, 1994) en los terrenos de la Estación Depuradora de Aguas Residuales (EDAR) de la ciudad de Castellón, a tres kilómetros del casco urbano en dirección al Mar Mediterráneo, entre la ciudad y el barrio del Grao de Castellón (Figura 2.1).

La instalación de la estación lisimétrica en la EDAR es fruto de la colaboración entre la empresa Fomento Agrícola Castellonense S.A. (FACSA-Aguas Residuales) y la Universitat Jaume I. Esta colaboración, iniciada en 1991, ha permitido realizar trabajos de investigación sobre reutilización de aguas residuales para el riego de cítricos, así como diversas investigaciones dentro del ámbito hidrogeológico y de la citricultura que han dado lugar a dos tesis doctorales (Esteller, 1994, y Cerezo, 1998), y numerosas publicaciones (Morell et al., 1994; Lapeña et al., 1994; Beltrán et al., 1995; Durán et al., 1995; Esteller y Morell, 1995; Cerezo et al., 1995; Reboll, 1999).

La construcción y equipamiento de la estación lisimétrica ha sido posible gracias a la financiación recibida de la Generalitat Valenciana a través del proyecto de investigación GV-3204/95.

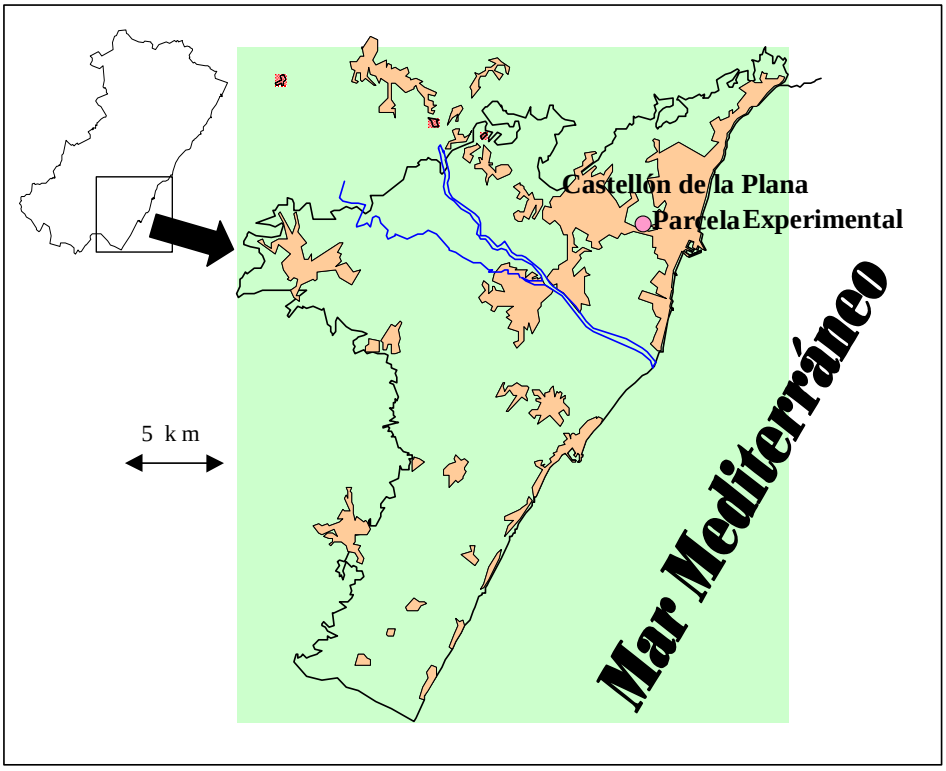


Figura 2.1. *Localización de la parcela experimental del Departamento de Ciencias Experimentales de la Universitat Jaume I de Castellón*

2.2.1. Características constructivas

Para el diseño de los lisímetros se revisó literatura existente. De particular interés han sido las recomendaciones recibidas del Dr. Joan Bach, de la Universidad Autónoma de Barcelona, así como mi experiencia anterior como colaborador en el mantenimiento de la estación lisimétrica de la Facultad de Ciencias en la Universidad de Granada en el marco del Proyecto: "Evaluación de los Recursos Hídricos de la Cuenca del Mediterráneo. Fase I Evapotranspiración".

La construcción comenzó en Julio de 1996. Inicialmente se excavó una zanja con una superficie de 11 m de largo x 4.5 m de ancho y 3 metros de profundidad para pasillo central de muestreo y de 1,7 m de profundidad en los lisímetros (figura 2.2).

Los lisímetros se diseñaron para que su superficie quedase al nivel del suelo, de modo que constan de una zona central de muestreo y en la periferia se distribuyen los lisímetros. La estación lisimétrica consta de diecisiete lisímetros de drenaje, dieciséis de un metro cuadrado de superficie y un metro de profundidad y uno de 3.81 m^2 de superficie y un metro de profundidad (figura 2.3).

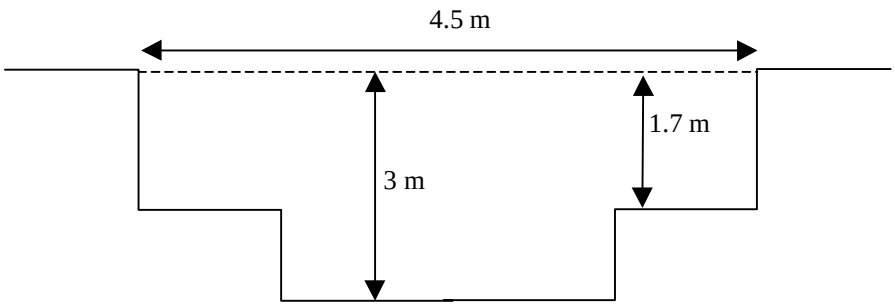


Figura 2.2. *Perfil de la zanja excavada en el lugar donde se construyeron los lisímetros*

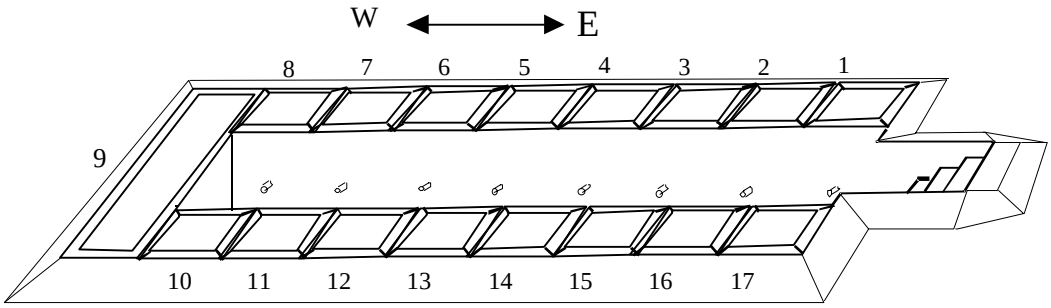


Figura 2.3. *Esquema de la estación lisimétrica*

La obra de los lisímetros (figura 2.4) fue llevada a cabo por una constructora. En primer lugar se colocó una solera de hormigón, que sirve de base al resto de la obra. Sobre esta solera se levantaron las paredes del pasillo central hasta el nivel de drenaje de los lisímetros. Después, sobre esta estructura se construyeron los lisímetros; cada uno de ellos fue construido de forma independiente, para evitar posibles efectos de contaminación en el caso de fugas por rotura o por fallo de impermeabilización.

Las paredes de los lisímetros se impermeabilizaron con un material especial que se utiliza para impermeabilizar piscinas y balsas de riego, cuyo nombre comercial es Monotopsika-612. Parece que no debe ejercer ninguna interacción con el suelo ni el agua, además de que facilita la adhesión del suelo y da una cierta rugosidad a las paredes. El fondo de los lisímetros se diseñó con doble ángulo de inclinación, hacia el centro, y a su vez hacia el pasillo, donde se ha instalado un tubo de PVC para facilitar el drenaje, tal y como se muestra en la figura 2.5.

Una vez finalizada la obra se colocó grava silícea, redondeada y clasificada de 6-8 mm, en el fondo del lisímetro para facilitar el drenaje, y una rejilla sintética fina de plástico para separar las gravas del material de relleno. Se colocaron unas repisas de PVC a unos 30 cm por debajo del nivel del suelo para evitar que el agua se infiltre por las paredes con las dilataciones y contracciones debidas a cambios de humedad, que provocan la aparición vías de flujo preferencial que falsean los resultados, pero que sin embargo existen en la naturaleza (Simmers, 1990). En la

figura 2.6 se puede ver un lisímetro con la grava en el fondo, sin la rejilla, y las repisas colocadas.

Finalmente, se procedió al relleno de los lisímetros.

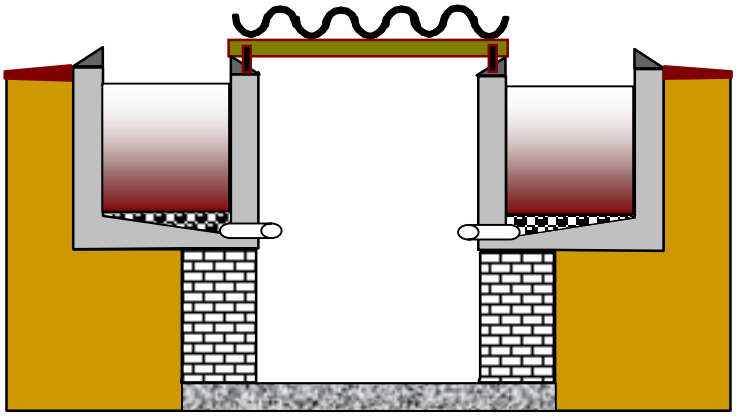


Figura 2.4. *Perfil de la obra realizada para la construcción de los lisímetros*

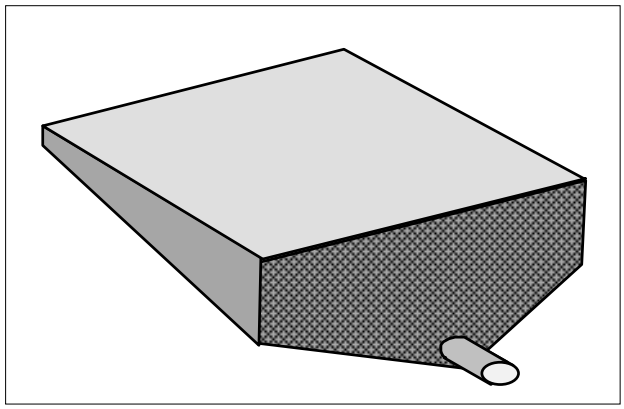


Figura 2.5. *Esquema del fondo de los lisímetros mostrando el doble ángulo de inclinación y el tubo de salida para el drenaje*

Figura 2.6. *Lisímetro con la grava en el fondo y detalle de las repisas para evitar los flujos preferenciales*

2.2.2. Relleno de los lisímetros

El proceso de relleno de los lisímetros es crucial ya que debe cumplirse una doble condición: por una parte, el material de relleno debe asemejarse en lo posible al suelo original, no sólo en su textura sino especialmente en su densidad, que tiene una gran influencia sobre las condiciones hidrodinámicas básicas; por otra parte, y dado que se pretende establecer comparaciones entre lisímetros en distintas condiciones de contorno, se debe procurar el máximo grado posible de homogeneidad en el relleno.

En consecuencia, el proceso de relleno se realizó de manera muy cuidadosa. Se comenzó en julio de 1996 y se finalizó en junio de 1997. Durante casi un año se realizaron riegos con objeto de permitir cierta estructuración del suelo y, de hecho, los muestreos realizados durante ese periodo permitieron observar que al principio existían notables diferencias en el comportamiento hídrico de los lisímetros pero que al cabo de algunos meses ese comportamiento se hizo notablemente más homogéneo, de manera que la investigación propiamente dicha pudo comenzarse en marzo de 1998, con las primeras fertilizaciones y riegos controlados.

A pesar de que las características del suelo de la parcela eran bien conocidas, se realizaron sondeos con un equipo de percusión tipo Cobra para determinar con qué tipo de suelo se iban a rellenar los lisímetros. La tierra extraída tenía tres niveles, un horizonte superficial de unos 20 cm. de color gris pardo, bastante oscuro, con abundante materia orgánica; un horizonte intermedio, desde los 20 cm hasta los 80 cm, de suelo arcilloso limoso de color marrón oscuro y, a partir de los 80 cm, un suelo limoso-arenoso rojizo con cantos. El material extraído por la retroexcavadora se depositó en montones (figura 2.7) seleccionados en función de su profundidad.

Figura 2.7. *Selección de la tierra desechando las capas del horizonte superficial*

Con objeto de obtener mayor homogeneidad, el suelo se esparcía en una era donde era desmenuzado con un tractor equipado con un rotovato, y posteriormente se tamizaba con una malla de 2 cm de paso de luz (figura 2.8).

Figura 2.8. *Proceso de cribado y pesado de la tierra en la báscula*

El criterio de compactación fue compactar los lisímetros cada 120 Kg de tierra. La compactación se hizo con un estariador que iba acoplado al martillo neumático Cobra que ejercía una compresión por percusión y siempre con la misma intensidad (figura 2.9).

Figura 2.9. *Detalle del estariador y proceso de compactación del último lisímetro en las últimas capas*

En la primavera de 1997 se pudieron plantar los cítricos en los lisímetros que estaba previsto (figura 2.10). Hacia comienzos del verano de 1997 finalizó el relleno de todos los lisímetros y se cubrió el pasillo central con un techo.

Figura 2.10. *Vista de la estación lisimétrica con los cítricos recién plantados.*

2.2.2. Características del material de relleno de los lisímetros

La tierra con la que se rellenaron los lisímetros fue caracterizada a lo largo de la experiencia. Las técnicas y características de los equipos utilizados se han incluido en el Anexo I.

La densidad mineral y la curva de retención se determinaron en el Laboratorio de Geotecnia del Departamento de Ingeniería del Terreno y Cartografía, de la Universitat Politècnica de Catalunya (UPC). La separación de la fracción fina y el análisis mineralógico de la arcilla se realizó en el Laboratorio de Cristalografía y Mineralogía de la Universitat Jaume I (UJI).

En el Laboratorio de Suelos del área de Geodinámica del Departamento de Ciencias Experimentales de la Universitat Jaume I se determinó la granulometría, la capacidad de campo, la humedad gravimétrica y densidad aparente.

Todos los análisis químicos, tanto de las aguas como de los suelos, se han realizado en el Laboratorio de Aguas del área de Geodinámica, y en el laboratorio de Absorción Atómica del área de Química Analítica, pertenecientes al Departamento de Ciencias Experimentales de la Universitat Jaume I.

Textura

El suelo de los lisímetros es arcilloso-limoso, con un 75.06% de material fino; las partículas grandes no superan los 19 mm de diámetro, siendo el 95% del total inferior a 1.18 mm. La curva granulométrica se puede observar en la figura 2.11.

La fracción gruesa se ha determinado con un tamiz normalizado electromagnético de la casa CISA y la fracción fina, toda la que ha pasado por el tamiz (#200), se ha determinado con el densímetro de Bouyoucos.

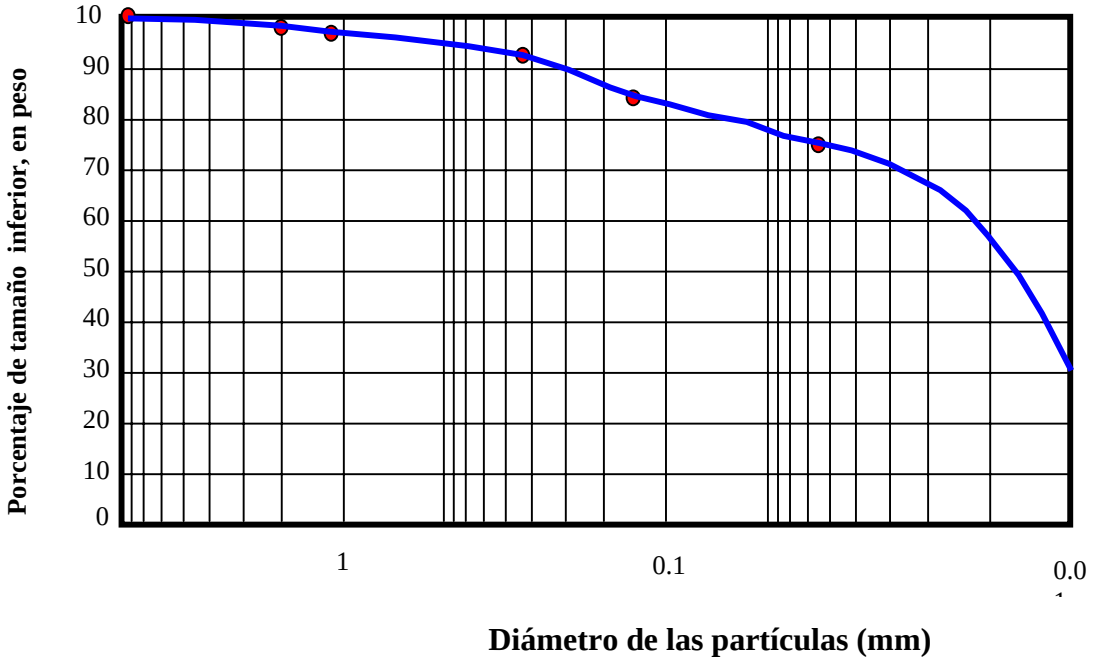


Figura 2.11. *Curva granulométrica del material de relleno*

En la tabla 2.1 se muestran las características texturales del suelo de la parcela experimental donde se ha instalado la estación lisimétrica.

Tabla 2.1. *Textura de las muestras de la zona no saturada en la parcela experimental*

Prof (cm)	% Arcilla	% Limo	% Arena	Textura (USDA)
15	24	26	50	Franco arcilloso arenosa
30	22	33	45	Franca
60	27	21	52	Franco arcilloso arenosa
90	30	16	54	Franco arcilloso arenosa
120	18	33	49	Franca
150	20	36	44	Franca
180	2	32	65	Franco arenosa
220	2	49	49	Franco arenosa
260	7	37	56	Franco arenosa

En la tabla 2.2 se muestras algunas características hidrodinámicas de estos suelos, determinadas en Esteller (1994), y en la tabla 2.3 el contenido en materia orgánica, carbono oxidable y pH de algunas muestras. En la tabla 2.4 se indican los

resultados obtenidos del análisis de la fracción arcilla mediante DRX del suelo de la parcela.

Tabla 2.2. *Parámetros hidrodinámicos*

PROFUNDIDAD (cm)	**15**	**30**	**60**	**90**	**120**	**150**	**180**	**220**	**260**
Retención específica	50.2	49.2	53.5	56.7	42.7	46.92	16.4	21.9	26.2
Porosidad eficaz	7	9	5	5	11	10	25	22	22
Porosidad total	57.2	58.2	58.5	61.7	53.7	56.92	41.4	43.9	48.2

Tabla 2.3. *Contenido de materia orgánica, carbono oxidable y valor del pH*

Prof (m.)	**% C.O.**	**% M.O.T.**	**pH**
15	0.72	1.61	7.62
30	0.60	1.33	
60	0.33	0.74	
90	0.31	0.70	7.45
120	0.27	0.60	
150	0.25	0.56	
180	0.18	0.40	
220	0.03	0.07	
260	0.01	0.03	

Tabla 2.4. *Tipos y porcentajes de arcillas en muestras recogidas a diversas profundidades*

Muestra	**Illita (%)**	**Esmectitas (%)**	**Caolinitas (%)**
30 cm	68	23	9
60 cm	83	15	2
90 cm	79	14	7
150 cm	76	15	9
220 cm	78	15	7

Se escogió como material de relleno el nivel existente entre los 20 y 80 cm de profundidad. Probablemente, habría sido más conveniente reproducir el perfil original del suelo, y respetar el nivel superior, pero esta labor resultaba operacionalmente muy complicada.

En cuanto a la mineralogía de la fracción arcilla de este nivel, está formada principalmente por illita, siendo caolinita en segundo mineral más abundante, el resto de minerales de la arcilla no presenta cantidades apreciables. En cuanto a la fracción total, los minerales más abundantes son el cuarzo y la calcita, junto a la moscovita y minerales de la arcilla. La figura 2.12 muestra un difractograma de rayos-X de una muestra de suelo de los lisímetros, y en la tabla 2.5 se adjunta el análisis químico por fluorescencia de una muestra del suelo con el que se rellenó el lisímetro.

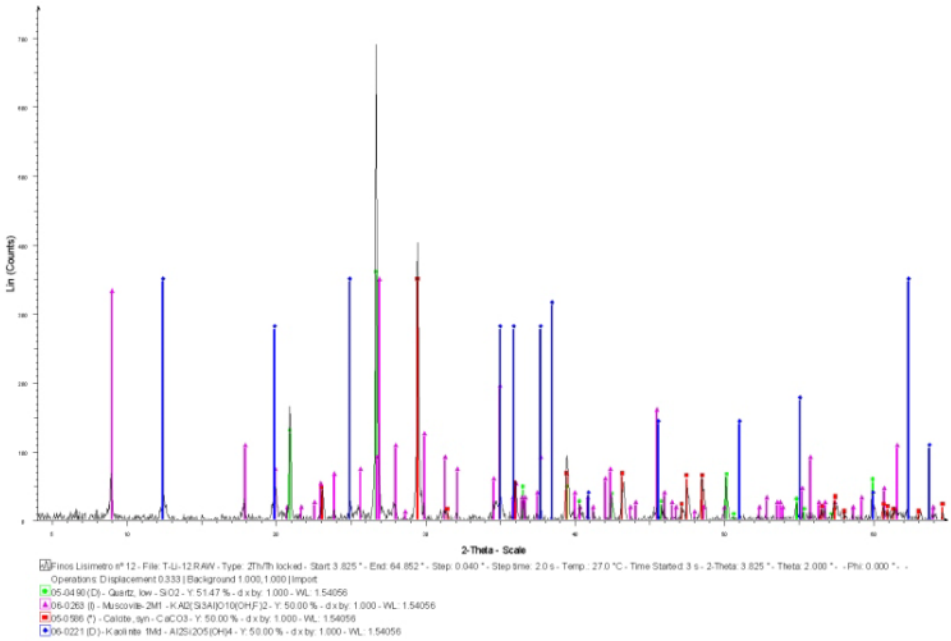


Figura 2.12. *Difractograma de Rayos X de una muestra del lisímetro 12*

Tabla 2.5. *Análisis químico del suelo inicial de relleno de los lisímetros analizado por fluorescencia de Rayos-X*

Fe_2O_3	TiO_2	CaO	K_2O	SiO_2	Al_2O_3	MgO	Na_2O	M.O,
3.31%	0.58%	7.26%	2.30%	63.13%	10.27%	1.28%	0.29%	11.58%

Densidad mineral (ρ_s)

La densidad mineral se determinó en muestras de suelo extraídas de los lisímetros, a 20 cm de profundidad. Se realizaron varias réplicas y los resultados obtenidos fueron muy homogéneos, entre 2.67 y 2.66 g/cc. El valor medio que se ha tomado ha sido de 2.67 g/cm^3 (2.6687).

La técnica de determinación de la densidad mineral fue triturar una muestra de suelo y medir el volumen que desplaza en un matraz aforado de doble lectura con metanol a 25ºC.

Densidad aparente (ρ_b)

La densidad aparente se determinó en el suelo original de las muestras del sondeo que se realizó antes de la construcción de los lisímetros. Los valores de estas muestras, determinadas por desplazamiento de volumen de mercurio, dieron una densidad aparente de 1.85 g/cm^3.

La densidad aparente de los lisímetros se determinó en dos épocas. La primera fue en mayo de 1998, con muestras tomadas a 20 cm de profundidad con anillos tomamuestras, diseñados con ese objetivo. Y la segunda, al final de la campaña con testigos de todo el perfil del suelo de cada lisímetro, para determinar la distribución de la densidad aparente de cada lisímetro. La densidad obtenida en cada lisímetro a 20 cm en mayo de 1998 y la densidad media final se muestran en la tabla 2.6. La distribución de la densidad aparente de cada lisímetro se especifica en la descripción de los lisímetros en el siguiente apartado.

Por otra parte, durante el proceso de relleno, se determinó de forma aproximada la densidad aparente pesando la masa de suelo que se iba echando en cada lisímetro, lo cual es simplemente una medida aproximada, cuyo valor también se ha reflejado en la tabla 2.6.

Tabla 2.6. *Densidades aparentes de los lisímetros. (A) en muestras a 20 cm tomadas a mitad de la experiencia, en mayo de 1998, y (B) densidad media del lisímetro determinada al final de la experiencia con testigo continuo de 100 cm. (C) valores aproximados de densidad inicial calculada a partir de la masa de relleno de cada lisímetro*

Muestra	**ρ_b (gr/cm^3) A**	**ρ_b (gr/cm^3) B**	**ρ_b inicial C**
Lisímetro 1	1.50	1.72	1.74
Lisímetro 2	1.62	1.74	1.73
Lisímetro 3	1.61	1.68	1.76
Lisímetro 4	1.69	1.69	1.74
Lisímetro 5	1.78	-	1.63
Lisímetro 6	1.81	1.46	1.68
Lisímetro 7	1.43	1.56	1.64
Lisímetro 8	1.68	1.49	1.67
Lisímetro 9	1.60	1.61	1.46
Lisímetro 10	1.48	1.58	1.57
Lisímetro 11	1.67	1.56	1.71
Lisímetro 12	1.66	1.69	1.76
Lisímetro 13	1.59	1.69	1.68
Lisímetro 14	1.86	1.72	1.77
Lisímetro 15	1.65	-	1.77
Lisímetro 16	1.73	2.08	1.62
Lisímetro 17	1.58		1.69

Capacidad de Campo (Cc)

La capacidad de campo se determinó en los testigos de muestras de los lisímetros utilizados para determinar la densidad aparente, de forma que se escogieron suelos con diferentes densidades aparentes.

Los resultados obtenidos fueron promediados y se muestran en el anexo II, junto con las características de los lisímetros. El valor medio de la capacidad de campo para el suelo de los lisímetros es del 34%.

Curva de retención

La curva de retención es un parámetro difícil de determinar, no sólo por los equipos necesarios para ello sino por el tiempo que requiere su elaboración.

La curva de retención, que relaciona la humedad con la tensión del suelo, se denomina también curva de humedad-succión o curva característica, ya que es típica de cada suelo (Morell, 1995). La curva característica presenta fenómenos de histéresis, ya que el comportamiento es diferente si está en proceso de desecación o si está en proceso de saturación.

La determinación de la succión total se ha hecho mediante el psicrómetro tipo SMI Transistor Psicrómeter, en el laboratorio de suelos de la Universitat politècnica de Catalunya. Esta técnica es útil para medir succiones de 0.1 a 10 Mpa (Lloret, 1993). Los valores obtenidos se han ajustado a la ecuación de Van Genuchten (1978) según el modelo aplicado por Rodríguez et al., (1998).

Para realizar la curva característica se determinó la succión y humedad de diversas muestras de cada uno de los lisímetros. El experimento se desarrolló desde el estado de saturación hasta la succión máxima. Sólo se realizó la parte de la curva en estado de desecación, que es el estado en que se encuentra el suelo la mayor parte del tiempo.

Los datos de succión y humedad obtenidos en el laboratorio se han representado gráficamente en la figura 2.13, donde se ha ajustado una curva teórica que cumple la siguiente ecuación:

$$Sr = (1+(S / Po)^{(1/1-\lambda)})^{-\lambda}$$

siendo Sr el grado de saturación, S la succión experimental, y Po y λ son parámetros de la ecuación de Van Genuchten ajustados por mínimos cuadrados y cuyo valor en nuestro caso son:

$$Po = 1.08$$

$$\lambda = 0.2671$$

La curva obtenida en el laboratorio presenta un buen ajuste a la curva teórica, por lo que los parámetros obtenidos por el ajuste a la ecuación de Van Genuchten se consideran iguales para todos los lisímetros, pues parecen responder más a la textura y composición de la fracción arcilla que a la densidad aparente.

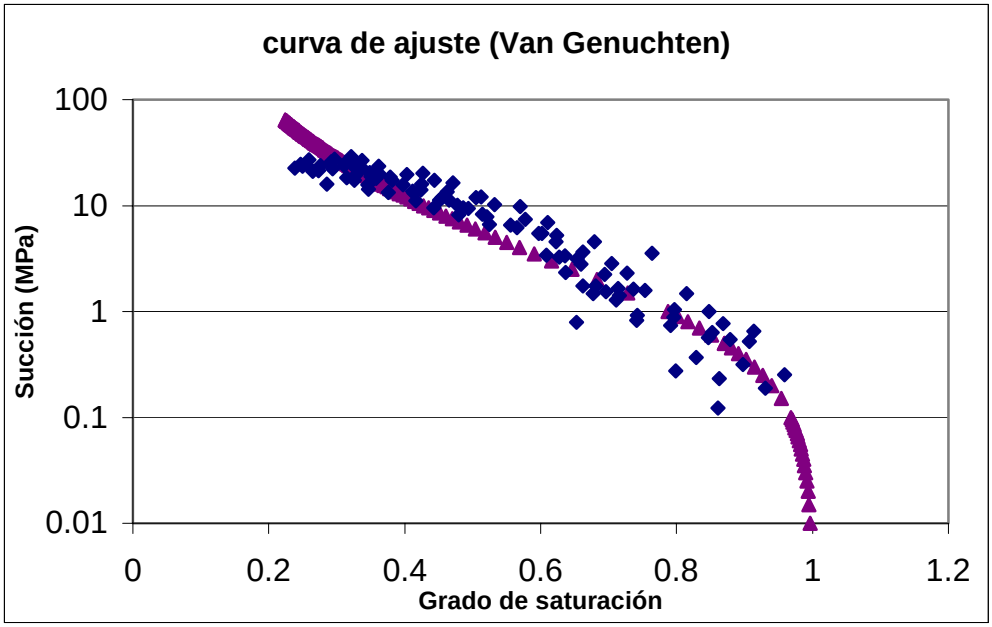


Figura 2.13. *Curva de retención del suelo de los lisímetros obtenida en laboratorio. La curva completa muestra la curva teórica de van Genuchten*

2.2.3. Equipamiento de los lisímetros

Cápsulas de succión

Durante el proceso de relleno de los lisímetros se instalaron cápsulas de succión de porcelana porosa en los seis lisímetros destinados a albergar cítricos, a una profundidad de 40 cm, y cápsulas de teflón en el lisímetro 5 a profundidades de 20, 40, 60 y 80 cm, y a 20, 40 y 60 cm en el lisímetro 6. Las cápsulas de succión son ampliamente utilizadas en parcelas experimentales para el muestreo del agua intersticial, a pesar de que presentan numerosos problemas de intercambio iónico, adsorción y liberación de iones así como de representatividad de la muestra y de mantenimiento del vacío por sequedad de las gomas y tapones en climas con elevada insolación como es nuestro caso (Sánchez-Pérez y Morell, 1994; Poss et al., 1995; Sánchez-Pérez, 1995; Martín et al., 1998; Morell y Sánchez-Pérez, 1998; González et al., 1999, Morell y Sanchez-Pérez, 2000).

Sondas TDR

La determinación de la variación de humedad es necesaria para el cálculo de la evapotranspiración en lisímetros, aunque es posible hacer estimaciones del balance del suelo, para periodos largos u homogéneos, en los que se puede presumir que la variación de almacenamiento sea despreciable (Tuñón et al., 1999).

La humedad es uno de los parámetros más sencillos de determinar en parcelas experimentales; sin embargo, la determinación gravimétrica, que es la técnica más

sencilla y económica, es destructiva e irrepetible. Por consiguiente, es conveniente utilizar métodos indirectos, no destructivos, que permitan conocer la evolución temporal de la humedad en un mismo punto.

Los métodos no destructivos que tradicionalmente se utilizan son caros y tienen muchos problemas de calibración para diferentes tipos de suelos. Estos métodos son fundamentalmente de dos tipos: radiactivos y eléctricos.

Método Radiactivo

El método radiactivo más común es la sonda de neutrones (Belcher et al., 1950; Haverkamp et al., 1984), cuyos resultados para obtener perfiles de humedad en función de la profundidad son aceptables, pero tienen el gran inconveniente de requerir personal especializado, licencias de uso, elevado coste y muchas prohibiciones para su utilización en algunas aplicaciones (Starr et al., 1999a,b); además, están fuertemente influenciadas por la distribución al azar que tiene la radiactividad en la naturaleza y, sobre todo, porque su utilización no es posible en los primeros 15 cm del suelo (Martínez-Fernández et al., 1994), donde se produce la mayor variación de la humedad. También dan problemas en suelos con alto contenido en materia orgánica, donde puede existir hidrógeno en las sustancias orgánicas que interfieren (Brady y Weil, 1996) y su uso requiere la instalación de un tubo de zinc en el suelo donde se va a realizar el perfil. Todo esto, junto con la aparición de nuevas técnicas, han dejado la sonda de neutrones en relativo desuso (López-Rodríguez, 1997).

La técnica de la sonda de neutrones está basada en la capacidad que tienen los átomos de hidrógeno de disminuir drásticamente la velocidad de desplazamiento de los neutrones y dispersarlos. Por tanto, si se tiene una fuente de emisión de neutrones, por ejemplo americio - berilio, estos neutrones, si encuentran átomos pequeños como los del hidrógeno en su trayectoria, chocarán con ellos y disminuirán su velocidad. Estos neutrones más lentos se pueden localizar con un detector que transforma la lectura en humedad volumétrica del suelo.

Métodos eléctricos

Si la utilización de la sonda de neutrones supuso un gran avance con respecto a las técnicas destructivas, el sistema de Reflectometría en Dominio de Tiempo, (TDR) (Topp et al, 1980) fue otro gran adelanto, que ya fue propuesto por Davis y Chudobiak (1975) y Davis y Annan (1977), aunque, con anterioridad, el balance del potencial entre dos barras metálicas en línea colocadas en el suelo ya fue reconocido por Kirkschether (1960). En Gadner et al. (1991) se revisa el desarrollo de esta técnica, que está basada en la medida de la velocidad de un pulso que circula por una línea de transmisión electromagnética, como si fuese una onda guiada. La velocidad de este pulso se utiliza para conocer la constante dieléctrica del suelo, que está influenciada por la cantidad de agua que hay en él, pues la constante dieléctrica del agua es unas 20 veces superior a la del suelo.

La medida de la constante dieléctrica del suelo depende de la frecuencia de emisión de la señal electromagnética. La frecuencia que proporciona mejores resultados está entre 100 MHz y 4GHz, campo en que el efecto asociado a la vibración y a la rotación de las moléculas de agua es despreciable (Ledieu et al., 1986; Ledieu y Dautrebande, 1987). A 1 GHz la constante dieléctrica del agua es de 80.36, mientras que para el suelo varía entre 3 y 5, y para el aire es 1. Estas diferencias son las que hacen posible determinar el contenido volumétrico de agua en el suelo. La medida en el campo de la constante dieléctrica se hace mediante sondas. Normalmente, las sondas son de dos tipos, fijas y móviles. Las fijas constan de varias varillas de acero inoxidable. En un estudio de Zegelin et al. (1989), se pone de manifiesto que se obtienen mejores resultados con las de tres varillas. Las móviles suelen ser cilíndricas y se introducen en tubos de PVC que se han de instalar para poder realizar los perfiles de humedad.

El sistema TDR es ampliamente utilizado para la determinación en campo de la humedad del suelo en los últimos años, pero últimamente se están desarrollando otros métodos en función de la capacitancia (Ruth, 1999), longitud de resonancia (Starr et al., 1999a), o la impedancia mediante analizadores de redes (Campbell, 1990; Starr et al., 1999b), así como otras aplicaciones de la constante dieléctrica (Fabregat-Santiago et, al., 1999).

Métodos de resistencia eléctrica

Otros métodos muy utilizados son los de la resistencia eléctrica, basados en la propiedad que tienen algunos materiales porosos como el yeso, el nylon o la fibra de vidrio, de conducir la corriente eléctrica, cuya resistencia está relacionada con el contenido de humedad. Si se introducen pequeños bloques de estos materiales en el suelo con unos electrodos insertados, absorben agua en función del contenido de humedad del suelo, lo que da lugar a variaciones de la resistencia eléctrica. Si se mide esta resistencia eléctrica se puede determinar el contenido de humedad del suelo.

Instalación de las sondas TDR en la parcela

En el lisímetro 9, de mayor superficie, se instalaron cinco sondas TDR a 10, 30, 50, 70 y 90 cm de profundidad, del modelo Trime P3Z (figura 2.14), de la casa IMKO.

En mayo de 1998 se instalaron tubos en cada uno de los 17 lisímetros para la realización de perfiles de humedad con la sonda TDR móvil (figura 2.15). Estos tubos se instalaron mediante un sistema de hinca quedando el tubo perfectamente adherido a las paredes.

Figura 2.14. *Sonda TDR modelo Trime P3Z*

Figura 2.15. *Sonda móvil Trime de la casa IMKO y tubo de muestreo (Tube Probe) que se ha instalado en los lisímetros*

Tensiómetros

Los tensiómetros son instrumentos que determinan el potencial del agua. El potencial del agua en el suelo depende de la suma de los potenciales de las fuerzas que actúan sobre ella. Las principales fuerzas que actúan sobre el agua en el suelo son la gravedad (potencial gravitacional), la adhesión a las partículas sólidas de la matriz del suelo (potencial matricial), la atracción iónica (potencial osmótico) y la presión hidrostática (potencial de presión).

En el sistema agua-planta-suelo el potencial del agua juega un papel muy importante. Las plantas funcionan como si fueran bombas, moviendo el agua desde el suelo hasta la atmósfera como respuesta a los diferentes potenciales del agua en el suelo, planta y aire. El sistema hidráulico que mueve el agua desde el suelo a través de la planta y hacia el aire actúa como un verdadero medio continuo de manera que los cambios de presión en las raíces se manifiestan de forma automática en las hojas (Nulsen et al., 1977; Leyton, 1978). Para compensar el agua perdida por evapotranspiración la planta absorbe agua del suelo. La energía del agua viene expresada generalmente en forma de potencial hídrico, que puede tomarse como el contenido de energía libre o energía potencial por unidad de volumen de agua. El potencial del agua puede entenderse como la capacidad almacenada para producir trabajo por unidad de volumen. El potencial total del agua en un punto será la suma resultante de todos los factores que afectan a esa energía libre contenida.

En el sistema planta-suelo, el movimiento del agua es pasivo. Esto significa, que el agua se mueve de zonas de potencial alto a zonas de menor potencial. En condiciones iguales, cuanto mayor sea la diferencia de potencial más rápido será el movimiento del agua. Los otros factores que afectan al movimiento del agua son factores que influyen en la capacidad de los conductos para transportar el agua, conocidos como conductancia.

El agua estará en continuo movimiento mientras haya un gradiente de potencial, excepto si existen barreras que taponen la vía de circulación del agua. El movimiento sólo cesará cuando el potencial sea el mismo dentro de todo el sistema; en este caso se habrá alcanzado el equilibrio.

Componentes del potencial del agua

Los factores que influyen en la energía potencial del agua son varios. El principal de ellos es el que hace referencia a la altura del agua, que es la fuerza gravitatoria. Otros dos factores importantes son la tensión o presión en el agua y los solutos disueltos en ella. Si aumenta la tensión disminuye el potencial, y el mismo efecto ocurre si aumentan los solutos. Los efectos producidos por la elevación, la tensión y los solutos son independientes entre ellos y el efecto del potencial del agua es la suma de todos ellos. Si expresamos en forma algebraica el potencial del agua (Ψ):

$$\Psi = \psi_p + \psi_s + \psi_m + \psi_z$$

siendo Ψ_p el potencial de presión, Ψ_s el potencial osmótico, Ψ_m el potencial matricial y Ψ_z el potencial de elevación o gravitacional.

Hay que destacar que la medida del potencial de un agua es una medida relativa respecto a una medida estándar, correspondiente a un agua pura a presión atmosférica y a la misma temperatura. Este mismo concepto se usa para determinar los potenciales de presión, osmótico, matricial o gravitacional. Así pues, el valor estándar del potencial de presión es un agua sometida a presión

atmosférica. Por tanto, un agua a presión atmosférica tendrá un potencial de presión $\Psi_p = 0$, independientemente de su contenido de solutos. Esta misma agua podrá tener una $\Psi_p = +4$ bar, si la presión aumenta en 4 bars respecto a la presión atmosférica original, ó a -4 bar, si la presión se reduce. Su valor es, simplemente, la presión hidrostática del agua respecto al valor de referencia.

De igual forma, cualquier soluto disuelto en el agua reducirá el potencial osmótico Ψ_s, respecto al valor original del agua pura. Por tanto, cualquier agua pura tendrá un potencial osmótico $\Psi_s = 0$, independientemente de cual sea su presión, y cuanta mayor concentración de sales tenga, menor o más bajo será el potencial de solutos. Por tanto el potencial osmótico será siempre negativo. Su valor está en función de las partículas disueltas y el volumen de agua:

$$\psi_s = -\frac{RT}{V_w} n_s$$

donde R es la constante universal de los gases, T la temperatura absoluta, V_w el volumen de agua y n_s el número de moles disueltos.

En cuanto al potencial gravitatorio, no hay un estándar universal, aunque lo más común es tomar como referencia la superficie del suelo, de forma que cuanto mayor es la elevación mayor será el potencial. A un cambio de elevación del agua de 10 metros le corresponde un cambio del potencial de 1.0 bar. La relación del potencial gravitatorio con la altura es la siguiente:

$$\psi_z = \rho g z$$

donde ρ es la densidad del agua, y g la constante de aceleración gravitatoria.

El potencial matricial refleja la interacción del agua con la matriz de los cuerpos sólidos. El agua se queda colgada entre los espacios que deja el suelo, esencialmente por fuerzas capilares. Este efecto matricial reduce el potencial del agua por debajo del potencial del agua en estado puro. Por tanto, el potencial matricial Ψ_m es cero o negativo. Cuanto más pequeño es el poro o el capilar, el agua queda retenida con mayor fuerza, y, por lo tanto, más negativo será el potencial matricial. Por el contrario, cuando el suelo se satura el potencial matricial es nulo.

Según la hidrostática, el potencial matricial es básicamente un efecto de la presión o tensión, y por tanto no se distinguía del potencial de presión hasta hace relativamente poco tiempo.

Hay otras muchas formas de expresar el potencial del agua; en Rosenberg et al., (1983) el flujo del agua a lo largo del continuo agua-planta-suelo, en condiciones de régimen permanente, viene dado por la siguiente expresión:

$$Flujo = \frac{\Psi_g - \Psi_r}{r_g} = \frac{\Psi_r - \Psi_l}{r_r + r_x} = \frac{\Psi_l - \Psi_a}{r_s + r_r}$$

donde Ψ_g, Ψ_r, Ψ_l y Ψ_a son los potenciales del agua en el suelo, raíces, hojas y aire respectivamente, r_g la resistencia del suelo hacia la superficie de las raíces, r_r es la resistencia dentro de las raíces, r_x la resistencia del xilema, r_s la resistencia

estomática y r_a la resistencia entre la superficie de la hoja y el aire. La mayor resistencia se da al flujo en fase gaseosa. Para superar esta gran resistencia debe haber un gradiente muy alto entre los potenciales para permitir el flujo. Cuando el viento es prácticamente inapreciable, la R_a controla la evapotranspiración, pero si el viento es fuerte, los estomas ofrecen mayor resistencia y son el factor dominante.

Una relación interesante es la que muestra el potencial respecto al contenido relativo de agua (RCW) en la planta (figura 2.16). El contenido relativo de agua es un concepto que se refiere al estado hídrico de la planta. El RCW es la cantidad de agua que hay en el tejido vegetal respecto a la cantidad de agua que tienen los tejidos cuando el potencial es cero, es decir, cuando está en equilibrio con un agua pura a presión atmosférica. Este contenido relativo de agua se expresa en porcentaje; por ejemplo, cuando una planta está en perfectas condiciones hídricas el RWC es del 97%. Cuando las hojas de las plantas sufren una deficiencia de agua el RWC es del 75%, y cuando las hojas están saturadas de agua el RWC es del 100%. Generalmente la relación entre el potencial y el contenido relativo del agua en la planta están relacionados debido a que existe una continuidad del medio agua-planta-suelo.

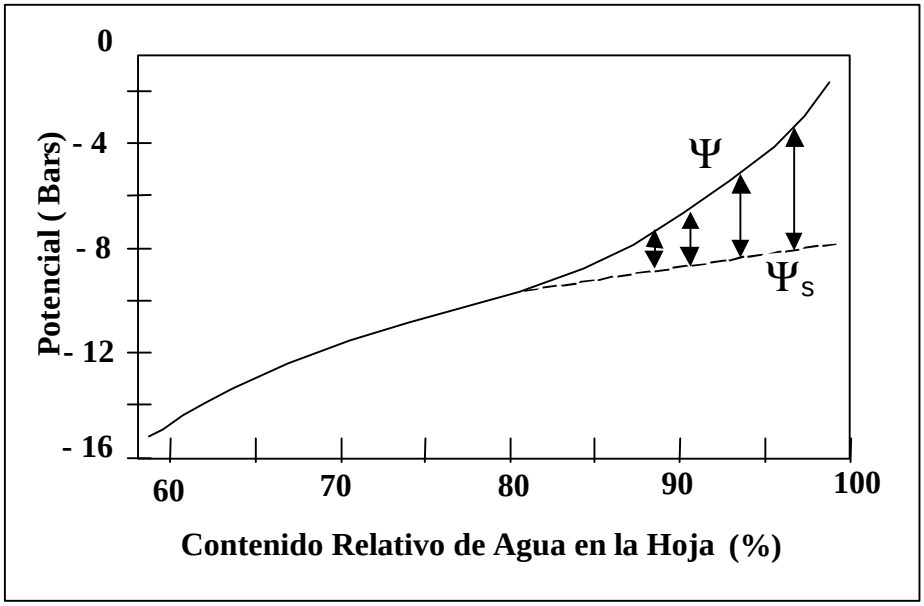


Figura 2.16. *Relación entre el potencial del agua y el contenido relativo de agua en la hoja (RWC). Tomado de Hsiao (1997)*

Esta relación suele ser, casi siempre, de la forma que se ha presentado en la figura 2.16., de modo que cuando la hoja está cercana a la saturación, una pequeña pérdida de agua supone una variación de varios bars; por el contrario, por debajo de un RWC del 80-85%, con una mayor pérdida de agua se produce poca pérdida de potencial. El potencial osmótico es el que produce esas diferencias y, en el caso del ejemplo, a partir de un RWC del 80% el potencial osmótico ψ_s=0. Hay que recordar que en este tipo de relaciones el potencial gravitatorio es nulo, y por supuesto las variaciones del RWC no afectan al potencial gravitatorio.

Otra forma muy común de expresar los potenciales en hidrogeología es la definida por el Comité de Física del Suelo (Bolt, 1976), que relaciona el flujo del agua en el suelo con tres tipos de potencial:

- Potencial gravitatorio Ψ_z,
- Potencial osmótico Ψ_s
- Potencial tensiométrico Ψ_{tp}

Los dos primeros son los mismos potenciales que hemos definido hasta ahora, pero el potencial tensiométrico incluye los efectos de adhesión a las partículas sólidas, curvatura interfacial, presión del aire, el peso de la materia sólida suprayacente y la presión hidrostática del agua en saturación. Estos efectos producen potenciales que se han considerado por separado, y se siguen considerando en otras áreas de conocimiento, pero estas subdivisiones deben de realizarse con mucho cuidado porque muchas de estas fuerzas interaccionan unas con otras.

Así, el potencial tensiométrico se define como la energía por unidad de volumen requerida para mover, de forma reversible e isotérmica, una cantidad infinitesimal de solución con solutos (que es idéntica en composición al agua del suelo) desde un recipiente (que está a presión atmosférica y situado en la superficie de referencia para el potencial gravitacional) hasta el punto de interés en el suelo (Jury et al., 1991).

Hay limitaciones para admitir estas simplificaciones del flujo del agua a lo largo del sistema suelo-planta-atmósfera; sin embargo, esta aproximación es muy útil para entender el flujo del agua de suelo a la planta y de la planta a la atmósfera. Un problema es que, al menos para algunas especies, la tasa de evapotranspiración puede incrementarse considerablemente sin haber un aumento del potencial en la fuerza motriz, las hojas, (Baars, 1973; Kaufmann y Hall, 1974). Para que esto ocurra debe haber una disminución a la resistencia del flujo del agua a través de la planta. El flujo del agua en la planta tiene un comportamiento más dinámico que un simple flujo a régimen permanente. Sin embargo, los cambios diurnos en el flujo de agua sí que pueden compararse a unas condiciones de régimen estacionario, incluso bajo diferentes condiciones medioambientales (Cowan y Milthorpe, 1968).

Instalación de los Tensiómetros

Inicialmente se instalaron en el lisímetro 9 tensiómetros tipo *Soil-moisture* de la casa *Eijelkamp*, con manómetro analógico. En mayo de 1998 se cambiaron por tensiómetros modelo SKT-600 de la casa Skye, con transductor de presión, que funcionan conectados a un sistema de almacenamiento de datos (*Data Logger Campbell CR10X*), midiendo cada minuto y almacenando un valor medio cada 10 minutos. Estos tensiómetros son muy sensibles a cambios de temperatura diarios (Gonzalo et al., 1998a) y se protegieron de la radiación solar con tubos de PVC.

Los tensiómetros se instalaron a profundidades de 10, 30, 50 70 y 90 cm. El procedimiento de instalación fue el que se recomienda por el fabricante, que consiste en la realización de un sondeo a profundidad deseada; se satura el hueco y, una vez se ha infiltrado el agua, se introduce con suavidad el tensiómetro. Con la tierra extraída se hace una mezcla consistente con la que se rellenará de nuevo el hueco. En la parte superior se coloca una anilla de goma que va sujeta a la caña tensiométrica para evitar el flujo vertical de agua por el exterior de la caña.

Adquisición de datos de los equipos

Las medidas de humedad en las sondas TDR fijas se hicieron diariamente desde el inicio de los periodos de riego. Con la sonda móvil se realizaron medidas en todos los lisímetros cada dos o tres días. Durante los meses de julio a septiembre de 1999, se llevó a cabo una medida diaria de la humedad en todos los lisímetros.

La sonda TDR requiere un calibrado para cada tipo de suelo. El calibrado se realizó determinando la humedad gravimétricamente con testigos de suelo inalterado extraídos de cada lisímetro en perfiles de 100 cm., en septiembre de 1999, justo al fin de la campaña. El hecho de realizar este calibrado al final la campaña fue debido a que se quiso evitar la aparición de flujos preferenciales por los sondeos realizados en los lisímetros.

El calibrado de la sonda se puede observar en la figura 2.19, donde se aprecia una buena correlación entre las medidas de campo determinadas con la sonda TDR móvil y las medidas en laboratorio con las muestras extraídas de los lisímetros. Además, el rango de valores de humedad determinadas en el calibrado es muy parecido al rango de variación observado en los lisímetros, con la sonda, a lo largo de la investigación.

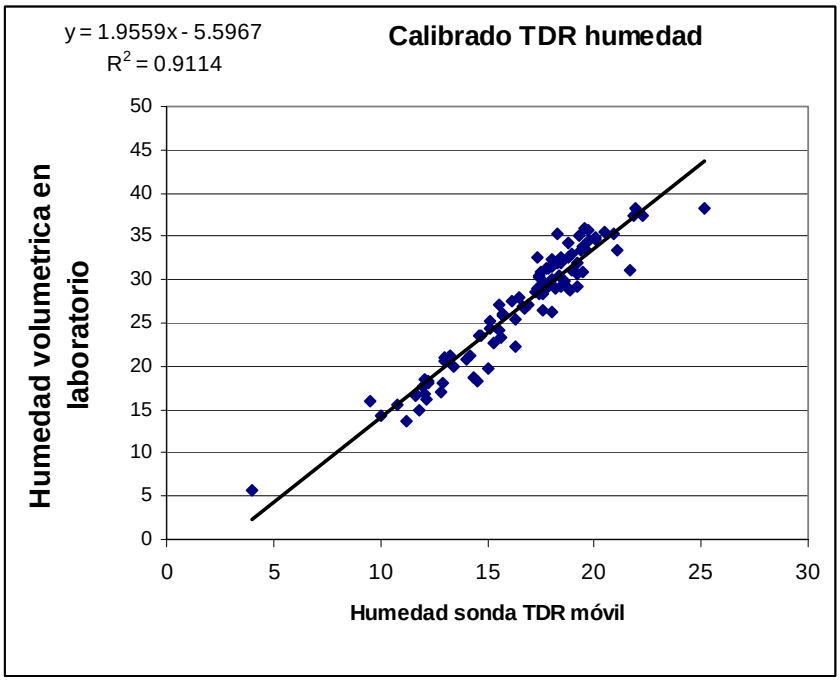


Figura 2.19. *Calibrado de la sonda de humedad TDR móvil*

En cuanto a las medidas tensiométricas, los tensiómetros más superficiales se quedaron sin agua varias veces y se tuvieron que rellenar. Las medidas absolutas de tensión estaban muy condicionadas por el estado inicial de humedad del suelo y por la variación de la densidad aparente. Los datos se recogían con un ordenador portátil en el que se volcaban los datos que almacena el *Data logger*. La frecuencia de volcado de datos era bimestral.

2.2.4. Descripción general de los lisímetros

El diseño de la estación lisimétrica se muestra en la figura 2.20. En los lisímetros 6, 7, 8, 10, 11 y 12 se plantó un cítrico; el lisímetro 17 no tiene drenaje y ha estado sometido a saturación constante; en el lisímetro 9, de mayor superficie, se instalaron sondas fijas de humedad y tensiómetros.

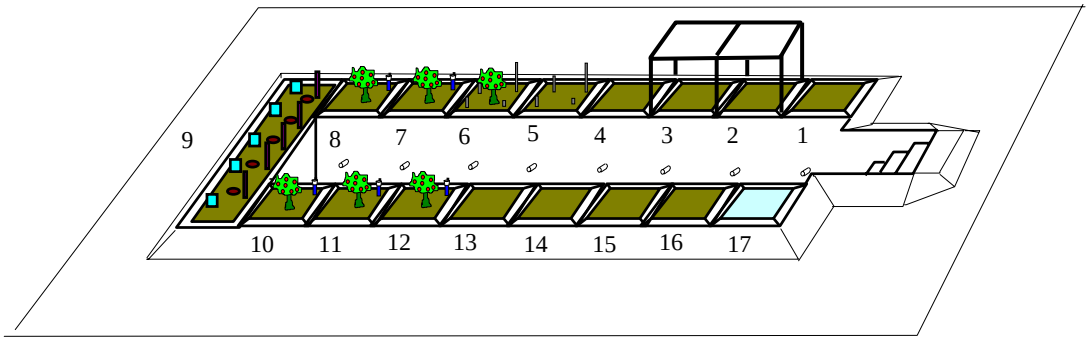


Figura 2.20. *Esquema del diseño original de la estación lisimétrica*

En la tabla 2.7 se resumen los equipamientos y los tratamientos realizados en cada lisímetro. En el anexo II se presenta una ficha de cada uno de ellos en la que, además, se ofrecen datos relativos a las características del suelo, a la variación de humedad y a la evapotranspiración calculada.

2.2.5. Prácticas agrícolas

Para este estudio se han realizado diferentes fertilizaciones y experiencias de riego con agua residual urbana depurada y agua de pozo. El lisímetro 15 no se ha regado, y el 17 se ha mantenido en saturación.

En la figura 2.21 se muestra la distribución del tipo de riego en los lisímetros. Todos los lisímetros del 1 al 8, excepto el 2, se riegan con agua residual depurada, y el resto se riega con agua de pozo, a excepción del 15 que, como se ha indicado anteriormente, no se riega.

Salvo en los lisímetros 1 y 16, en los que se dejó crecer las hierbas, en el resto se aplicó herbicida cuando fue necesario. En los lisímetros sin cítrico, por tanto, hay suelo desnudo, aunque durante alguna época ha habido presencia de hierbas, gramíneas sobre todo. Los cítricos que se han plantado son de la variedad *"Citrus Sinensis"*.

Tabla 2.7 . *Uso y equipamiento de los lisímetros: TPTube PROBE para la medida de la humedad con la sonda móvil TDR; CT Cápsula de Teflón para la extracción de agua intersticial. CP Cápsula de Porcelana para la extracción de muestras de agua en la zona radicular. TDR Sondas fijas de TDR del modelo P3Z de la casa IMKO. TNS Tensiómetros para la medida del potencial hídrico del suelo.*

Lisímetro	Vegetación	Riego	Fertilización	Instrumentación
1	Hierbas	A. Residual	No	TP
2	No	A. Pozo	No	TP
3	No	A. Residual	No	TP
4	No	A. Residual	No	TP
5	No	A. Residual	Química	TP - CT
6	Cítrico	A. Residual	Química	TP - CT.- CP
7	Cítrico	A. Residual	No	TP - CP
8	Cítrico	A. Residual	Lodos	TP - CP
9	No	A. Pozo	Química	TP - TDR- TNS
10	Cítrico	A. Pozo	Lodos	TP - CP
11	Cítrico	A. Pozo	No	TP - CP
12	Cítrico	A. Pozo	Química	TP - CP
13	No	A. Pozo	Química	TP
14	No	A. Pozo	No	TP
15	No	No se riega	No	TP
16	Hierbas	A. Pozo	No	TP
17	No	Saturación	No	TP

Los riegos se han aplicado por inundación, con un volumen de 50 litros en cada lisímetro (190 litros en el nº 9). En la campaña de 1998 se han realizado 11 riegos, lo que equivale a una dotación de 5500 m^3/ha/año, que es del mismo orden que la normalmente utilizada en el riego de cítricos.

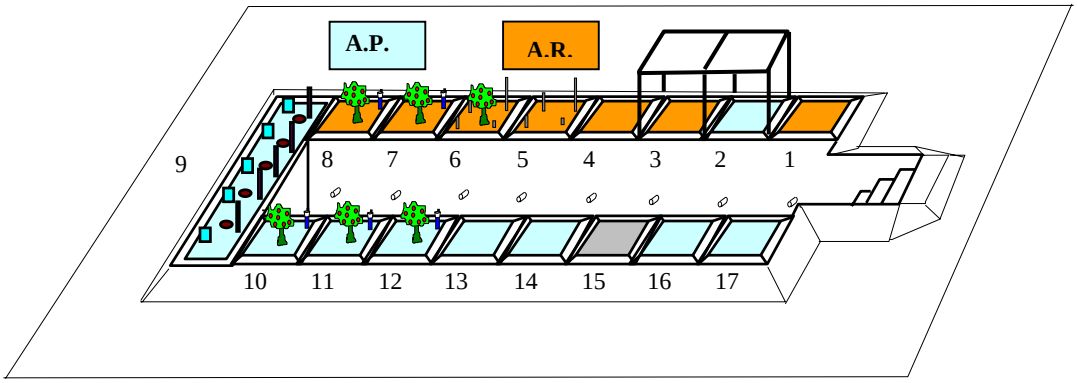


Figura 2.21. *Esquema del tipo de riego aplicado en los lisímetros*

En la campaña de 1999 se han realizado solamente 7 riegos, equivalentes a una dotación de 3500 m^3/ha/año, debido a que el inicio de la campaña fue lluvioso –lo

que permitió espaciar más los primeros riegos- y a que se ha cerrado la campaña el 17 de agosto, dos meses antes que en 1998, por la presencia de lluvias dispersas en septiembre.

El estudio se ha dividido en periodos y cada periodo acaba con un riego salvo el último que finaliza el 30 de septiembre. Las precipitaciones han determinado la longitud de los periodos. Estos periodos se muestran en la tabla 2.8. En las figuras 2.22 y 2.23 se muestra la precipitación diaria en cada periodo, a excepción de la precipitación del invierno que se muestra en la figura 2.24.

Tabla 2.8. *Periodos en los que se ha dividido el estudio de la evapotranspiración*

Periodo	Día	Fecha inicial	Fecha final	Nº días
1	65	6 marzo 98	30 marzo 98	25
2	90	31 marzo 98	27 abril 98	28
3	118	28 abril 98	21 mayo 98	24
4	142	22 mayo 98	11 junio 98	21
5	163	12 junio 98	2 julio 98	21
6	184	3 julio 98	23 julio 98	21
7	205	24 julio 98	20 agosto 98	28
8	233	21 agosto 98	16 septiembre 98	27
9	260	17 septiembre 98	16 octubre 98	30
10	290	17 octubre 98	5 noviembre 98	20
11	310	6 noviembre 98	2 marzo 99	117
12	427	3 marzo 99	13 abril 99	42
13	469	14 abril 99	19 mayo 99	32
14	505	20 mayo 99	8 junio 99	20
15	525	9 junio 99	1 julio 99	23
16	548	2 julio 99	21 julio 99	20
17	568	22 julio 99	17 agosto 99	27
18	595	18 agosto	30 septiembre 99	43

En el primer periodo se incluyen dos riegos, el primer riego del 6 de marzo y el segundo riego del 30 de marzo de 1998. Para el resto de periodos hay un único riego, que indica el último día de cada periodo.

Esta selección de los periodos en días posteriores al riego se ha escogido para minimizar la variación del contenido de humedad del suelo entre cada periodo. Sin embargo, para el cálculo de balance de masas, los periodos se han iniciado con la entrada de agua del riego y el invierno se ha dividido en dos periodos, por tanto en el balance de masas hay 19 periodos. En el capítulo 7 se incluye una tabla con el inicio y final de cada uno de estos periodos del balance.

Se ha realizado varias fertilizaciones cuyas dosis han estado en función de la edad de los árboles. Se ha aplicado la misma dosis que se aplica en los huertos con el mismo tipo de riego. Las fertilizaciones se han realizado en los lisímetros nº 5. 6. 9. 12 y 13, las fechas de aplicación y los productos utilizados se muestran en la tabla 2.9.

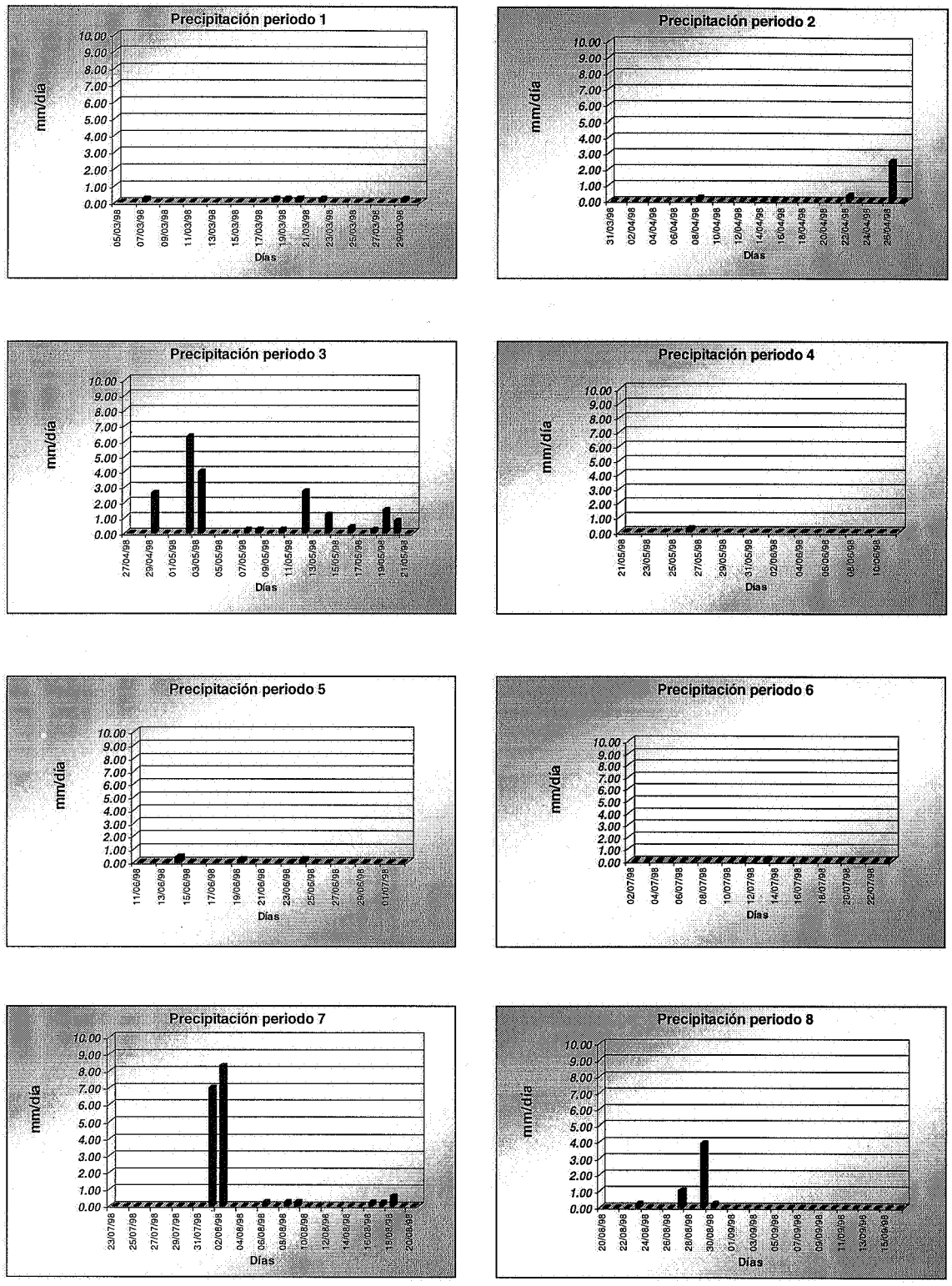
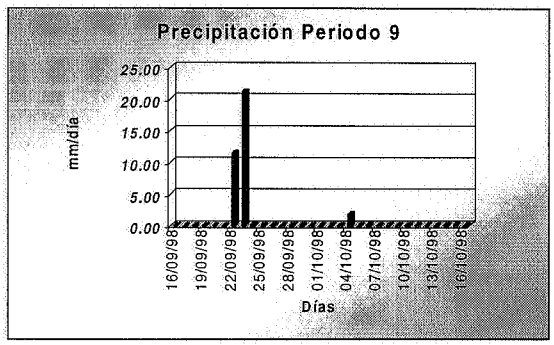
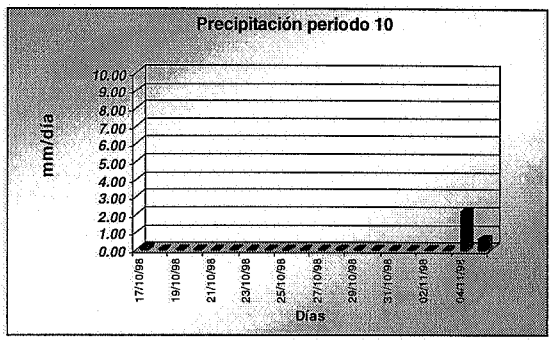
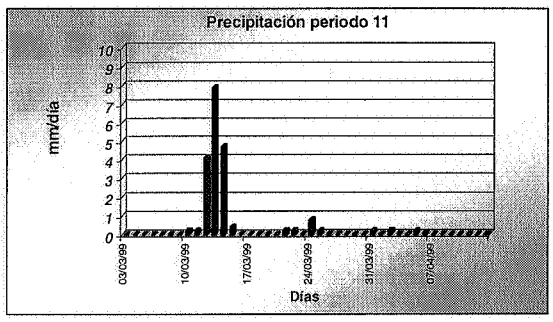
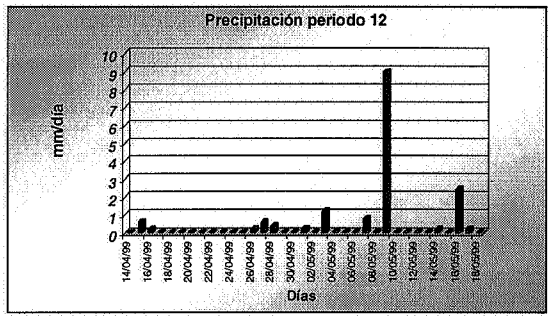


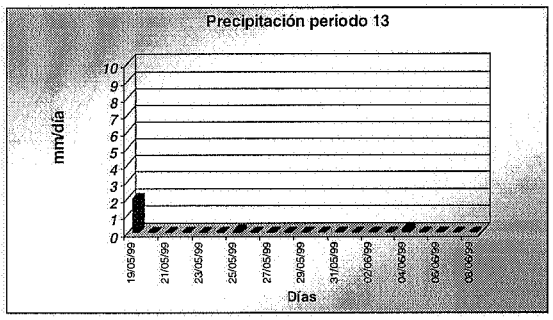
Figura. 2.22. *Precipitación diaria de los periodos 1 al 8*

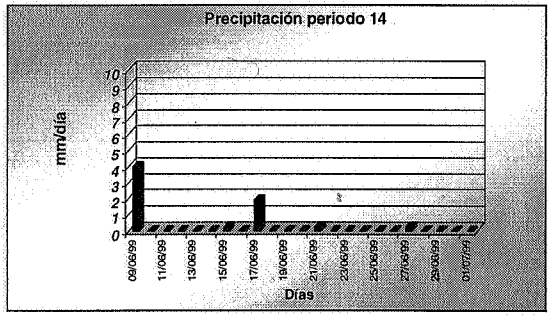


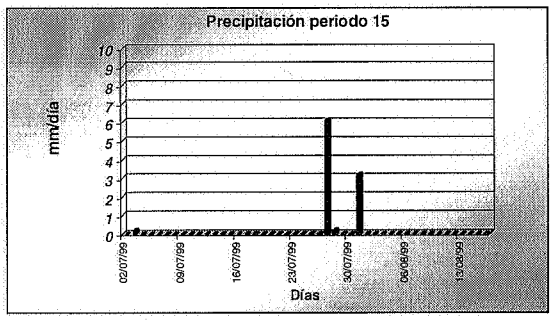












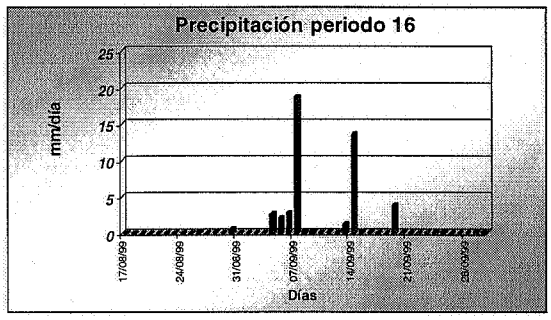


Figura 2.23. *Precipitación de los periodos 9 a 16, excepto el periodo 11 (invierno)*

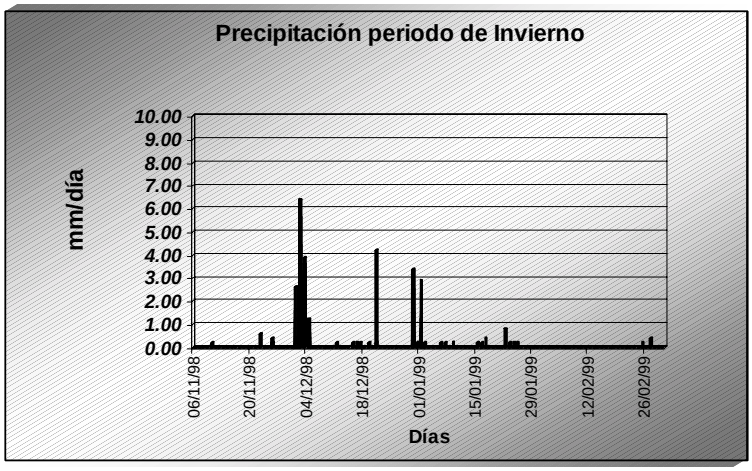


Figura 2.24. *Precipitación diaria recogida durante todo el periodo de invierno*

Tabla 2.9. *Fertilizantes aplicados*

Fecha	Fertilizante
6 marzo 98	48 gr $HPO_4(NH_4)_2$
	54 gr $(NH_4)_2SO_4$
	33 gr K_2SO_4
21 mayo 98	54 gr $(NH_4)_2SO_4$
2 julio 98	48 gr $HPO_4(NH_4)_2$
	54 gr $(NH_4)_2SO_4$
	33 gr K_2SO_4
20 agosto 98	48 gr $HPO_4(NH_4)_2$
	54 gr $(NH_4)_2SO_4$
	33 gr K_2SO_4
13 abril 99	72 gr $HPO_4(NH_4)_2$
	81 gr $(NH_4)_2SO_4$
	43 gr K_2SO_4
8 junio 99	95 gr $(NH_4)_2SO_4$
17 agosto 99	90 gr NH_4NO_3

2.2.6. Muestreo de las aguas de drenaje

Las aguas de drenaje de los lisímetros se han recogido en garrafas de 5 litros acopladas a los tubos de salida. El muestreo se ha realizado en función de las entradas de agua (lluvias o riego), de manera que la periodicidad de muestreo ha sido muy variable, desde horaria a mensual. En todo caso, el tiempo de almacenamiento de las muestras en las garrafas nunca ha sido superior a unas pocas horas.

Cuando se han producido flujos preferenciales, el volumen se ha eliminado del cómputo global, de forma que se ha descontado tanto en los aportes como en las salidas. Estos no han sido frecuentes ni importantes, salvo en el tercer riego en abril de 1998.

El volumen recogido se aforaba mediante una probeta graduad; y se determinaba in situ la conductividad y el pH. Para realizar los análisis se guardaba una muestra de 250 ml en frascos de polietileno para su traslado al laboratorio.

2.3. DETERMINACIONES ANALITICAS

2.3.1. Análisis de suelos

En muestras seleccionadas de suelo se ha determinado el pH, la materia orgánica, boro, nitrógeno total, y calcio, magnesio sodio y potasio mediante extracción. Se ha realizado un análisis por fluorescencia de Rayos X del suelo de relleno y de suelo de los lisímetros 6, 7, 11, 12 y 15 al final de la experiencia. Los procesos de extracción y las técnicas analíticas se muestran en el Anexo IV.

2.3.2. Análisis de aguas

Las determinaciones analíticas en las muestras de agua se han realizado según los métodos indicados en la tabla 2.4. En el anexo III se detalla la metodología analítica.

Tabla 2.10. Métodos de análisis de aguas

Parámetro	**Método**
Conductividad	Potenciométrico
pH	Potenciométrico
Cloruros	Colorimetría
Sulfatos	Turbidimetría
Nitratos	Colorimetría
Bicarbonatos	Volumetría
Cationes	Absorción atómica

Los equipos utilizados han sido un Espectrofotómetro de Absorción Atómica, de la casa Varian, con SIPS (Sample Introduction Pump System) y con automuestreador, y un Autoanalizador de iones, de la casa Alpkem, para determinaciones analíticas por Flujo Segmentado o por FIA (Flow Injected Analysis), dotado de muestreador automático.

2.4. DATOS CLIMATOLOGICOS

2.4.1. Estación meteorológica

Junto a la estación lisimétrica se instaló una estación meteorológica automática (Cast1), de la casa Metos, con sensores de humedad relativa, temperatura de aire y suelo, dirección y velocidad del viento, precipitación y radiación solar. Dispone de panel solar para alimentación y un sistema de almacenamiento de datos en continuo. Las medidas se hacen cada 12 minutos, y los datos se vuelcan a un PC portátil cada dos meses.

La estación meteorológica precisa de un calibrado anual de todos los sensores, que se ha realizado en el mes de julio, para evitar perder datos de precipitación, que es el parámetro con mayor variabilidad espacial.

2.4.2. Recopilación de datos meteorológicos

Para el cálculo de la evapotranspiración se ha tomado información meteorológica de tres estaciones situadas en el término municipal de Castellón de la Plana y de la estación Onda, situada en el extremo de mayor cota del acuífero (a 120 m.s.n.m.) Estas estaciones pertenecen a la Consellería de Medi Ambient, de la Generalitat Valenciana. Además de estas estaciones se ha recogido información de los años 1997 a 1999 de todas las estaciones situadas en la Plana de Castellón y alrededores, pertenecientes a la red del Instituto Nacional de Meteorología, y se dispone de series históricas de las principales estaciones. La localización de todas las estaciones se muestra en la figura 2.25.

2.4.3. Completado y corrección de series

Las lagunas de información de la estación Cast1 se completaron por el método de regresión con la estación Grao, situada 500 m al este de nuestra estación. La estación Grao pertenece a la red de control de la calidad y contaminación atmosférica de la Consellería de Medi Ambient. Todas la estaciones de esta red tienen una frecuencia de muestreo de 15 minutos y un servicio automático de almacenamiento vía modem, por lo que la correlación con nuestra estación se puede hacer con un número elevado de datos pese a ser sólo una serie de dos años.

2.4.4. Tratamiento de los datos

Los datos se han filtrado por análisis de varianza, y los datos erróneos se han completado mediante correlación con la mejor estación cercana. Una vez completas las series se han calculado medias horarias y, con las medias horarias, se han determinado las variables necesarias para el cálculo de la evapotranspiración.

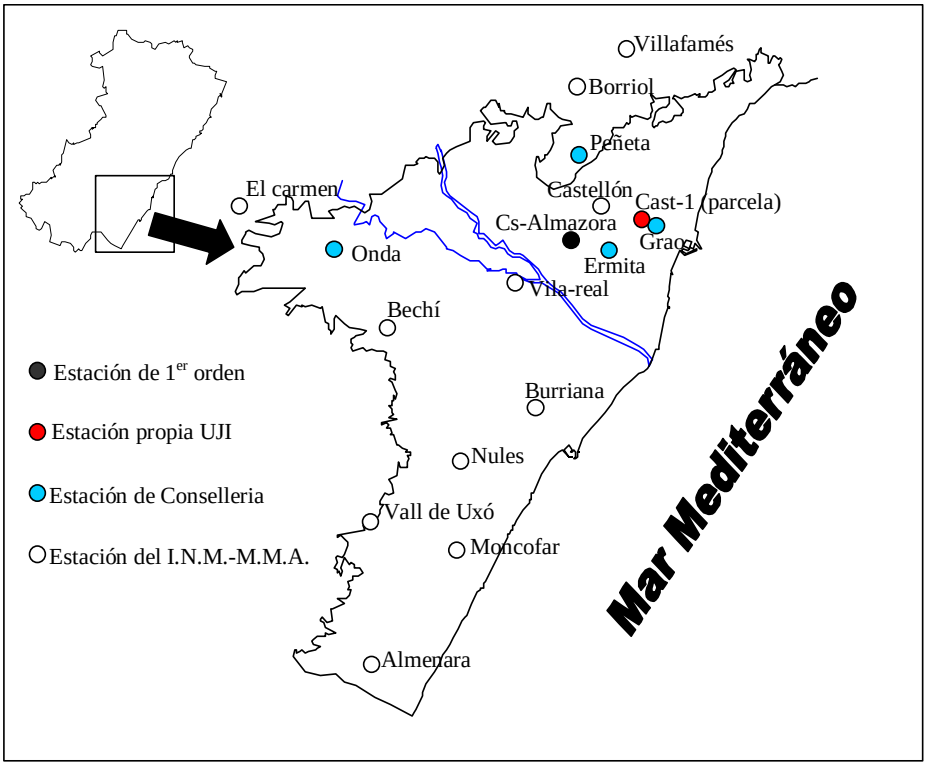


Figura 2.25. *Localización de las estaciones meteorológicas utilizadas en el estudio.*

2.5. CALCULO Y DETERMINACION DE LA EVAPOTRANSPIRACION Y RECARGA

El capítulo 4 se dedica a una revisión teórica de los principales métodos de cálculo y determinación de la evapotranspiración, y en el capítulo 5 se hace una revisión de los métodos de determinación de la recarga. En el capítulo 6 se exponen los resultados obtenidos para la evapotranspiración y recarga en nuestro caso. Dado el peso específico que estos métodos tienen en la presente investigación, la metodología seguida se explica detalladamente en esos capítulos.

En síntesis, los métodos que he utilizado han sido los siguientes:

Programa ETOCIN, que está basado en el modelo de Penman que presentaron Pruitt y Doreembos (1977) para un estudio de la FAO. El programa ha sido diseñado por el profesor R. Snyder de la Universidad de California. Davis.

Thornthwaite, que es el modelo más simple y que se ha venido utilizando sistemáticamente en los estudios hídricos, por necesitar muy pocos parámetros para su aplicación.

Allen, es un método desarrollado por Allen et al. (1994 a y b) por el que se expresa un nuevo concepto de evapotranspiración de referencia, basado en parámetros para un cultivo hipotético.

También se ha determinado la evapotranspiración real a partir de los métodos de Thornthwaite y de Turc (1954) para los valores mensuales de precipitación y temperatura.

Las determinaciones con los métodos empíricos se han hecho con pauta horaria para los métodos de Penman y Allen, de forma que todos los resultados obtenidos y los parámetros necesarios para estos cálculos se incluyen en el CD de datos. Los datos horarios son fácilmente accesibles con el programa EXCEL (versión Office 97), y en estos mismos ficheros se ha incluido el cálculo diario.

Para las determinaciones experimentales se ha calculado el valor de la ETo y la recarga para los 18 periodos que ya se han especificado la tabla 2.8.

Los cálculos de recarga del acuífero se han hecho de forma indirecta con lisímetros, en los que se determina directamente la recarga como drenaje.

2.6. METODOLOGÍA HIDROQUÍMICA

Los numerosos datos hidroquímicos resultantes de los análisis de las muestras de agua recogida en los lisímetros han recibido diferentes tratamientos.

La discretización temporal desde el punto de vista hidroquímico difiere de la realizada para el flujo de agua, ya que el periodo invernal se ha dividido en dos periodos, de manera que el total de los periodos ha sido 19, comprendidos normalmente entre riegos.

En primer lugar se han considerado las concentraciones medias de cada ion con objeto de tener una idea acerca de su variación temporal a gran escala, y poder comparar los principales rasgos hidroquímicos y su dependencia de las condiciones impuestas a cada uno de los lisímetros.

A continuación, se han calculado las masas acumuladas de cada ión en cada uno de los lisímetros por diferencia entre las masas de entrada y de salida, lo que ha permitido conocer en qué medida cada ion es retenido en el suelo, es absorbido por las plantas o es objeto de lixiviación.

Finalmente, en dos de lisímetros convenientemente escogidos por su representatividad, se ha realizado estudios de detalle que incluyen evoluciones temporales, cálculo de algunos índices de saturación y determinaciones de los D-iónicos, entendidos como la diferencia entre la concentración de un cierto ion en el agua de drenaje y la que debería encontrarse en el caso de ser un ion conservativo cuya concentración sólo estuviera afectada por la concentración ligada a la evapotranspiración.

En cualquier caso en el capítulo 7 se explica con más detalle la metodología seguida.

CAPITULO 3
HIDROGEOLOGIA E HIDROGEOQUIMICA DE LA PLANA DE CASTELLON

3.1. INTRODUCCION

En este capítulo se exponen los rasgos geológicos e hidrogeológicos básicos del subsistema acuífero de la Plana de Castellón, sus características hidrogeoquímicas esenciales y los procesos contaminantes que afectan a las características físico-químicas del agua.

En lo que se refiere a los rasgos geológicos e hidrogeológicos se ofrece una síntesis de los conocimientos, basada en las Tesis Doctorales de Esteller (1994) y Giménez (1994) y, sobre todo, en la Tesis de Licenciatura de Tuñón (1998).

Para caracterizar el acuífero desde un punto de vista hidrogeoquímico, se han realizado cinco campañas de muestreo a lo largo del periodo de estudio (marzo, julio y noviembre de 1997, y marzo y julio de 1998). A pesar de que existen algunas diferencias apreciables entre las diversas campañas, en esta memoria sólo se ofrecen los resultados obtenidos en la campaña de julio de 1998, que refleja bastante bien la situación general y no sólo pone de manifiesto la existencia de procesos ya conocidos sino que aporta nuevas informaciones de interés.

3.2. GEOLOGIA DE LA PLANA DE CASTELLON

Los límites de la Plana de Castellón están formados fundamentalmente por la Sierra de Espadán en el sector meridional y el Macizo del Desierto de las Palmas en el borde septentrional, separados por la cubeta de Ribesalbes-Onda (figura 3.1).

Es importante destacar que en los relieves que limitan la Plana de Castellón es difícil encontrar desarrollo más o menos completo de las series, debido a la compleja fracturación existente, por lo que la descripción se realiza de acuerdo a referencias litoestratigráficas de áreas próximas al entorno.

Materiales paleozoicos

Los materiales paleozoicos afloran escasamente en la provincia de Castellón constituyendo el zócalo regional sobre el que se depositaron el resto de materiales. Sólo se reconocen dos afloramientos, coincidiendo con los dos límites de la Plana, es decir la Sierra de Espadán y el Macizo del Desierto de Las Palmas.

Estos materiales se disponen como el núcleo de una estructura antiforme, de dirección WNW-ESE, muy afectada por la tectónica y presentando multitud de fallas, que provocan la disgregación de los materiales en tres afloramientos separados.

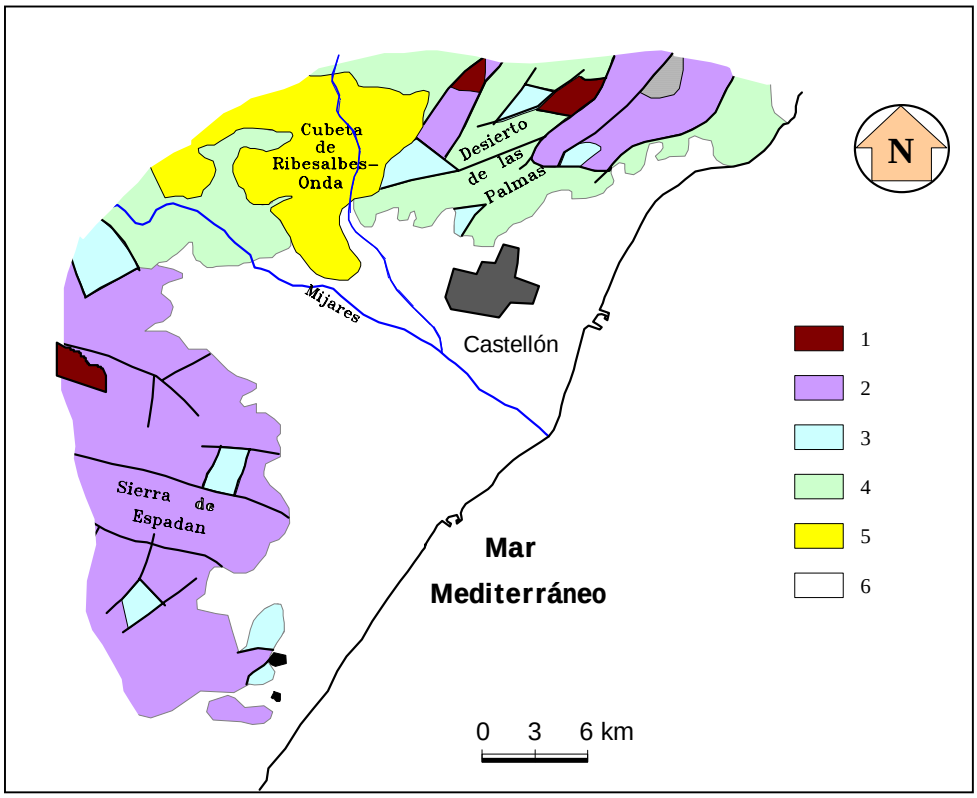


Figura 3.1. *Esquema geológico de la Plana de Castellón y su entorno 1. Paleozoico; 2. Triásico; 3.Jurásico; 4. Cretácico; 5.Mioceno; 6. Cuaternario*

En estudios más recientes (IGME, 1985b) se diferencian dos tramos, uno de areniscas compactas de color verdoso u ocre, y otro de pizarras y areniscas.

El Paleozoico de la Sierra de Espadán constituye una franja de 17 km, alargada según la dirección WSW-ESE, entre las localidades de Alcudia de Veo e Higueruelas.

Materiales mesozoicos

Los materiales mesozoicos constituyen los bordes y el sustrato del relleno detrítico de la Plana de Castellón.

El Mesozoico en esta parte de la cordillera Ibérica se puede dividir en cuatro secuencias deposicionales limitadas por cuatro discontinuidades importantes y reconocibles.

- Triásico (Bundsandstein- Hettangiense)
- Jurásico (Sinemuriense-Valanginiense inf.)
- Cretácico Inf. (Valanginiense sup- Albiense medio)
- Cretácico Sup. (Albiense sup. - Senoniense)

Triásico

Estos materiales son dominantes tanto en el Macizo del Desierto de Las Palmas como en la Sierra de Espadán, aflorando con alineación NW-SE (IGME, 1985a). Además, estos materiales se extienden bajo los materiales miocenos y pliocuaternarios de la Plana, constituyendo la base en el sector meridional de la Plana y en el área septentrional.

Se presentan en tres facies muy distinguibles y de importancia regional.

Facies Buntsandstein

Aflora en los bordes de la Plana, y presenta grandes variaciones de potencia en función de la morfología del zócalo.

Se distinguen de base a techo los siguientes niveles:

- *Unidad Conglomerados de Boniches*. Conglomerados de base
- *Unidad Limos y Areniscas de Alcotas.* Arcillas con intercalaciones de areniscas
- *Unidad Areniscas del Cañizas.* Areniscas blancas y rosadas
- *Unidad de Limos y Areniscas de Eslida*. Son argilitas, areniscas micáceas y lutitas.
- *Unidad Arcillas, Limos y Margas de Marines.* Arcillas y margas versicolores

Facies Muschelkalk

En ella se diferencian tres formaciones, dos carbonatadas y una de carácter siliciclástico-evaporítico (Arche y López-Gómez, 1992; López-Gómez y Arche, 1992b):

- *Unidad Dolomías de Landete*. Dolomías grises o amarillentas de grano fino.
- *Unidad Areniscas, Margas y Yesos del Mas*: Se compone de areniscas y arcillas de color rojo y rosa.
- *Unidad Dolomías y Calizas de Cañete.* Predominan las dolomías frente a las calizas y margas.

Facies Keuper

El Keuper es una facies arcilloso-margosa con intercalaciones de yeso muy característica a nivel regional.

Supone un nivel de suma importancia para la hidrogeología, pues de hecho, es el sustrato impermeable que permite la circulación de agua subterránea por los materiales acuíferos que se le superponen.

Desde el punto de vista tectónico, el Keuper juega un papel muy importante, ya que supone la unidad de despegue que independiza los materiales dispuestos tanto de forma suprayacente, como los subyacentes.

En algunos puntos se encuentran facies subvolcánicas asociadas al Keuper dada la notable actividad volcánica habida en el Triásico superior. Se identifican ofitas en la llamada Franja Ignea del Palancia, con dirección NW-SE, actividad que se repite en el Jurásico (IGME, 1985b).

Se pueden diferenciar cinco unidades litoestratigráficas (Ortí, 1974) con una potencia variable de 200-400 m. De la síntesis del IGME (1985b) se pueden describir como:

- *Formación Arcillas y Yesos de Jarafuel*
- *Formación Areniscas de Manuel*
- *Formación Arcillas rojas de Cofrentes*
- *Formación Arcillas Yesíferas de Quesa*
- *Formación de Yesos de Ayora*

Jurásico

Los materiales jurásicos afloran de forma muy dispersa en la Sierra de Espadán, en las inmediaciones de Onda y en el Macizo del Desierto de Las Palmas, donde Canerot (1985) describe la serie jurásica con unos 400 m de potencia.

Los materiales jurásicos son prácticamente carbonatados. Es mencionable el hecho de que estos materiales aparecen bajo el Mioceno en el sustrato de Plana de Castellón, tal y como se refleja en algunos sondeos efectuados por el SGOP (1969-1977), y en afloramientos puntuales que resaltan a modo de horst sobre la Plana, como son el cerro de San Antonio y La Punta.

En base a este estudio y la modificaciones del IGME (1985a), se puede hacer la siguiente descripción :

Lías

- *Formación Dolomías Tableadas de Imón*
- *Formación Carniolas de Cortes de Tajuña*
- *Formación Calizas y Dolomías tableadas de Cuevas Labradas*
- *Formación Margas y Calizas de Cerro del Pez*
- *Formación Calizas Bioclásticas de Barahona*
- *Formación Alternancia de Margas y Calizas de Turmiel*

El techo de esta secuencia coincide con el tránsito Lias-Dogger. En conjunto, la secuencia del Lías, representa una plataforma interna restringida pasando a ser una plataforma externa. La presencia de discontinuidades menores confirma que la trasgresión no es continua.

Dogger

Está constituida por una única formación, *Formación Carbonatada de Chelva*, que posee tres miembros.

En el tránsito Dogger-Malm se reconoce una unidad de margocalizas nodulosas con abundantes ammonites, que corresponde a una etapa trasgresiva.

Malm

La base de la secuencia viene definida por la presencia de calizas micríticas en la partes más profundas de la cuenca, mientras que en las menos profundas se depositan brechas y dolomías.

Incluye las siguientes formaciones:

- *Formación Sot de Chera.* Margas y arcillas negroazuladas
- *Formación Rítmica de Loriguilla*. Alternancia rítmica de margas y calizas.
- *Formación Calizas Oncolíticas de Higueruela*. Calizas micríticas oolíticas y bioclásticas de color beige.
- *Formación Dolomías del Morrot Blanc,* definidas por Giner (1980), como unidad informal, corresponde a lo que se conoce en bibliografía como Dolomías del tránsito Jurásico- Cretácico.

Sobre los materiales del tránsito Dogger-Malm, se inicia una secuencia deposicional que finaliza en el Berriasiense. Comienza con depósitos pelágicos para acabar con depósitos de aguas someras y agitadas, de forma coherente a la regresión generalizada que tienen lugar en la Cordillera Ibérica, a partir del Kimmeridgiense Sup. - Portlandiense.

Cretácico

Los materiales cretácicos, cuyos afloramientos son muy extensos y numerosos en la provincia, sobre todo en la parte septentrional y occidental, no son tan importantes en el área de estudio, y tan sólo en el Macizo del Desierto de Las Palmas afloran con cierta significación predominando los niveles calcáreos aptienses, que son los únicos que se van a describir.

Aptiense

- *Bedouliense inferior,* se caracteriza por la presencia de calizas dolomíticas, micríticas, arcillosas con intercalaciones de margas.
- *Bedouliense superior*, está formado por unas margas negras que presentan fractura concoidea.
- *Gargasiense,* se inicia con un nivel de calizas rojas ricas en orbitolinas sobre el que se deposita un tramo de margas con intercalaciones carbonatados. A techo se reconocen unas calizas de color ocre.

- *Clansayense,* se produce una sucesión calcárea que se inicia con biomicritas y bioesparitas grises, bien estratificadas. Sobre el tramo basal se reconoce la presencia de un pequeño nivel de dolomías esparíticas rojas. Finalizando la serie con calizas grises estratificadas sobre los que se disponen, de forma concordante, las margas y arenas albienses.

Materiales terciarios

En general los materiales neógenos aparecen ligados al sistema de fosas mediterráneas.

El afloramiento más importante se localiza en el sector comprendido entre Alcora, Ribesalbes y Onda. La edad de todos los sedimentos terciarios es miocena, y sirven de base al relleno cuaternario de la Plana de Castellón en algunos sectores muy limitados. (Geoscan, 1994a)

Mioceno Inferior

Se trata de materiales de relleno de la cubeta de Ribesalbes. Anadón et al., (in: Guimerá, 1987), distinguen una unidad inferior y otra superior.

- *Brechas, Calizas y Lutitas de Ribesalbes-Araya. E*sta unidad se presenta extensamente entre Ribesalbes y Araya, aunque los afloramientos no son de buena calidad. En la zona de Araya se encuentran muy fracturados.

Mioceno Medio

Aflora al S de la franja triásica de Lucena, hasta las inmediaciones de Onda. Está constituida por conglomerados, areniscas y lutitas rojas o pardo-amarillentas que se presentan con un buzamiento de 30º por basculación. En muchos casos se presenta discordante sobre el Mesozoico. Al sur de Araya se superpone de forma concordante sobre la unidad de Ribesalbes-Araya.

Este afloramiento conglomerático presenta una potencia variable, aunque se han medido 200 m en la zona de Torremundo. Hacia el SE pasan a sucesiones lutíticas rojizas con intercalaciones de areniscas y conglomerados.

Los niveles conglomeráticos son heterométricos, con cantos calizos subredondeados, aunque localmente brechoides, cuyo origen parece ser un abanico aluvial de tipo árido, correspondiendo a aportes fluviotorrenciales continuados, dirigidos hacia el SE según se deduce de los paleocanales (IGME,1989-1990).

Materiales cuaternarios

En las áreas de borde los depósitos cuaternarios ocupan los márgenes de ríos, arroyos y barrancos. Su litología depende del área madre, aunque normalmente son cantos carbonatados, generalmente de caliza heterométrica, inmersos en una matriz limoarcillosa.

Se distinguen también los sedimentos en el fondo de las ramblas, siendo materiales mal clasificados y con matriz prácticamente ausente.

Además, son notables los niveles de terrazas del actual sistema fluvial, destacando los de la Rambla de la Viuda y el Río Seco de Castellón, formados por cantos con matriz areno-limosa.

3.3. LOS MATERIALES DE RELLENO DE LA PLANA

La Plana de Castellón es una depresión de origen tectónico originada en el Terciario. Se puede decir que las depresiones costeras son fruto de la distensión neógena que determina la estructura actual de toda la franja costera, formando parte de un complejo de horst y grabens que se continúan bajo el mar. Los primeros sedimentos que se depositan en buena parte de las fosas son de edad miocena.

Al comienzo del Plioceno Superior se produce un nuevo impulso tectónico que deforma esta superficie y genera las grandes morfoestructuras de la región. En las fosas tiene lugar un proceso de acumulación de material detrítico que finaliza con el depósito del sistema de Glacis Villafranquiense.

En el Pleistoceno una nueva etapa tectónica logra modificar la antigua estructura, sobre todo en el sector litoral, reactivando antiguas fosas o generando otras nuevas como la Plana de Oropesa (Simón, 1982).

Los procesos de fracturación que originaron la Plana de Castellón y retocaron posteriormente su morfoestructura, debieron de prolongarse a lo largo del Plioceno Superior. Y pese a que ninguno de los sedimentos presenta síntomas claros de una tectónica reciente, hay que señalar la disparidad entre los cinco niveles escalonados de la red fluvial y la casi inexistencia de terrazas marinas levantadas.

Esto induce a pensar en una flexura continental que levanta los materiales hacia el continente y que los hundiría hacia la costa actual. Destaca un movimiento positivo del continente que colmata las albuferas y provoca la formación del cordón dunar subfósil y la elevación del cordón litoral, cortado actualmente por el mar en forma de pequeño acantilado (IGME, 1974)

Descripción de los materiales

La Plana de Castellón está constituida en su mayor parte por depósitos pliocuaternarios de diferente naturaleza, los cuales forman en su conjunto un suave glacis que se prolonga hasta la línea de costa actual.

La Plana se encuentra en un ambiente de acumulación desde su origen en el Mioceno, y se encuentra rodeada por una orla de depósitos de piedemonte en los relieves que la confinan, existiendo abanicos bien diferenciados al pie del Desierto de Las Palmas. Estos depósitos de piedemonte pasan a ser aguas abajo depósitos fluviales y de manto de arrollada, con predominio de litologías lutíticas. Finalmente, separadas del mar, se hayan las áreas de marisma, muy restringidas en la actualidad. Casi la totalidad de los depósitos que rellenan la Plana se puede atribuir un origen continental, aunque también son notables los depósitos mixtos y más bien anecdóticos los depósitos marinos.

Depósitos continentales

Se pueden diferenciar seis tipos de depósitos, genéticamente diferenciables por las condiciones de deposición (Pérez, 1979):

- *Mantos aluviales encostrados*, descienden en suave pendiente desde la cota 100 hasta aproximadamente la cota 30-40 m.s.n.m. (línea Castellón, Almazora, Vila-Real). Están formados por conglomerados de cantos redondeados de caliza y arenisca con matriz arcillosa y cemento calcáreo, constituyendo un depósito fuertemente encostrado. En el barranco dels Ràtils (Onda) se observa una potencia de 20 m. Constituye la base del Cuaternario visible en la zona, desapareciendo bajo unas arcillas rojas que forman la llanura prelitoral
- *Depósitos de Piedemonte*, forman una orla que rodea los relieves preexistentes, introduciéndose en ellos a modo de golfos. A veces se observa el *knick* perfectamente. Litológicamente son una brecha heterométrica y polimicrítica, con tamaño de canto variable entre 5-15 cm, englobados en una matriz arcillosa o arenosa rojiza y con cemento calcáreo. Parece tratarse de un antiguo glacis originado sobre los mantos aluviales, constituyendo los sedimentos de piedemonte de cobertera de dicho glacis que, al encostrarse posteriormente, han quedado preservados de la erosión (segunda fase de encostramiento)
- *Mantos de Arroyada*, corresponden a depósitos de tipo laminar situados encima de los mantos aluviales, de forma que ocultan el contacto entre estos y los depósitos de piedemonte. Litológicamente son arcillas rojas, con cantos procedentes de los mantos aluviales y de costras zonales, aunque presentan todos los tamaños desde arcillas hasta gravas. Presentan normalmente una estratificación planar observable en los contactos entre

las arcillas dominantes y los lechos interiores de detritos más gruesos, y granoselección positiva en determinados puntos. Las gravas que aparecen se presentan depositadas de forma suelta o bien en niveles continuos, que en algunos casos puede llegar a ser lenticular, aunque el contacto no es neto sino que se observa una cierta gradación. Su depósito parece realizarse en forma de manto, que por falta de viscosidad no llega a ser un verdadero *mud-flow*, ni por otro lado permite el desarrollo de cauces de importancia.

- *Depósitos Anastomosados*; se observan tres subfacies :

    1. *Channel Bar*, subfacies conglomerática arenosa de barra. Predominan los cuerpos de grava media y gruesa, de clastos redondeados con buena o media clasificación y matriz predominantemente arenosa, aunque localmente lo sea arcillosa. Existen laminaciones y estratificaciones cruzadas a escalas incluso decamétricas, que hacia las partes altas se convierten en estratificación y laminación planar.
    2. *Flood-Plain,* subfacies arcillosa de llanura de inundación, que a veces puede ser arenosa, pero a diferencia de los mantos de arrollada no presenta cantos ni se observan estructuras sedimentarias.
    3. *Channel-Fill*, subfacies detrítica fina de relleno de canal, donde tenemos desde arcilla, hasta arena media, cualquier tamaño de grano. La geometría de los depósitos es siempre lenticular, donde en ocasiones es una masa uniforme sin estructuras y, en otras, presenta una perfecta gradación de estructuras de energía decreciente acompañada de una gradación positiva

  Sin embargo, estas facies no aparecen completas en la Plana de Castellón, sino que existe una degradación de facies. En el barranco de Almazora sólo se observa la subfacies de *channel bar*, con pérdida de estructuras típicas. Y en la última fase de evolución de estos depósitos no existe la llanura de inundación (*flood-plain*), y hay poca presencia de relleno de canal (*channel fill*).

- *Depósitos de aguas torrenciales*, se trata de materiales con tamaños de grano desde gravas medias hasta cantos de considerables dimensiones. La matriz es más bien arenosa, llegando a desaparecer en algunos puntos, dando lugar a unos depósitos de alta porosidad. No se observan cantos redondeados y salvo casos aislados no presentan selección. Además, son depósitos masivos, por lo cual se puede deducir que son de carácter caótico. La clasificación será mayor o menor en función de la torrencialidad que los originó.

- *Terrazas Fluviales,* según IGME (1974), se distinguen cinco niveles de terraza, correspondientes a cinco épocas de excavación, la mayor parte de las cuales son erosivas, existiendo casos en que se pasa de terraza erosiva a terraza de sedimentación. Las alturas medias de la más antigua a la más moderna son: 25-30 m, 18-20 m, 11 m, 7-5 m, 3-2 m.

Depósitos Marinos

No existen restos de terrazas marinas antiguas, pero la brusca desaparición de los mantos de arrollada en la cota 30-40 m.s.n.m se puede suponer que es debida a una trasgresión marina que les dejase cortados en acantilados, fuertemente degradados posteriormente.

- *Cordón litoral,* se extiende desde la desembocadura del Mijares hasta el límite meridional de la Plana de Castellón, está formado por un conglomerado marino fosilífero con una altura de unos 2 m, que correspondería con el máximo avance de la trasgresión Flandriense (Dunkeriense). Este cordón litoral es el que cerraba las antiguas albuferas, prácticamente desaparecidas por colmatación.

Depósitos Mixtos

- *Deltas*, existen varios abanicos aluviales del tipo deltaico que coinciden con la desembocadura de los rios Seco y Mijares, este último con clara expresión morfológica, dando lugar a un saliente en la linea de costa.

  En la desembocadura del Mijares se obtiene un potencia de 150 m en los depósitos deltaicos, lo cual es reflejo de la fuerte subsidencia en la zona, así como la presencia de un régimen local de movimientos marinos sin corrientes litorales paralelas a la costa, debidas a la presencia de deltas sumergidos que podrían tomarse, a partir de fotografía aérea, como abanicos aluviales si no se toman en cuenta los datos de los sondeos de Roselló (1963).

- *Limos Pardos*, constituyen una corona que rodea las albuferas colmatadas, cuyo origen debe relacionarse con el lavado de las arcillas rojas. La presencia de cantos marinos afectados por litófagos hacen pensar en el origen mixto de los mismos. Alrededor de ellos se encuentra una segunda orla de limos pardos ya sin cantos marinos.

- *Dunas Litorales*, un cordón formado por las arenas, parcialmente fijadas por la vegetación, cierra la albufera situada la norte del Mijares. Estas dunas recientes, que no actuales, se deberían a un movimiento negativo del mar, que abandona los sedimentos aún no consolidados permitiendo la acción del viento.

3.4. EL ENTORNO DEL RÍO MIJARES

Un estudio más detallado del sector del río Mijares ha permitido diferenciar los siguientes niveles:

- Nivel 1, representado fundamentalmente por gravas y conglomerados
- Nivel 2, de gravas con matriz arcillosa que en ocasiones llega a ser dominante
- Nivel 3, interpretado como nivel de saturación, en el que se distinguen dos subniveles, uno superior compuesto fundamentalmente por gravas, y otro inferior de gravas y arenas
- El sustrato corresponde a arcillas con algunos niveles de gravas, atribuidos al Mioceno

A partir de la descripción de columnas litológicas de sondeos se han elaborado dos cortes geológicos (figura 3.2).

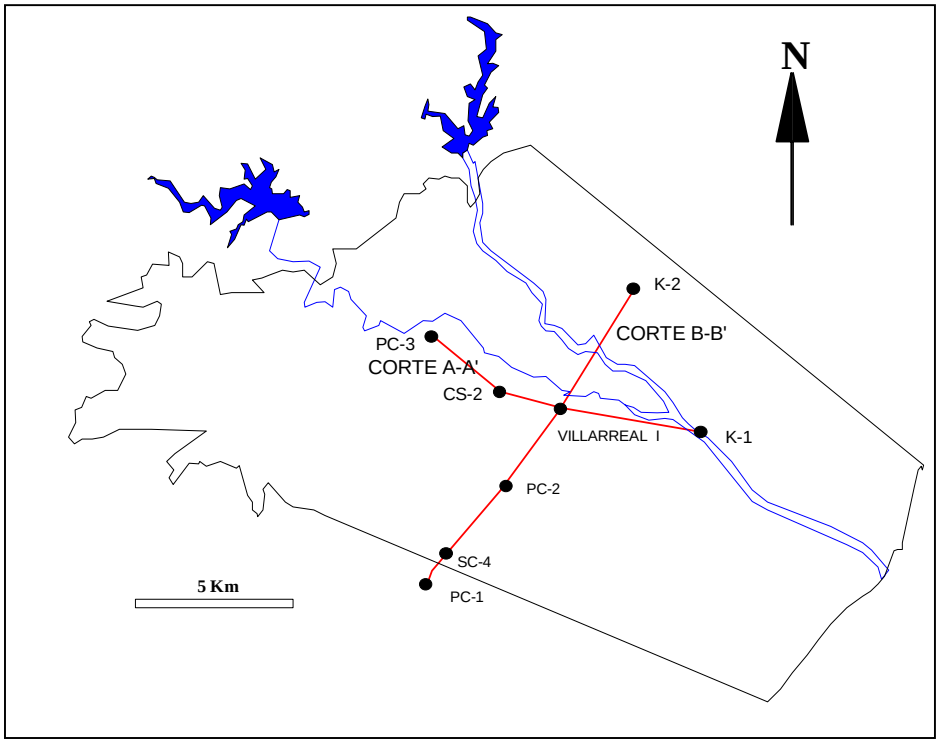


Figura 3.2. *Localización de los cortes geológicos y situación de los sondeos utilizados*

El corte A-A' (figura 3.3) es aproximadamente paralelo al río desde el interior de la Plana hasta la zona de confluencia con la Rambla de la Viuda y se basa en la información aportada por los sondeos PC-3, CS-2, Villareal-1 y K-1. El corte B-B' (figura 3.4) es perpendicular a la dirección del río en las proximidades de la confluencia, y está formado por los sondeos PC-1, SC-4, PC-2, Villarreal-1 y K-2.

A partir de las columnas de sondeos disponibles, es posible establecer con cierta precisión la geometría del nivel conglomerático superior (N-1), que tiene un espesor máximo de 45-50 metros en las cercanías de la confluencia entre el río Mijares y la Rambla de la Viuda, que se adelgaza hacia Bechí, en donde se encuentra representado sólo por una decena de metros, y también hacia el noroeste, aguas arriba del río, en donde llega a desaparecer para dar paso a afloramientos de materiales miocenos.

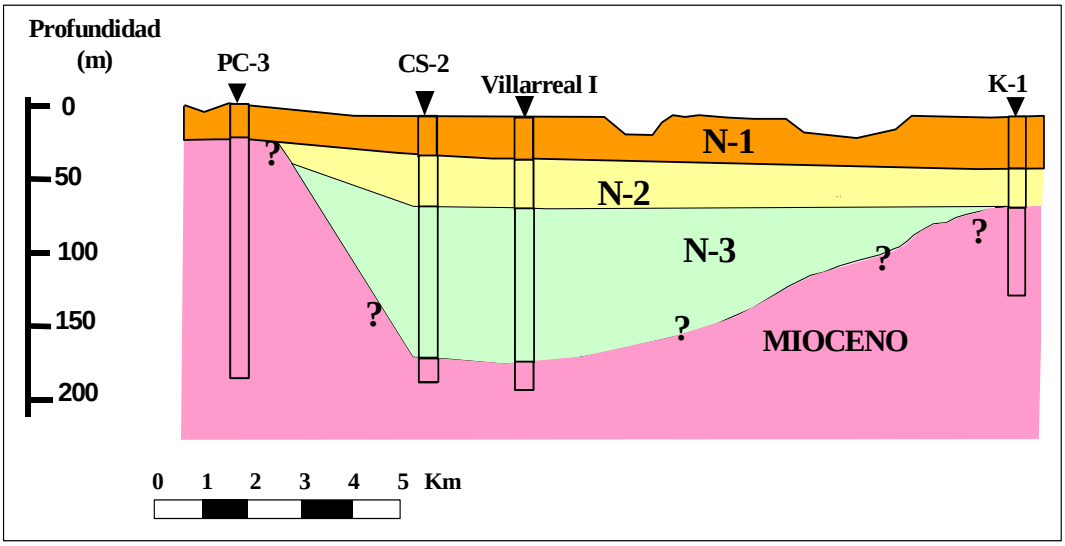


Figura 3.3. *Corte geológico A - A'*

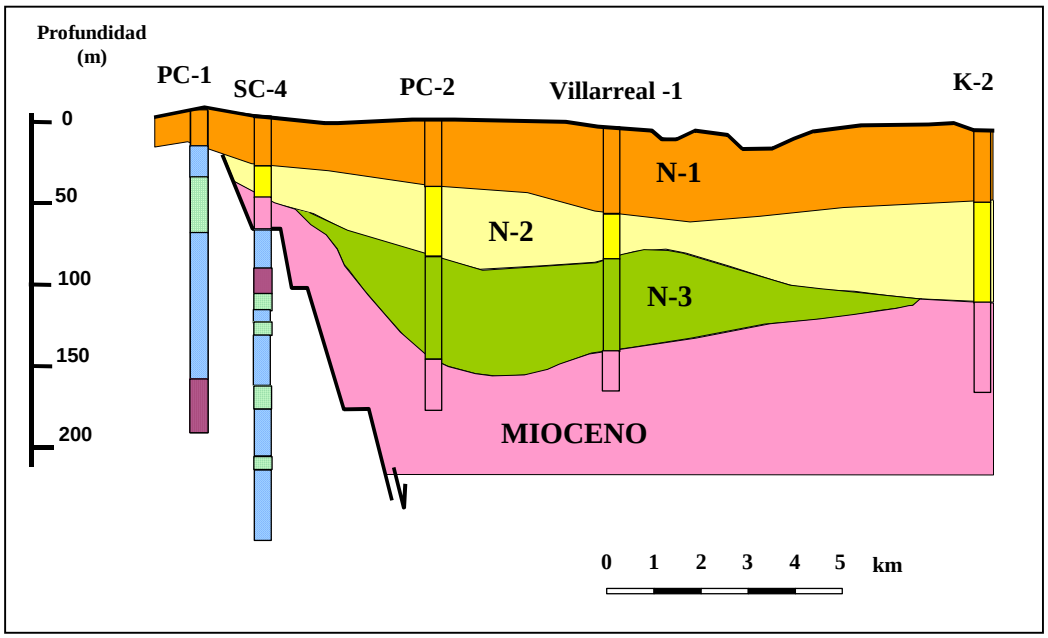


Figura 3.4. *Corte geológico B-B'*

El nivel cuaternario intermedio (N-2) se identifica en muchos sondeos, alcanzando un espesor máximo del orden de 70 metros (pozo K-2) y adelgazando también hacia el suroeste (Corte B-B'). En algunos casos, cuando reposa directamente sobre los materiales miocenos, la semejanza litológica entre ambos conjuntos dificulta establecer el límite entre ambos. Conviene recordar que la descripción litológica de los sondeos no es muy precisa. El nivel 3 presenta una geometría muy irregular, con espesores superiores a 125 metros en algunos sectores (sondeos PC-2 y Villarreal-1) y bruscos adelgazamientos ya que en algunos puntos el N-2 descansa directamente sobre las margas y arcillas miocenas. La litología de este nivel corresponde a depósitos de alta energía, de manera que puede interpretarse como un nivel de relleno que pudiera estar relacionado con las primeras fases de encajamiento del río Mijares.

El máximo espesor conocido de los materiales miocenos es superior a 200 metros (sondeo PC-3, corte A-A'). Aparecen como substrato de los materiales pliocuaternarios excepto en sectores marginales de la Plana en donde estos últimos reposan directamente sobre materiales mesozoicos. La distribución espacial de los materiales miocenos está fuertemente condicionada por la estructura y la tectónica general del área.

Con los datos disponibles, se puede afirmar que las estructuras de los relieves de borde tienen cierta continuidad bajo el relleno de la Plana (figura 3.5). El rasgo más significativo es sin duda la separación entre los subsistemas del Espadán y de Javalambre que está definida por discontinuidades tectónicas de dirección ibérica que se sintetizan en la figura por la denominada "falla ibérica". Datos de columnas de sondeos permiten continuar esta falla bajo el relleno pliocuaternario, de manera que en el labio sur el substrato corresponde a materiales jurásicos y triásicos mientras que en labio norte corresponde a materiales cretácicos. La complejidad tectónica del sistema del Espadán permite pensar en la existencia de otras discontinuidades que compartimenten el substrato. De hecho, el propio trazado del río Mijares podría relacionarse con esta directriz ibérica.

En el sector Onda - Bechí se tiene información sobre sondeos que después de atravesar algunos metros de relleno pliocuaternario han cortado arcillas y margas con abundantes yesos hasta llegar a materiales calizo-dolomíticos, atribuibles al Triásico medio en facies Muschelkalk. La geometría del substrato debe estar también influenciada por otra familia de fracturas regionales, de dirección catalánide, que pueden ser la continuidad de las existentes en el área del Desierto de las Palmas. En este caso, no se tiene información que corrobore esta hipótesis, salvo la posibilidad no confirmada de que en el sondeo K-1, situado cerca de la confluencia del Mijares y la Rambla, se atravesaran materiales cretácicos a partir de unos 150 metros de profundidad, lo que supondría la existencia de un alto estructural más o menos aislado.

En el sector interno de la Plana definido entre el río Mijares y la rambla de la Viuda afloran con mayor extensión los materiales miocenos, discordantes sobre los materiales jurásicos y cretácicos del Javalambre.

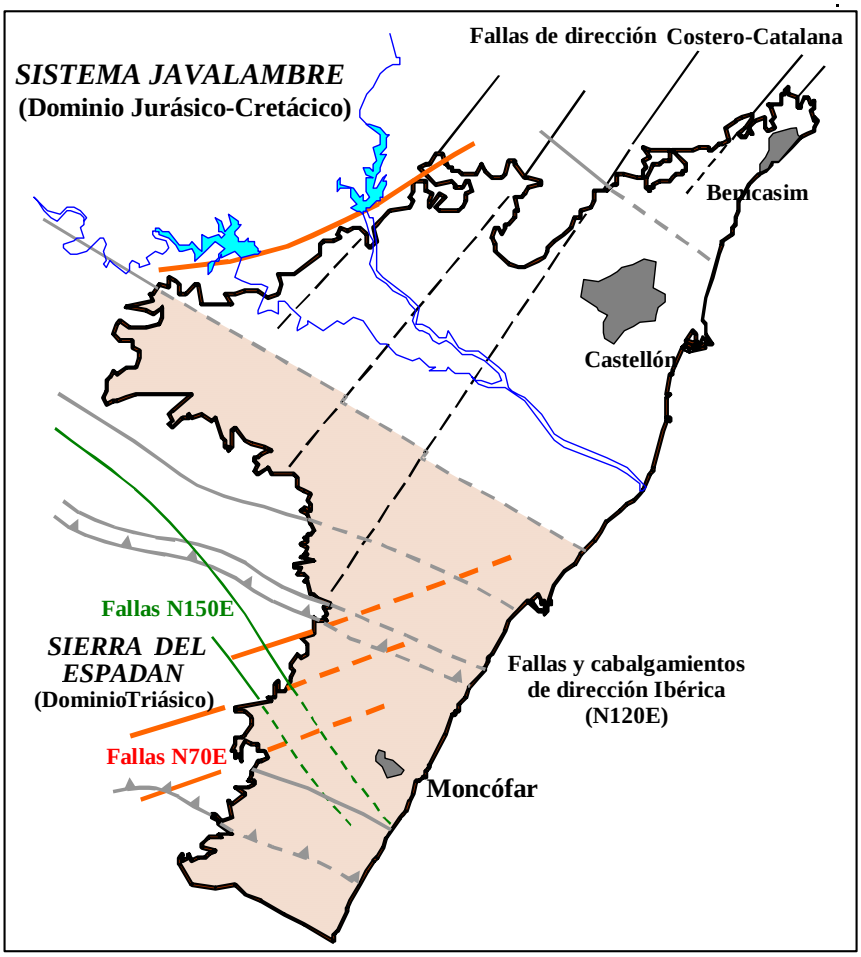


Figura 3.5. *Hipótesis sobre la continuidad de fracturas bajo el relleno pliocuaternario*

3.5. CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLOGICAS DE LA FORMACIÓN

Los depósitos pliocuaternarios de la Plana de Castellón dan lugar a un importante acuífero detrítico libre, permeable por porosidad intergranular: el Subsistema Plana de Castellón.

Está constituido por niveles y lentejones de conglomerados, arenas y gravas, que se intercalan y engloban dentro de un conjunto limo-arcilloso, conformando una única unidad acuífera de edad pliocuaternaria. Desde el punto de vista hidrogeológico pueden reconocerse, sin embargo, dos formaciones: una superior constituida por conglomerados, arenas y gravas y una proporción de materiales finos poco importante, y otra inferior en donde aumenta la proporción de arcillas. La permeabilidad de la formación superior es bastante elevada, mientras que los niveles inferiores son prácticamente impermeables (IGME, 1983).

El conjunto descansa indistintamente sobre materiales mesozoicos, que constituyen un segundo acuífero, o sobre sedimentos terciarios de permeabilidad variable (ITGE, 1989-90). Muchas veces el impermeable de base, que constituye el muro del acuífero, está definido por materiales limosos y arcillosos de edad miocena. (IGME, 1984, 1986, 1988). También se ha establecido la presencia de un acuífero detrítico cautivo, inmediatamente inferior al nivel impermeable margoso, de probable edad miocena (ITGE-GIMARN, 1992).

La gran heterogeneidad de los materiales que constituyen el acuífero de la Plana de Castellón hace difícil establecer una continuidad litológica. Son muy frecuentes los cambios laterales de facies y los depósitos de geometría lenticular (ITGE-GIMARN, 1992). De hecho, el conjunto constituye un acuífero multicapa, donde alternan niveles de distinta permeabilidad por lo que puede suponerse al Subsistema de la Plana de Castellón como una formación constituida por varios niveles acuíferos superpuestos. Sin embargo, la presunta conexión hidráulica entre los diferentes tramos hace que se trate al conjunto pliocuaternario como una única unidad acuífera, de permeabilidad elevada, si bien variable en función de la proporción de material fino.

El espesor de la formación detrítica es muy variable a consecuencia de las características geométricas del sustrato (ITGE-GIMARN, 1992).

Mediante la realización de campañas de prospección geofísica se ha podido conocer la geometría del acuífero en profundidad y comprobar que en sentido longitudinal se puede definir, a grandes rasgos, una zona central con espesores máximos y dos áreas, al norte y sur (Benicasim y Chilches-Almenara), donde la potencia es menor.

En general el espesor disminuye hacia los bordes montañosos y por ello, transversalmente la potencia aumenta hacia la costa. Esta norma se modifica cuando se alcanza la línea que une las poblaciones de Castellón y Nules, pues a partir de ella el espesor del acuífero vuelve a disminuir.

Los espesores más frecuentes quedan comprendidos entre 50 y 200 m., estableciéndose el valor medio en 70 m. (IGME, 1984).

Longitudinalmente, el espesor máximo se localiza junto al cauce del río Mijares y entre Nules y Moncófar (270 m) y los menores espesores de relleno (25 m) corresponden al borde oeste y a los sectores de Benicasim y Chilches-Almenara (ITGE, 1989-90).

El análisis de las columnas de varios sondeos realizados por el SGOP (1969-1977) en la Plana permite extraer algunas conclusiones más. Por ejemplo que en el entorno de Chilches el espesor es mínimo, aumentando progresivamente en dirección norte, hasta Nules, donde alcanza los máximos valores.

En los alrededores de Chilches los sedimentos pliocuaternarios son atravesados en los primeros metros (4 m.), reconociéndose la presencia de dolomías triásicas

inmediatamente después. Un poco más al norte, en el cauce del río Belcaire, se reconoce un incremento del espesor del acuífero detrítico, que alcanza en el lugar una potencia de 60 m. En el sector comprendido entre Vall d'Uixó y Moncófar, el espesor del acuífero detrítico es ligeramente superior a los 100 m.; se detecta asimismo la presencia de materiales del Buntsandstein en los tramos más profundos. En el entorno de Nules se identifica un espesor máximo del acuífero pliocuaternario (210 m), mientras que en Burriana, un poco más al norte, vuelve a ser menor, en torno a 100-150 m. En las inmediaciones de la población de Castellón, un sondeo determina que la formación pliocuaternaria ocupa los primeros 60 metros, descansando directamente sobre terrenos cretácicos y jurásicos. Finalmente, en el extremo occidental de la Plana, entre Onda y Bechí, se identifica un conjunto mio-cuaternario de una potencia próxima a 70 m. En algunos puntos de este sector el espesor pliocuaternario no supera los 10 m (Giménez, 1994).

Características hidrodinámicas

La heterogeneidad litológica de los materiales que constituyen la Plana de Castellón junto a la irregular geometría de los depósitos, hace que los parámetros hidrodinámicos del acuífero de la Plana de Castellón sean extraordinariamente variables.

Según el estudio del ITGE (1989-90), las transmisividades del acuífero pliocuaternario están comprendidas entre valores inferiores a 500 m^2/día y 6000 m^2/día, con valores máximos en la zona costera, entre Almazora, Villarreal y Vall d'Uixó, reconociéndose los más bajos, inferiores a 500 m^2/día, en una franja al W de Castellón y al norte de Onda (figura 3.6). Longitudinalmente, en la zona nororiental se determinan transmisividades comprendidas entre 600 y 1200 m^2/día y, en el sector situado entre Nules y Almenara, encuentran valores superiores a 2300 m^2/día. Esta zonación coincide a grandes rasgos con la establecida en otros estudios del ITGE-IGME (IGME, 1984; IGME, 1986; IGME, 1988; ITGE, 1989).

Los valores del coeficiente de almacenamiento se sitúan entre 5 y 15 %, propios de un acuífero detrítico libre, localizándose los máximos en el entorno del río Mijares.

Los caudales específicos oscilan entre 1 l/s/m y 20 1/s/m, aunque normalmente están comprendidos entre 10 y 20 l/s/m.

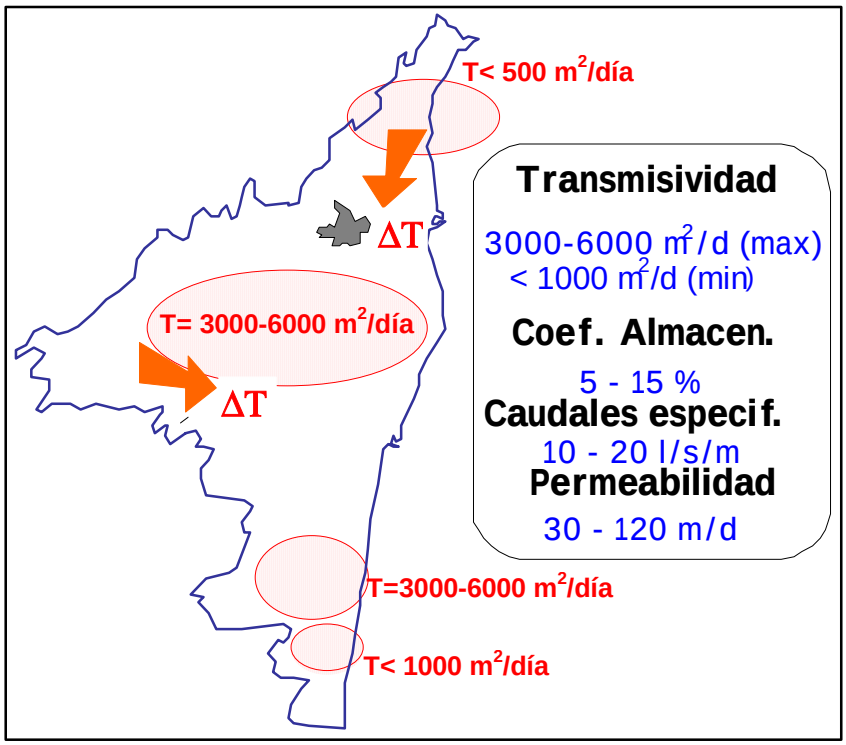


Figura 3.6. *Distribución de los valores de transmisividad (Giménez, 1994)*

Piezometría

Las cotas piezométricas decrecen progresivamente de W a E, hacia el mar Mediterráneo. Según esta disposición general , la circulación del agua subterránea en la Plana de Castellón sigue una dirección W-E, desde el interior hacia la costa (figura 3.7).

En el área costera las cotas piezométricas oscilan entre 10 m.s.n.m y 0 m.s.n.m., mientras que en los sectores más interiores y en los cursos altos de los ríos Seco y Mijares, los valores son significativamente más elevados, alcanzándose cotas de 60 m.s.n.m. A pesar de esta disposición general, en algunos sectores del acuífero, existen niveles piezométricos por debajo del nivel del mar, circunstancia que habitualmente se atribuye a la fuerte explotación que soportan estos sectores (Benicasim y Moncófar).

Las máximas cotas piezométricas se localizan en el sector más interno de la superficie de la Plana, mientras que las cotas más bajas pueden identificarse en la franja costera. En este sector pueden destacarse las cotas por debajo del nivel del mar, al norte de Benicasim y sur de Moncófar, donde pueden encontrarse valores de 2 y 4 m.b.n.m., respectivamente.

Existen además otros núcleos que sitúan eventualmente su cota piezométrica bajo el nivel del mar, como ocurre al sur de la población de Villarreal (2 m.b.n.m.) y

en dos sectores litorales, a ambos márgenes del río Mijares, donde el nivel piezométrico se sitúa próximo a 0 m.s.n.m.

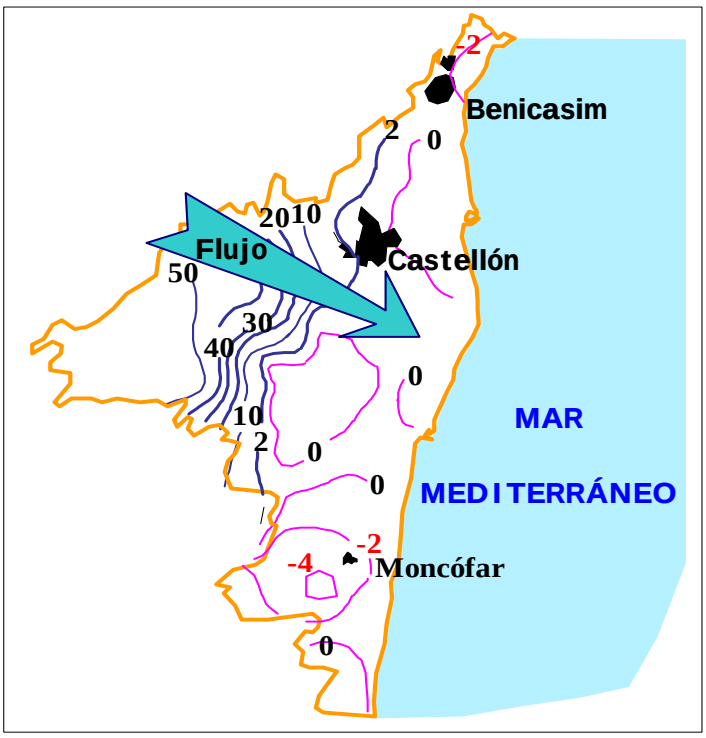


Figura 3.7. *Mapa piezométrico representativo de periodos secos (Giménez, 1994)*

El río Mijares se identifica como un área excedentaria de intensa recarga, como consecuencia de la infiltración de excedentes de riego, en una zona abastecida con aguas superficiales y de la infiltración directa del agua a través del lecho del río.

En cuanto al modo de evolucionar la superficie a lo largo del tiempo, cabe decir que en Moncófar, sector marcadamente deficitario, las cotas bajo el nivel del mar más pronunciadas (-4 m.) corresponden al año 1978. Dicha situación se corresponde con el periodo de sequía más acentuado de las últimas décadas, reflejando el resultado de un intervalo de tiempo de fuerte estiaje con disminución de la recarga y aumento paralelo de las extracciones.

Las oscilaciones piezométricas anuales varían entre 5 y 10 m. en el borde oriental y aproximadamente 1 m. en el litoral.

En la figura 3.8 puede apreciarse la evolución de cotas piezométricas en el periodo más reciente. Los mapas han sido configurados en base a datos propios y complementados con algunos puntos de la red de control piezométrico del ITGE.

Puede observarse, en principio, una tendencia muy similar a la de años previos, con áreas de piezometría más deprimida en Moncófar-Chilches y Benicasim, aunque se ha reducido considerablemente su extensión, sin duda como

consecuencia del periodo húmedo que se inició en 1989. De hecho, no pueden reconocerse apenas cotas por debajo del nivel del mar; únicamente en Moncófar se reconocen puntos aislados de piezometría deprimida, pero con valores muy cercanos a 0 m.s.n.m.

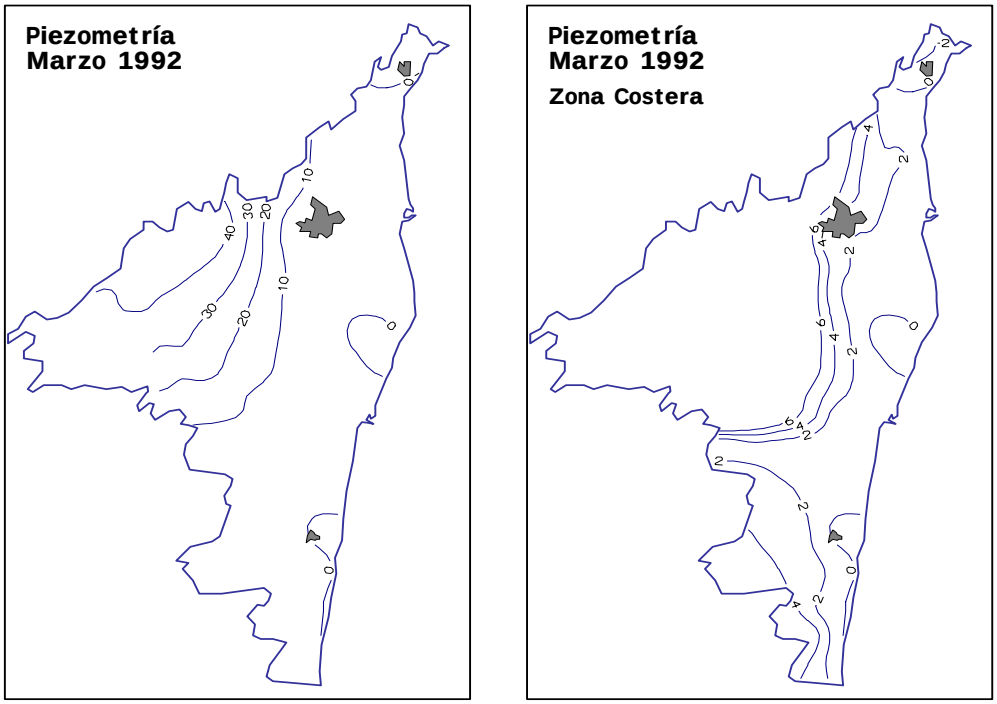


Figura 3.8. *Superficie piezométrica correspondiente a marzo de 1992*

Puede apreciarse que, a lo largo de este corto periodo, existe una recuperación que coincide con la época de recarga y descenso de los bombeos (diciembre-marzo), mientras que tras el estiaje (septiembre) se identifica una progresiva inflexión de las isopiezas de cota más baja, hacia el interior.

Tal como reflejan los mapas de estos últimos años, el acuífero parece acusar los periodos de recarga, según evidencian los ascensos del nivel piezométrico, en relación a la etapa húmeda de los años 1989-1992. La recuperación es sin embargo parcial y relativamente lenta. Los bombeos asociados a periodos secos parecen tener una mayor influencia relativa.

En definitiva, la situación piezométrica general del acuífero de la Plana de Castellón refleja claramente la alternancia de periodos secos y húmedos, así como la persistencia de áreas deprimidas ligadas a fuertes extracciones locales. Los mapas piezométricos ponen de manifiesto la existencia de una depresión piezométrica persistente en el área de Moncófar y Benicasim y otra de carácter eventual en el sector sur de Villarreal, donde la evolución piezométrica parece reflejar que este área responde más efectivamente a la recarga del acuífero.

Los datos más recientes apuntan hacia una clara recuperación de los niveles. El descenso de los bombeos en los últimos años y el incremento de las precipitaciones es la principal causa de esta tendencia a la recuperación (ITGE, 1989-90; ITGE-GIMARN, 1992).

Evolución de niveles piezométricos

En el *Sector de Benicasim* las oscilaciones del nivel piezométrico se dan entre 1 m.b.n.m. y 4 m.s.n.m. y los máximos descensos (-0.7 m.) se identifican durante el periodo seco 1972-1985. A partir de este último año puede reconocerse una tendencia hacia la recuperación de niveles, directamente relacionada con el incremento del volumen de precipitaciones de los últimos años. Las máximas precipitaciones y cotas piezométricas corresponden al periodo 1989-1990.

En el S*ector Central* las máximas cotas piezométricas toman valores comprendidos entre 50-70 en el sector más occidental del acuífero, rango que disminuye hacia cotas más bajas, en las áreas más litorales. Habitualmente no se reconocen cotas por debajo del nivel del mar, si se exceptúa el punto 5013, próximo a Nules, donde se registra una cota piezométrica de 3 m.b.n.m., en octubre de 1981. Estos descensos coinciden de nuevo con el periodo de sequía registrado durante los años 1978-1982. Entre los años 1982-1989 se identifica una etapa de estabilidad con ligera tendencia a la recuperación, sin embargo ésta sólo se alcanza en los últimos años (1989-1990), en concordancia con el incremento de las precipitaciones de este último periodo.

En el *Sector de Moncófar* las oscilaciones piezométricas son del orden de varios metros, identificándose los máximos descensos en el pozo 1071, localizado al sur de la población de Moncófar. En este punto, que puede considerarse representativo de esta parte del acuífero, las cotas piezométricas están habitualmente por debajo del nivel del mar, con valores que alcanzan los 7 m.b.n.m, en octubre de 1979. De nuevo se identifican los mínimos valores con la época de sequía y una tendencia hacia la recuperación que se inicia en 1983, alcanzándose los máximos niveles en el año 1989.

En el sondeo 5003 localizado más hacia el sur, la evolución es similar pero las oscilaciones del nivel son menos acentuadas, variando entre 1 m.s.n.m. y 1 m.b.n.m. Este pozo se localiza en el sector más meridional donde la transmisividad inferior a 1000m^2/día, condiciona menores caudales y descensos menos significativos.

Como conclusión general de este epígrafe puede establecerse que las variaciones piezométricas dependen en gran medida del volumen de las precipitaciones anuales. El descenso de la precipitación y aumento concomitante de las extracciones, a partir de 1978, provoca un descenso generalizado de los niveles piezométricos en todo el acuífero. Esta tendencia se mantiene durante el periodo 1983-1985. A partir de entonces y hasta el año 1989 se reconoce una recuperación generalizada de los niveles que culmina en el año 1989 y se mantiene hasta la

actualidad. Las áreas que más acusan las épocas secas y presentan cotas piezométricas por debajo del nivel del mar, se localizan al norte y sur de la Plana y especialmente en el sector comprendido entre Nules-Moncófar y Vall d'Uixó (Giménez, 1994).

Balance hidráulico del acuífero

De la consulta de varios estudios que tratan el balance en el acuífero de la Plana, se extrae la conclusión de que existen diferencias importantes en cuanto a la cuantificación de las distintas partidas que componen el balance. Por ello se ha determinado escoger el balance del IGME del año 1987, que considera un periodo de tiempo relativamente largo (1948-1983), (tabla 3.1).

Tabla 3.1. *Cuantificación de las componentes del balance hídrico en la Plana de Castellón (ITGE, 1989)*

ENTRADAS	Hm^3/año	SALIDAS	Hm^3/año
Infiltración agua de lluvia	50	**Bombeos**	201
Retorno agua riego (agua superficial)	40	**Manantiales**	9
Retorno agua riego (agua subterránea)	60	**Salidas al mar**	39
Infiltración río Mijares	36	**Drenaje marjalerías**	27
Alimentación lateral	90		
TOTAL	**276**	**TOTAL**	**276**

A modo de conclusión, puede decirse que el acuífero de la Plana de Castellón considerado excedentario a principos de la década de los setenta, parece estar, según este balance, en equilibrio, con un volumen de salidas equivalente al de entradas. A pesar de ello, ciertas áreas acusan un déficit que se manifiesta por la salinización de sus aguas. Estos sectores corresponden a Moncófar y Benicasim.

Se debe considerar que las entradas por lluvia y eficiencia del riego están calculadas a partir de métodos empíricos poco precisos, y que éstos se traducen en la estimación errónea de otros componentes, por lo que se puede presumir que la precisión del balance es muy deficiente.

3.6. HIDROGEOQUIMICA GENERAL

3.6.1. El proceso de intrusión marina

El ión *cloruro* procede esencialmente del agua de mar, de manera que se encuentran las mayores concentraciones en las áreas donde la intrusión marina es más evidente. Estas áreas corresponden al sector septentrional, en los alrededores de Benicasim, donde se alcanzan concentraciones superiores a 700 mg/l, y sobretodo en el sector meridional, prácticamente en la mitad sur de la Plana, donde se superan los 1000 mg/l. En el resto del acuífero las concentraciones están comprendidas entre 50 y 200 mg/l (figura 3. 9).

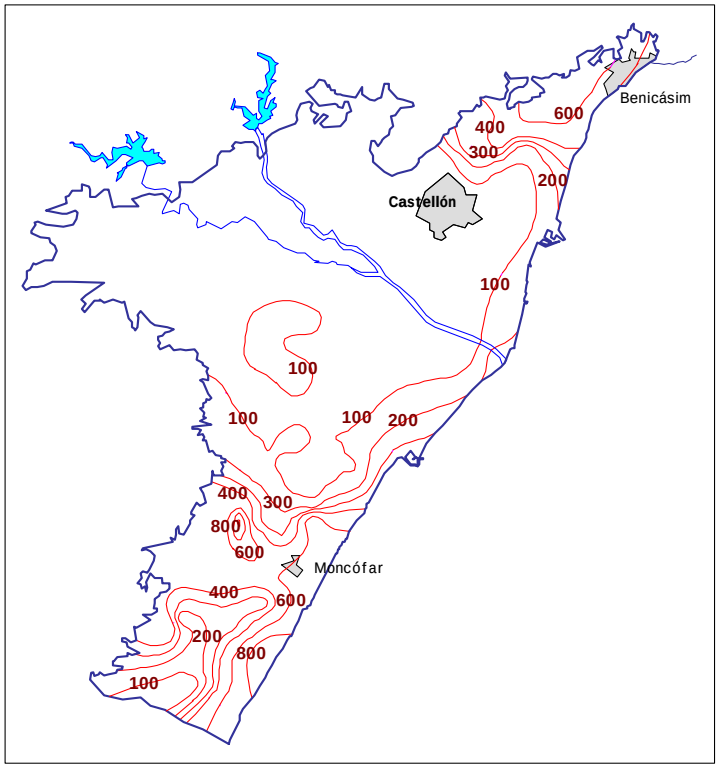


Figura 3.9. *Mapa de isolíneas de cloruros, en mg/l (julio, 1998)*

En el sector septentrional (área de Benicasim) el agua tiende a ser de tipo clorurada - sódica o algún tipo de transición entre agua dulce y agua de mar, con una baja relación SO_4/Cl y una media del 3% de agua de mar, debido a un claro proceso de intrusión marina; en el sector central (área de Castellón) las aguas son bicarbonatadas-sulfatadas cálcico-magnésicas, aunque localmente afectadas por un incipiente proceso de intrusión marina; con una elevada relación SO_4/Cl y generalmente menos de 1% de agua de mar. En el sector meridional (área de Moncófar) el agua es de tipo sulfatada-clorurada magnésico-cálcica, con una relación SO_4/Cl intermedia, y entre el 1 y 7% de agua de mar.

Esta variedad de facies tiene su origen en la diversa influencia de los acuíferos de borde que en la mitad norte (sistema del Javalambre) alimenta a la Plana con aguas bicarbonatadas cálcicas y en la mitad sur (sistema del Espadán) con aguas

sulfatadas magnésicas. Esta diferenciación se aprecia bien en la figura 3.10, que representa las líneas de igual contenido en sulfatos. Los contenidos en ion sulfato son normalmente inferiores a 200 mg/l en la mitad norte y superiores a 400 $mg \cdot L^{-1}$ en la mitad sur.

Según este modelo, las aguas de la Plana de Castellón pueden ser asociadas a la mezcla de tres diferentes tipos de agua: bicarbonatada cálcica, agua de mar y un tercer componente caracterizado principalmente por un elevado contenido en ion sulfato (Fidelibus et al., 1992; Giménez, 1994). Con relación a la mezcla teórica entre agua dulce y agua de mar, las aguas del acuífero son ricas en sulfatos, calcio y magnesio, con valores de sodio y potasio normalmente inferiores a las concentraciones teóricas calculadas a partir de la concentración de ión cloruro, que se considera como un parámetro conservativo.

La situación actual no varía sustancialmente de la de los últimos años, de manera que la intrusión en el sector septentrional responde a una situación de recarga deficiente e intensa explotación, mientras que en el sector meridional los mecanismos son bastantes más complejos, incluyendo una posible dinámica de upconing asociada al área de la Rambleta donde se concentra un gran número de pozos que inducen una depresión piezométrica aguda a causa de una fuerte sobreexplotación local.

Conviene apuntar que en el área costera de Burriana se aprecian indicios de intrusión marina que no se habían detectado en anteriores campañas (1991, 1994). Este hecho coincide con la información de que recientemente se incrementó notablemente la salinidad en el agua de los pozos de abastecimiento a Burriana.

De acuerdo a la hidrodinámica de la intrusión marina y a la elevada inercia del acuífero de la Plana, estos indicios deben considerarse como preocupantes ya que se trata de síntomas que indican la existencia de un inestable equilibrio entre el agua dulce y el agua de mar, de manera que una disminución de la carga de agua dulce, que puede asociarse a un periodo de sequía, provocará una entrada de agua de mar en el acuífero, cuya recuperación no sigue la misma dinámica en épocas de mayor recarga.

Se trata, por tanto, de una situación que merece un estudio más detallado.

3.6.2. Los sulfatos. Control estructural

En la figura 3.10. se muestran los contenidos del ión *sulfato*. El hecho más destacable, ya comentado, es que se puede diferenciar una línea aproximadamente paralela al río Mijares que separa un área al norte en el que las concentraciones son del orden de 200-300 mg/l y otro área al sur en la que están por encima de 400 mg/l, y llegan a alcanzar hasta 800 mg/l en los sectores más afectados por la intrusión marina.

Esta línea no es, evidentemente, arbitraria ni casual sino que responde a directrices geológicas de manera que puede asociarse a la continuidad lateral, bajo el relleno pliocuaternario, de la gran discontinuidad tectónica que se separa el dominio triásico de la Sierra del Espadán de los materiales esencialmente carbonatados de estribaciones de la Sierra de Javalambre.

En efecto, con los datos disponibles, se puede afirmar que las estructuras de los relieves de borde tienen cierta continuidad bajo el relleno de la Plana. El rasgo más significativo es, sin duda, la separación entre los subsistemas del Espadán y de Javalambre, que está definida por discontinuidades tectónicas de dirección ibérica que se sintetizan en la figura 3.11. Datos de columnas de sondeos permiten continuar esta falla bajo el relleno pliocuaternario, de manera que en el labio sur el substrato corresponde a materiales jurásicos y triásicos mientras que en labio norte corresponde a materiales cretácicos. La complejidad tectónica del sistema del Espadán permite pensar en la existencia de otras discontinuidades que compartimenten el substrato. De hecho, el propio trazado del río Mijares podría relacionarse con esta directriz ibérica.

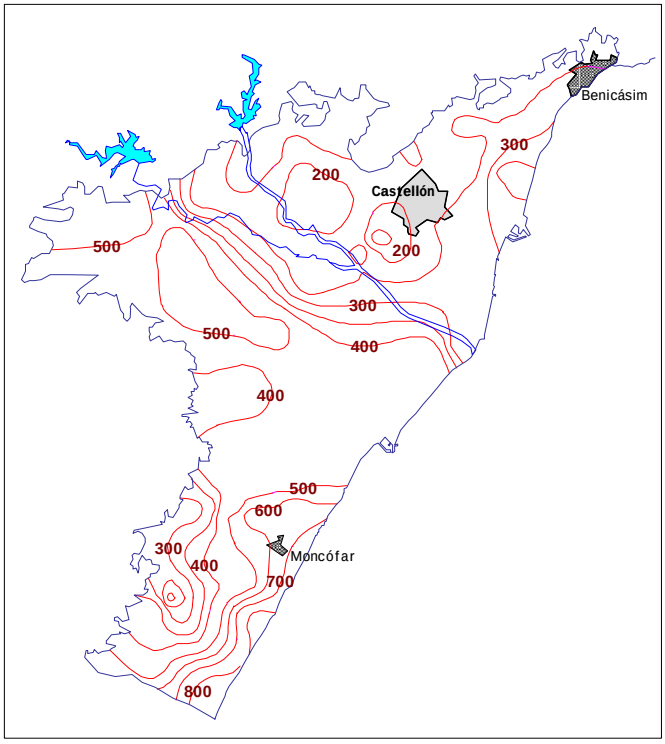


Figura 3.10. *Mapa de isolíneas de sulfatos, en mg/l (julio, 1998)*

La geometría del substrato debe estar también influenciada por otra familia de fracturas regionales, de dirección catalánide, que pueden ser la continuidad de las existentes en el área del Desierto de las Palmas. En este caso, no se tiene información que corrobore esta hipótesis, salvo la posibilidad no confirmada de que en un sondeo situado cerca de la confluencia del Mijares y la Rambla, se atravesaran materiales cretácicos a partir de unos 150 metros de profundidad, lo que supondría la existencia de un alto estructural más o menos aislado.

Otras dos familias de fracturas, de directrices aproximadas N70 y N150, que afectan a los materiales pliocuaternarios y que pueden tener saltos notables, acaban de configurar un complejo entramado, que debe tener repercusiones hidrogeoquímicas.

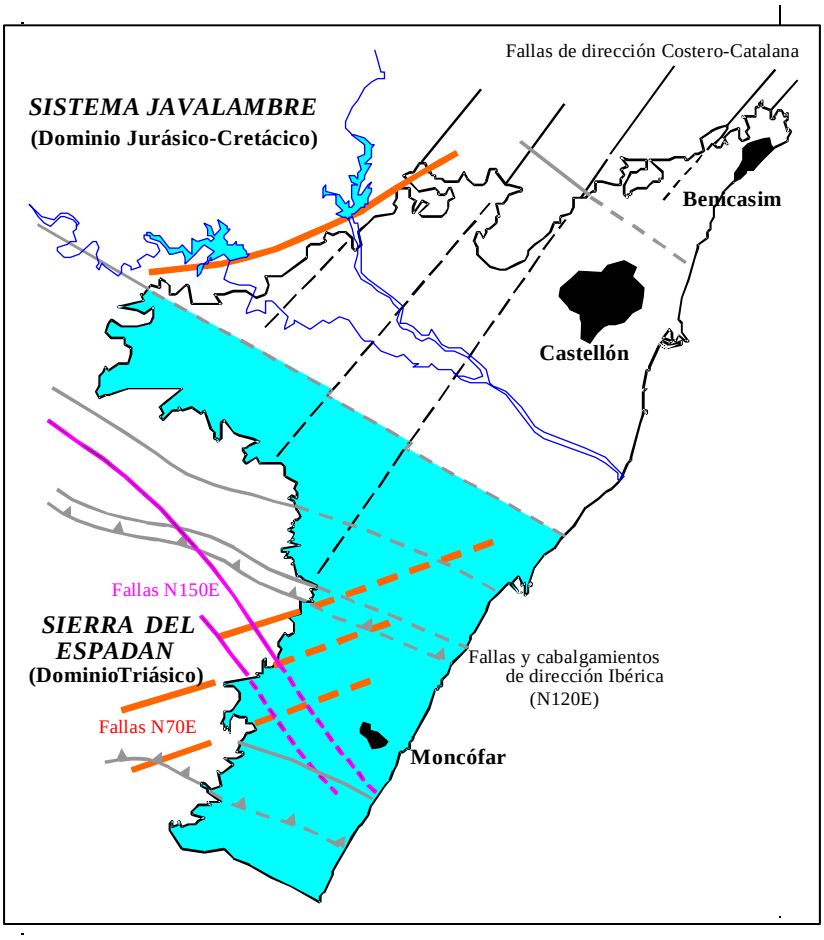


Figura 3.11. *Esquema estructural de la Plana de Castellón y su entorno (las trazas discontinuas indican fracturas supuestas)*

La más notable es sin duda la ya mencionada de la recarga con aguas bicarbonatadas cálcicas y sulfatadas cálcico-magnésicas al norte y al sur, respectivamente de la fractura que separa los dominios triásico y cretácico, pero también hay que tener en cuenta otras influencias más locales que pueden focalizar estos aportes y establecer áreas colindantes con peculiaridades hidroquímicas muy diversas, como puede ser la presencia de altos estructurales con cierta continuidad hidráulica con los materiales pliocuaternarios o que faciliten, por ejemplo, la recarga con aguas de alta temperatura, como ocurre en el área de Villavieja; incluso, estos altos pueden independizar sectores del propio acuífero pliocuaternario. Probablemente, estas discontinuidades expliquen satisfactoriamente la irregular distribución de las aguas sulfatadas en el sector meridional e incluso ciertas discontinuidades en la distribución del ion nitrato.

3.6.3. Los bicarbonatos

La figura 3.12 representa la distribución del ión *bicarbonato*, cuyas concentraciones están comprendidas en un rango de 150 a 400 mg/l. No suele darse excesiva importancia a este ion ya que, en todo caso, no supone ninguna amenaza para el cumplimiento de las normas de potabilidad; sin embargo, hay que decir que se trata de aguas que pueden causar algunos problemas agronómicos, no sólo por su contenido en bicarbonato sino, además, por sus elevadas concentraciones de calcio, que pueden derivar en modificaciones del suelo. Por otra parte, pueden esperarse precipitaciones de carbonatos de calcio en las conducciones, menor rendimiento de los electrodomésticos y, probablemente, mayor consumo de detergentes en los núcleos urbanos con la consiguiente repercusión en la composición de las aguas residuales.

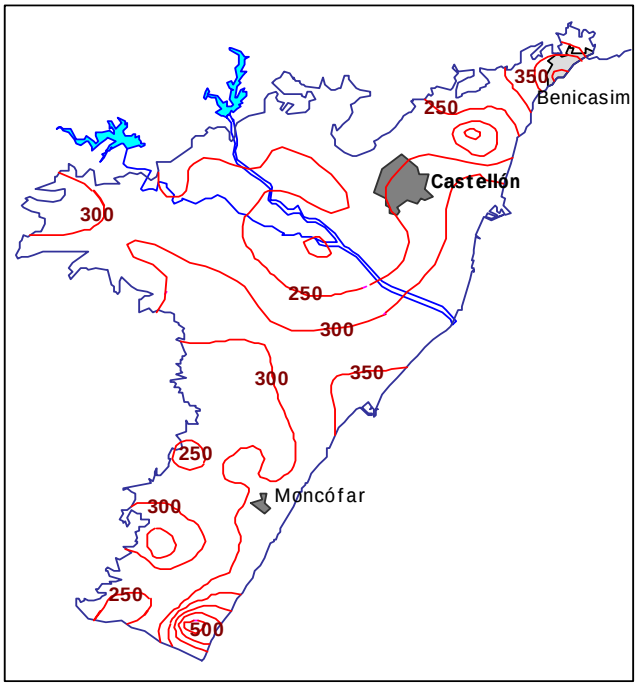


Figura 3.12. *Mapa de isolíneas de bicarbonatos, en mg/l (julio, 1998)*

Estas afecciones derivadas de las altas concentraciones de bicarbonatos, y otras, como la posibilidad de que definan zonas litiásicas, no están suficientemente estudiadas, quizás porque existen otros problemas más acuciantes, pero no por ello se deben obviar.

3.6.4. Los nitratos. Contaminación agrícola

Las figuras 3.13 a 3.16 muestran las líneas de isocontenidos de nitratos (mg/l) en los años 1976, 1982, 1988, 1992, 1997 y 1998, respectivamente. En primera aproximación, resulta evidente el continuo incremento de los nitratos en el acuífero. Atendiendo sólo a los valores maximos, se ha pasado de escasamente 100

mg/l en el año 1976 a los casi 400 mg/l de la actualidad. Más ilustrativo resulta el estudio comparativo de la evolución por sectores.

En el *sector de Benicasim* se ha pasado de máximos de 40 a superar los 200 mg/l. Llama la atención el hecho de que los 200 mg/l se alcanzaron en 1992 y que en los años posteriores no sólo no ha continuado el aumento sino que se aprecia claramente una cierta tendencia a la disminución, de manera que en la actualidad raramente se superan los 100 mg/l.

En el entorno de la *ciudad de Castellón* la evolución ha sido desde ligeramente superior a 60 mg/l hasta los 150 mg/l que se registran en la actualidad. También hay que destacar que se aprecia una cierta estabilización en los últimos años. Esta tendencia, que se puede extender a gran parte del acuífero puede responder al hecho de que el últimos años parece haberse reducido drásticamente la cantidad de fertilizantes aplicados. No puede invocarse que se trate de un efecto originado por la reconversión del sistema de riego a goteo puesto que sólo recientemente se ha implantado de manera extensa y la dinámica del transporte de los nitratos a través de la zona no saturada no permite una respuesta tan rápida.

La situación más peculiar se encuentra en el *entorno del Río Mijares* y particularmente en el sector cercano a la confluencia con la Rambla de la Viuda. En ese sector se encuentran las concentraciones más bajas de todo el acuífero, normalmente inferiores a 50 mg/l y puntualmente menores de 25 mg/l, sin cambios notables en los últimos 25 años. La razón de esta situación anómala es la influencia de recarga directa por infiltración de agua del río Mijares, particularmente en el área del Azud de Santa Quiteria. Esta recarga puntual ha sido estudiada con detalle por Tuñón (1988). En el área de *Bechí - Onda* se encuentra un máximo que ya en 1976 era superior a 100 mg/l y que en la actualidad supera los 350 mg/l. Se trata de una anomalía puntual que pudiera estar relacionada, además de con la actividad agrícola, con la existencia de vertidos de aguas residuales domésticas como podrían ser las que se encuentran en el río Seco.

En el *sector sur* de la Plana se encuentran las concentraciones más elevadas, que han pasado de un máximo de 60 mg/l en 1976 a los más de 300 mg/ que se encuentran en algunos puntos, como en el área de la Rambleta. En este sector, el rápido incremento de los nitratos se puede deber a que tradicionalmente se ha utilizado agua subterránea para el riego, con contenidos crecientes de nitratos por el proceso de reciclaje anteriormente comentado. No obstante, como en el resto del acuífero, parece apreciarse una cierta tendencia a la estabilización de los contenidos.

Son sobradamente conocidas las causas de estas elevadas concentraciones aunque ciertos mecanismos están todavía poco estudiados. Sin duda, el cultivo de cítricos es la principal actividad agrícola de la Plana de Castellón, ocupando cerca del 80% de su superficie; en la franja costera también hay áreas dedicadas al cultivo de huerta. Tradicionalmente, el sistema de riego que se utiliza es por

inundación, con una dotación variable entre 7000 y 9000 m^3/ha/año, aunque actualmente se está reconvirtiendo al sistema del riego por goteo. Por otra parte, los fertilizantes se emplean en cantidades muy superiores a las requeridas para el desarrollo óptimo de los cultivos que, por ejemplo, se estiman en 450 kg/ha /año de nitrato y se aplican normalmente entre 700 y 900 kg/ha/año, en forma de nitrosulfato amónico esencialmente.

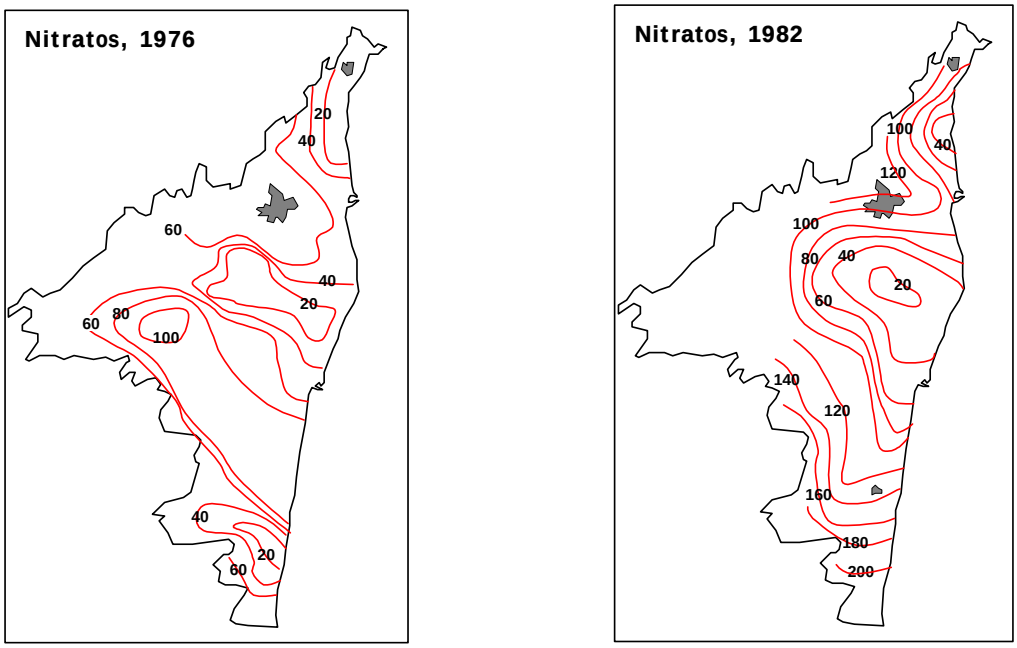


Figura 3.13. *Mapa de isocontenidos de nitratos (mg/l), en 1976 y 1982*

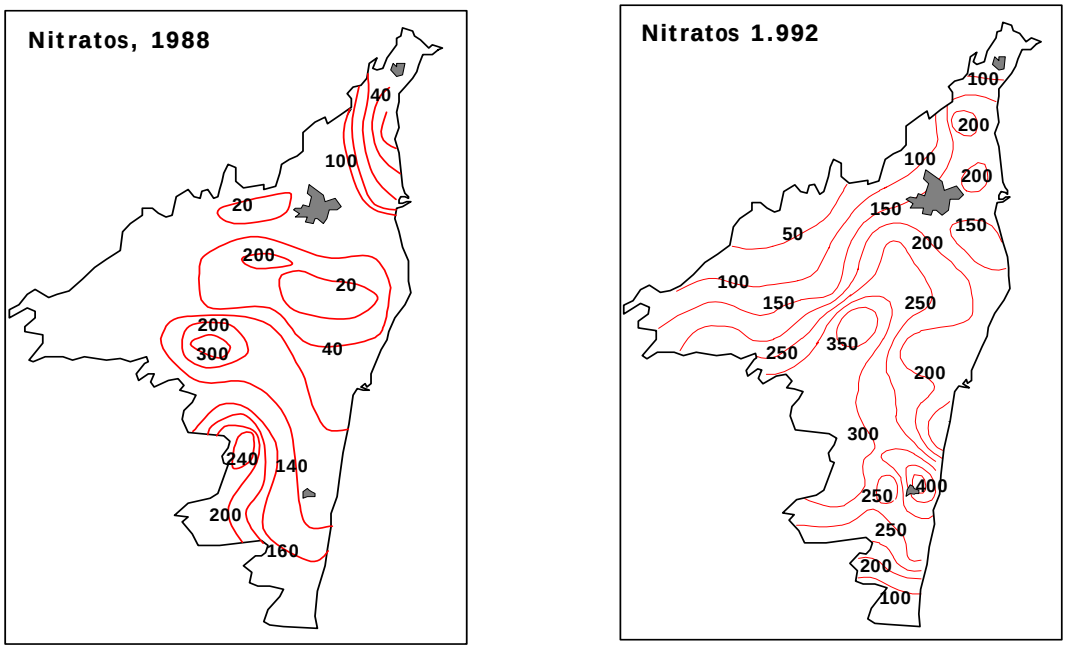


Figura 3.14. Mapas de isocontenidos de nitratos (mg/l), en 1988 y 1992

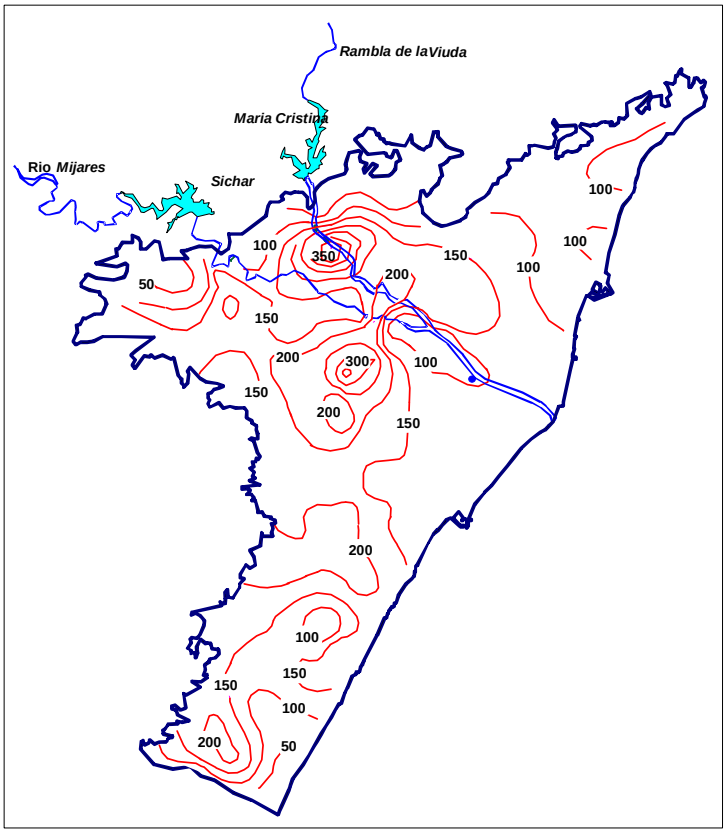


Figura 3.15. *Mapa de isocontenidos de nitratos (mg/l), en 1997*

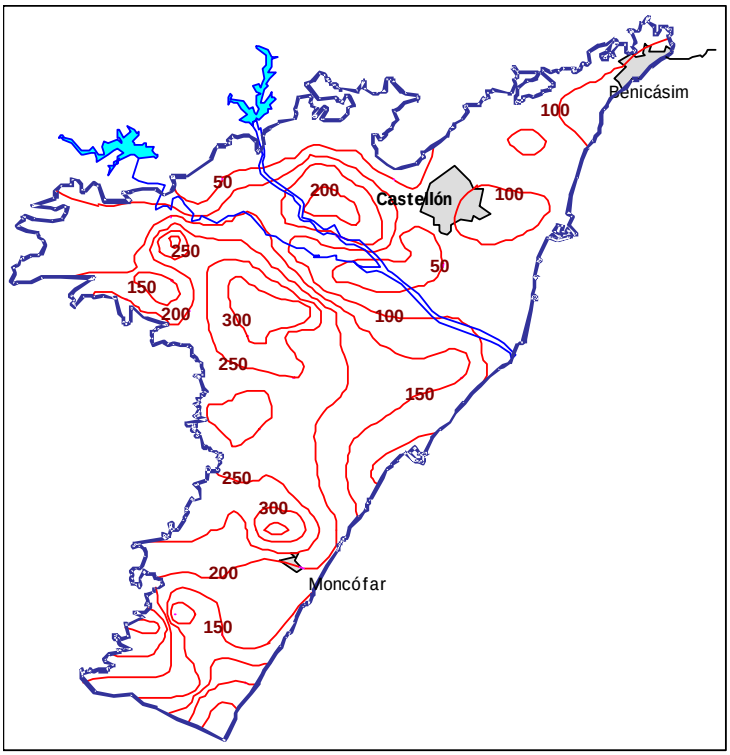


Figura 3.16. Mapa de isocontenidos de nitratos (mg/l), en 1998

Como consecuencia de estas prácticas, los contenidos de nitrato en las aguas subterráneas llegan a alcanzar valores superiores a 400 mg/l en algunas áreas y normalmente son superiores a 100 mg/l. A ello contribuye notablemente el propio nitrato disuelto en el agua de riego, que debe sumarse al aplicado como fertilizante. Por término medio, se estima que el total de nitrato aplicado es del orden de 1500-1700 kg/ha/año, entre tres y cuatro veces superior a los requerimientos de la planta. Si además se considera la atemporalidad de las aplicaciones respecto a la demanda de absorción, el resultado es que entre el 80 y el 90% del nitrato que llega al suelo percola hacia las aguas subterráneas (Morell et. al, 1996).

Sin embargo, pueden existir otras causas no ligadas a las prácticas agrícolas que pueden contribuir a la presencia de nitratos en el acuífero. Hay razonables indicios de contenidos relativamente altos de nitratos en la propia agua de lluvia, lo que puede originar cierta recarga nitrogenada, sobre todo si se tienen en consideración procesos de evapotranspiración que puedan concentrar el nitrato en el agua de infiltración profunda.

3.6.5. Los cationes

La distribución de ión calcio se muestra en la figura 3.17. El calcio, junto con el magnesio, proporciona dureza al agua, lo que origina ciertos problemas que ya han sido apuntados al tratar sobre el ión bicarbonato. Los mayores contenidos de calcio están asociados a sectores con aguas sulfatadas y aquellos más afectados por intrusión marina, ya que se producen intensos procesos de intercambio iónico y de disolución de calcita, que pueden llegar a duplicar la concentración de calcio que correspondería a la mezcla conservativa de agua dulce y agua salada. Estos procesos son consecuencia del enriquecimiento en sodio del agua de mezcla y su interacción con los niveles arcillosos del acuífero, y también al régimen de subsaturación con la calcita que puede esperarse en algunas aguas de mezcla.

El ión *magnesio* suele presentar problemas de cumplimiento de normas de calidad para abastecimiento. El límite establecido por el Reglamento Técnico Sanitario Español es de 50 mg/l y, como puede observarse en la figura 3.18, en buena parte del acuífero se supera esa cifra. Realmente, al norte del río Mijares se encuentra en torno a 40 mg/l pero al sur del mismo y más concretamente al sur de la línea divisoria que fue comentada con referencia a los sulfatos, las concentraciones están comprendidas entre 50 y más de 160 mg/l.

Las causas de estas elevadas concentraciones son estrictamente naturales y no pueden invocarse procesos contaminantes, por lo que poco o nada puede hacerse para rebajar esas cifras, con la excepción de tratamientos posteriores del agua. Sin duda, el magnesio de la zona sur proviene de la alimentación lateral subterránea desde los acuíferos de la Sierra del Espadán en cuya litología dominan las dolomías y hay notable presencia de formaciones yesíferas. Estos yesos

aportan al agua elevados contenidos de sulfato y calcio; cuando esta aguas disuelven la dolomita adquieren cantidades equivalentes de magnesio y calcio, pero este último ión ya es abundante y se induce la precipitación de calcita, que alcanza su límite de solubilidad por efecto del ión común pero el magnesio permanece en disolución y el agua se va enriqueciendo diferencialmente en magnesio. Este proceso se conoce como disolución incongruente de la dolomita.

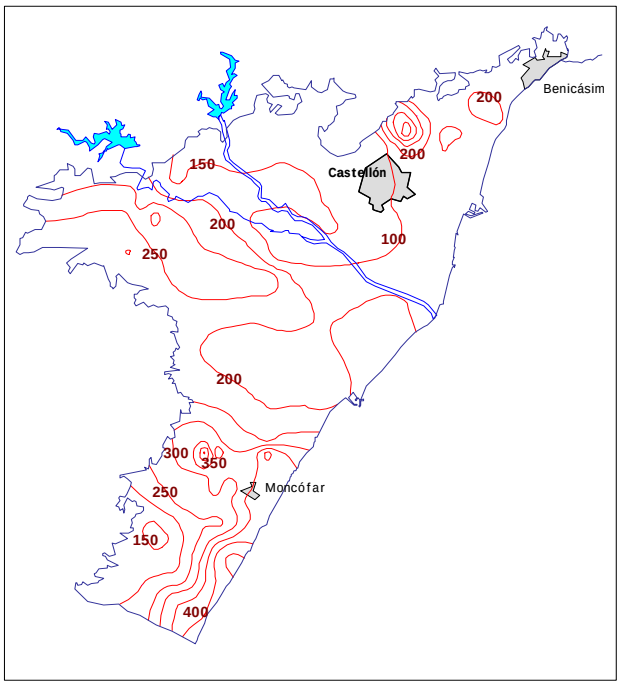


Figura 3.17. *Mapa de isolíneas de calcio, en mg/l (julio, 1998)*

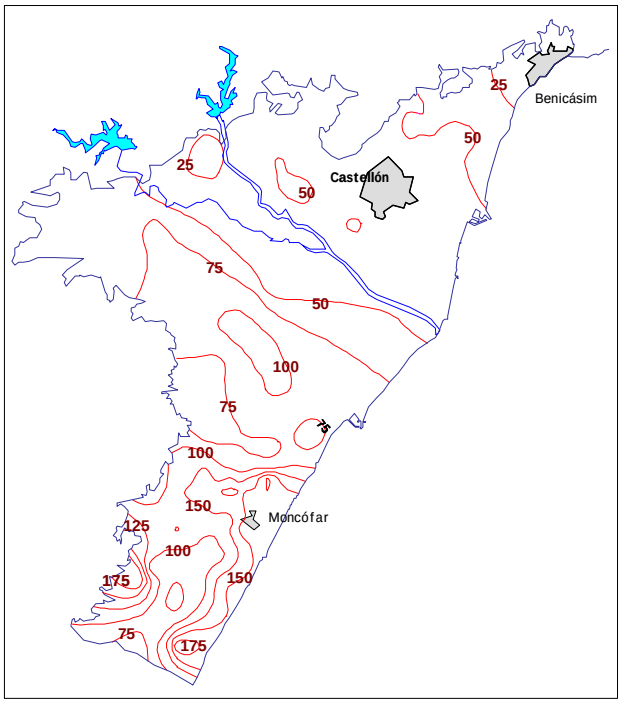


Figura 3.18. *Mapa de isolíneas de magnesio, en mg/l (julio, 1998)*

El *sodio* (figura 3.19) se encuentra en concentraciones coherentes con el grado de salinidad ya que es un ión aportado mayoritariamente por el agua de mar. Como se comentó anteriormente, está involucrado en procesos de cambio iónico con el calcio. Finalmente, el ión *potasio* (figura 3.20) se encuentra en bajas concentraciones y sólo en las áreas más afectadas por intrusión marina se alcanzan valores superiores a 10 mg/l.

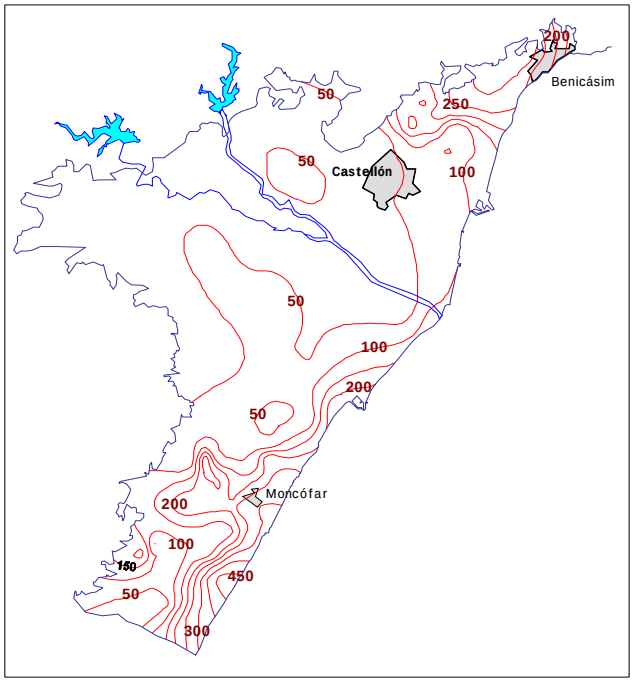


Figura 3.18. *Mapa de isolíneas de sodio, en mg/l (julio, 1998)*

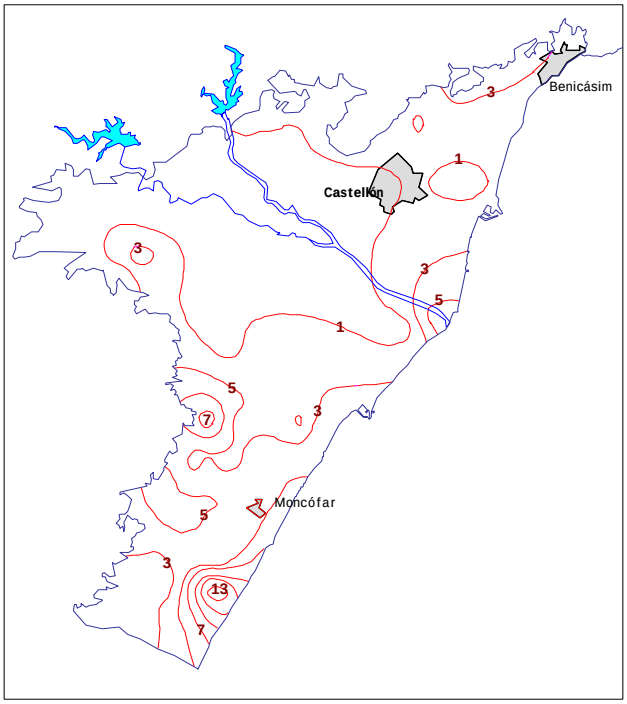


Figura 3.20. *Mapa de isolíneas de potasio, en mg/l (julio, 1998)*

3.6.6. Los metales pesados

La actividad industrial en la Plana de Castellón es muy intensa, sobre todo la del sector cerámico, con más de 400 industrias dedicadas a la fabricación de pavimentos y de esmaltes. Estas industrias se concentran básicamente en los alrededores de Onda, Alcora, Villarreal y Nules. En el área de Vall de Uxó se encuentran fábricas de curtidos y cartonajes, y en Castellón destacan la industria petroquímica y una refinería de petróleo.

El conjunto de la actividad industrial genera gran cantidad de residuos sólidos, líquidos y gaseosos. Los residuos gaseosos son emitidos a la atmósfera y pueden llegar a contaminar las aguas subterráneas, como se ha constatado en el caso del boro, utilizado como fundente en la fabricación de fritas y esmaltes cerámicos, cuya concentración en el agua de lluvia llega a alcanzar valores del orden de 5 $mg \cdot L^{-1}$ y son frecuentes las concentraciones superiores a 1 $mg \cdot L^{-1}$, que es el límite establecido de fitotoxicidad para el cultivo de cítricos.

Durante años, las aguas residuales industriales han sido inyectadas al acuífero mediante pozos penetrantes o se han vertido a cauces superficiales. Actualmente, una elevada proporción de estas aguas son depuradas en plantas de tratamiento antes de su eventual vertido o de su reutilización para riego. No existe un inventario fiable de la cantidad de vertidos líquidos ni de su composición, pero se trata de aguas que pueden contener muy altas concentraciones en boro y metales pesados.

Los residuos sólidos industriales y los lodos de las depuradoras se vierten en los vertederos de residuos sólidos urbanos, que están situados sobre el propio acuífero y que se gestionan de manera prácticamente incontrolada, de manera que los lixiviados generados pueden alcanzar el acuífero con cierta facilidad.

Sólo se tienen datos aislados sobre la presencia de microcontaminantes orgánicos en estos residuos y poco más se conoce sobre los contaminantes inorgánicos, de los que se espera que queden en buena parte retenidos en el suelo y zona no saturada. Sin embargo, se ha llegado a detectar la presencia de concentraciones apreciables de boro, mercurio, cromo y zinc que, al menos en parte, deben tener relación con estos vertidos.

Boro

El **boro** procede no sólo de las emisiones gaseosas sino también, y en mayor proporción, de los vertidos de aguas residuales industriales y del agua residual urbana utilizada para el riego de cítricos, en la que se encuentra en concentraciones medias de 1,2 $mg \cdot L^{-1}$. El boro, en forma bórica, tiene gran movilidad y apenas sufre procesos de adsorción o precipitación en el suelo y zona no saturada (Esteller, 1994). En la figura 3.21a se han marcado las zonas en que la concentración de boro es superior a 0,15 $mg \cdot L^{-1}$, y datos históricos ponen de manifiesto que su contenido aumenta lentamente.

Mercurio

Singular importancia tiene la contaminación por **mercurio** que recientemente ha sido detectada en la mitad meridional del acuífero (figura 3.21a). La concentración máxima establecida por el Reglamento Técnico Sanitario Español para aguas de consumo público es de 1 $\mu g \cdot L^{-1}$, y en el acuífero se encuentran concentraciones superiores 4 $\mu g \cdot L^{-1}$, afectando en algún caso a pozos de abastecimiento urbano. El mercurio se concentra esencialmente en el sector conocido como la Rambleta, en las cercanías de Vall de Uxó, pero también aparece en otros puntos del acuífero.

Se ha detectado la presencia de mercurio en las aguas residuales de alguna industria de cartonajes, que utilizan compuestos orgánicos mercuriados como fijadores, y en los lodos de la depuradora de Vall de Uxó. Este hecho podría justificar la presencia de mercurio en algún sector concreto del acuífero, incluida la Rambleta, en donde podrían llegar los lixiviados del vertedero de residuos sólidos, pero no puede justificar que también se encuentre en otros puntos muy alejados e incluso en algunas muestras de pozos situados en los acuíferos de borde, sin relación alguna con presuntos focos contaminantes, y en algún manantial. En un estudio detallado de potenciales focos de contaminación se ha determinado que el origen más probable del mercurio sean los vertidos industriales que se hacen al río Belcaire, a su paso por la población de Vall de Uxó, en donde existen numerosas industrias de curtidos. En las aguas del río Belcaire, casi exclusivamente activo a causa de los vertidos, y en los sedimentos del propio río, se han encontrado concentraciones muy elevadas de mercurio, así como de otros metales, esencialmente cromo, y zinc, cadmio y plomo; también se han encontrado altas concentraciones de boro (Morell et al., 1999).

Estas aguas residuales discurren por el cauce del río hasta que se infiltran por el propio lecho, en un sector cercano al área de la Rambleta, donde es bien conocida una situación de sobreexplotación local del acuífero, que origina fuertes depresiones del nivel piezométrico y el avance generalizado de la intrusión marina.

El estudio realizado pone de manifiesto que la yuxtaposición de las condiciones hidrodinámicas específicas y del notable grado de salinización, que podría favorecer la formación de complejos mercuriales, de muy distinta movilidad según las condiciones ambientales, pueden ser la causa de la migración del mercurio hasta el acuífero.

Zinc

El **zinc** es un elemento de cierta toxicidad que puede aparecer en los lixiviados de los residuos urbanos e industriales y consecuentemente alcanzar las aguas subterráneas, si bien puede interaccionar con el suelo mediante procesos de fisisorción, quimisorción, precipitación y/o complejación (Escrig y Morell, 1997). La figura 3.21b representa la distribución del Zn en el acuífero, de acuerdo a las isolíneas de 100, 500, 2000 y 5000 $\mu g \cdot L^{-1}$. Parece apreciarse que desde la Sierra de Espadán hay aportes de Zn al acuífero, que debe sufrir rápidos procesos de

adsorción (Escrig y Morell, 1998). Sólo en algún sector de la franja costera aparecen concentraciones significativas, probablemente relacionada con procesos de removilización. En el sector nororiental de la Plana aparecen concentraciones muy elevadas, que llegan a superar en algún punto los 5 $mg \cdot L^{-1}$. Aunque no hay estudios de detalle que puedan aportar información sobre las causas de estas elevadas concentraciones, sí merece la pena apuntar la casi perfecta coincidencia espacial con el área en donde hace décadas se riega con aguas residuales, a veces no suficientemente depuradas, en las cuales es conocida la presencia de elevadas concentraciones de cinc.

Cromo

En cuanto al **cromo**, el límite orientativo de calidad para las aguas de consumo humano en la legislación española está establecido para el cromo total en 50 $\mu g \cdot L^{-1}$. Sólo en un punto del acuífero se alcanza esta cifra, pero como puede verse en la figura 3.21b, en buena parte del sector meridional del acuífero y en un sector concreto del norte, se superan los 25 $\mu g \cdot L^{-1}$, cuya causa está sin duda relacionada con los vertidos procedentes de las fábricas de curtidos de las poblaciones de Vall d'Uxó, Nules y Moncófar. De hecho, en el río Belcaire se han detectado 18 $mg \cdot L^{-1}$ de cromo total.

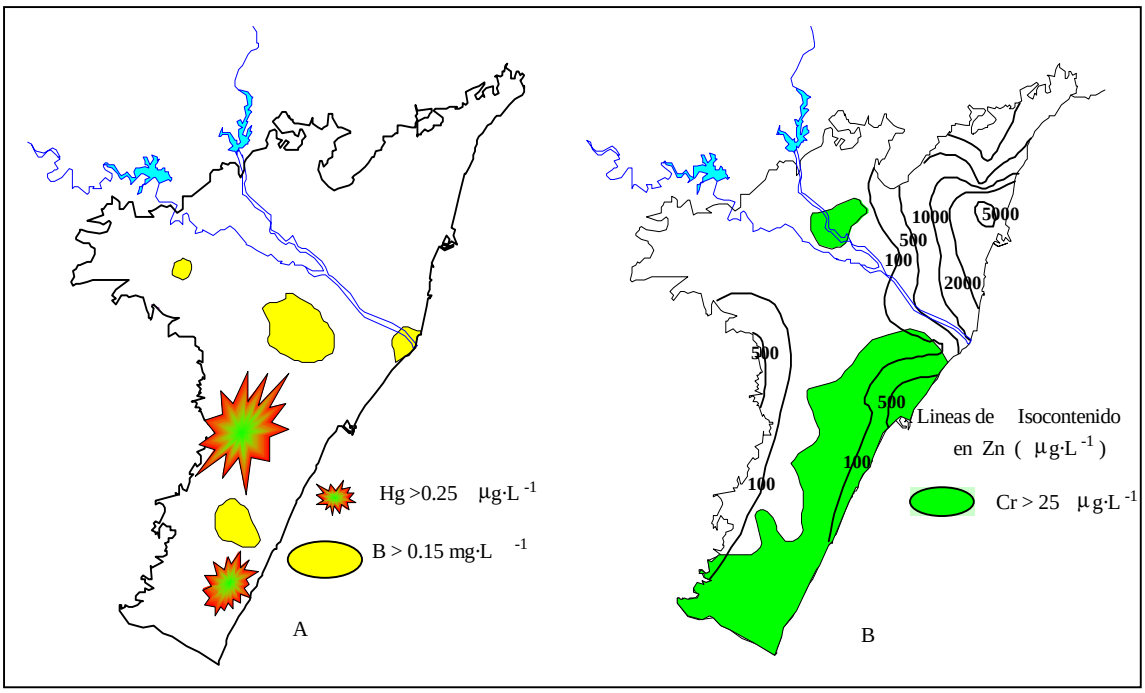


Figura 3.21. *Mapas de la distribución de la contaminación por metales pesados*

CAPITULO 4

ASPECTOS TEORICOS DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN

4.1. INTRODUCCION

Ya en la antigüedad se hicieron apreciaciones sobre el proceso de evapotranspiración; Aristóteles, en el siglo IV a. C., dijo que el viento influye más en la evaporación que el sol, y relacionó los principales mecanismos de la evaporación. Salomón, por su parte, intuyó que todas las aguas van al mar y, sin embargo, no lo llenan, con lo que estaba dando origen a la comprensión del ciclo del agua. Edmund Halley, ya en el siglo XVII se dedicó a observar que la evaporación del Mediterráneo era muy similar al aporte de los ríos a éste. Es a finales del s. XVIII, cuando Dalton (1806) inició los estudios modernos, con su teoría de que la evaporación era consecuencia de la combinación de la influencia del viento, el contenido de humedad atmosférica y las características de la superficie.

La evaporación se define como "el proceso físico por el cual un sólido o líquido pasa a estar en fase gaseosa." La evaporación del agua a la atmósfera ocurre a partir de superficies de agua libre como océanos, lagos y ríos, de zonas pantanosas, del suelo, y de la vegetación húmeda. La mayor parte del agua evaporada por las plantas es agua que ha pasado a través de la planta, absorbida por las raíces, pasando por los tejidos vasculares y saliendo por las hojas, a través de los estomas, aunque a veces también ocurre a través de la cutícula. Esta evaporación de agua a través de las plantas es la denominada transpiración. La transpiración está controlada por muchas variables (Jones, 1997) ya que depende de algunos aspectos dinámicos de la actividad de la planta:

- las diferentes especies vegetales pueden transpirar cantidades muy diferentes de agua en función de la naturaleza de las aberturas de evaporación que tienen las hojas, los denominados estomas, sobretodo por su tamaño, densidad y localización o exposición
- la estación del año, que determina si las plantas tienen hojas y por cuánto tiempo
- la hora del día, que altera el balance de la radiación, y los ritmos de fotosíntesis y crecimiento de la planta, y la actividad de los estomas. Por la noche la transpiración es del orden del 5-10% de la tasa de transpiración diurna
- el estado de crecimiento de la planta, dado que las plantas consumen mucha más agua en estado de crecimiento activo o periodos de construcción de biomasa, o cuando el sistema radicular ha alcanzado el máximo de expansión y eficiencia. Para ciertas especies vegetales el máximo de evapotranspiración tiene lugar cuando ha conseguido cubrir toda la superficie del suelo
- los factores meteorológicos también influyen en la apertura de los estomas, dándose la circunstancia de que con fuertes vientos, sobretodo si son cálidos, los estomas se cierran, como mecanismo para

no perder grandes cantidades de agua. Por el contrario, en casos de gran humedad ambiental, las plantas pueden seguir eliminando agua incluso en forma líquida para permitir el movimiento de la savia

- las propiedades del suelo, por supuesto, también condicionan la cantidad de agua disponible para la planta, siendo un factor limitante a tener en consideración, de manera que, en función de la litología, las plantas van a ser capaces de extraer más o menos cantidad del agua retenida por el suelo

La evaporación directa a partir el suelo (E_s) y la transpiración (T) tienen lugar de forma simultánea en la naturaleza, y no es fácil distinguir cuánto vapor de agua es producido por cada uno de los dos procesos. Por ello, se usa el término Evapotranspiración (ET) que engloba el proceso de transferencia de agua a la atmósfera tanto por acción de las plantas como por evaporación directa a partir del suelo. La cantidad de agua que se intercambia en el proceso de respiración de los animales es minúscula y no se tiene en consideración.

4.1.1. La evapotranspiración en el ciclo del agua

El agua tiene, entre sus propiedades, la peculiaridad de poder presentarse en fases sólida, líquida o vapor dentro del rango de temperaturas que tenemos en la superficie terrestre. Pero además, es posible encontrarlas coexistiendo. Es este paso de unas fases a otras el que nos interesa, y en particular el paso de líquido a vapor.

La energía necesaria para pasar de hielo a agua es de 0.34 $MJKg^{-1}$, mientras que para pasar de agua líquida a vapor son necesarias aproximadamente 2.45 $MJKg^{-1}$ a 20ºC. Esta cantidad de energía requerida para este paso se denomina Calor Latente de Vaporización (L).

La cantidad de agua disponible en la tierra para la vida terrestre es muy baja, apenas un 0.5% del total, y además, este agua forma parte de un ciclo que la mueve entre la atmósfera, los continentes y los océanos.

Debido al gran papel que juega el agua para la vida de las plantas y los animales, el agua en forma de vapor tiene una gran relevancia cualitativa dentro del ciclo del agua. El cambio de fase líquida a vapor del agua es el mayor mecanismo de redistribución de energía entre cualquier ecosistema y la atmósfera. La distribución actual de los seres vivos dentro de sus actuales ecosistemas, a excepción del hombre, es una consecuencia de la adaptación de estas especies a las condiciones microclimáticas. Las especies vegetales, que son la base de toda cadena trófica y, por tanto, el primer condicionante de un ecosistema, son adaptaciones a estas condiciones microclimáticas, pero su presencia permite conservar el microclima por la transferencia de calor y agua en el proceso de respiración.

Por último, hay que considerar la posible influencia del cambio climático sobre la evapotranspiración, ya que no sólo el aumento de la temperatura media va a influir en el intercambio de agua, sino también la posible mayor radiación, por la disminución de la capa de ozono, que incide sobre la superficie terrestre. Además, estos cambios de temperatura provocarán cambios de presión que modificaran el régimen de vientos y tendrán influencias imprevisibles en la respuesta de los cultivos, sin olvidar el posible cambio de la temporada de lluvias sobre la que está basada todo cálculo de necesidades hídricas y recursos disponibles para los sistemas agrícolas actuales, muy sensibles a cualquier anomalía dentro de este ciclo.

4.1.2. El agua en las plantas y el suelo

La evapotranspiración depende fundamentalmente de las plantas y del contenido de agua en el suelo. El crecimiento de las plantas y la productividad están directamente relacionadas con la disponibilidad de agua; sin embargo, sólo el 1% de agua que toman las plantas es realmente destinado a su actividad metabólica. El agua es la materia prima en la fijación fotosintética del CO_2 por la que se forman los azúcares. Es el medio por el que los constituyentes de las células de los vegetales se transportan o se mueven. La mayoría de las reacciones bioquímicas de las plantas requieren que el citoplasma esté hidratado. Para que una planta esté vigorosa es necesario una adecuada presión hidráulica en las hojas, junto a un buen aporte de agua; sin embargo, la mayor parte del agua utilizada por la planta, pasa a través de ella y es vaporizada en el aire.

Por tanto, las plantas requieren grandes cantidades de agua; por ejemplo, para producir 1 Kg de trigo se necesitan 1000 kg de agua (Krogman y Hobbs, 1976). Una planta en crecimiento usa diariamente de 5 a 10 veces la cantidad de agua que es capaz de retener. Probablemente, el efecto biofísico más importante de la transpiración es el de la regulación térmica por enfriamiento de la superficie de transpiración. Debido a que el proceso de vaporización consume cantidades considerables de energía es un mecanismo muy eficiente de disipación de calor. Una reducción de la transpiración en las plantas puede fácilmente aumentar la temperatura de la planta unos 2 ó 3 ºC, con incrementos máximos, en condiciones extremas que pueden alcanzar aumentos de hasta 10ºC. Poljakoff-Mayber y Gale (1972) y Blad et al. (1981) midieron diferencias de temperatura en cultivos de maíz bien regados y con estrés de hasta 12 ºC.

Aunque las condiciones meteorológicas locales o las características del suelo pueden limitar la productividad de un cultivo, se puede afirmar con seguridad que la disponibilidad de agua es el factor limitante más crítico para la supervivencia, desarrollo y productividad final de la planta. El rendimiento de un cultivo está directamente relacionado con la disponibilidad de agua en el suelo a lo largo de la estación de crecimiento. Son muchos los estudios que

confirman esto, algunos de los más interesantes son los de Wit (1958) que fue el primero en hacer una aproximación analítica entre la utilización de agua y productividad:

$$Y/T = m/E_o$$

donde **Y** es la materia seca total, **T** es la transpiración total durante la estación de crecimiento, m es una constante que viene dada para cada especie vegetal, y E_0 es la evaporación estacional media medida en una superficie libre de agua. Esta expresión es válida para climas cálidos, mientras que para climas húmedos es más correcta la expresión:

$$Y/T = n$$

siendo **n** una constante.

Bierhuizen y Slatyer (1965) propusieron una variación a la fórmula de Wit para climas húmedos, por diferencias en déficit de presión de vapor en los diferentes climas:

$$Y/T = k_1(e_s - e_a)$$

donde $\mathbf{k_1}$ es una constante y $\mathbf{e_s - e_a}$ es el déficit de presión de vapor del aire. Esto fue usado por Tanner (1981), mostrando que la variación año tras año en el rendimiento de un cultivo de patatas en función de la evapotranspiración era corregida si se dividía ésta por la diferencia de presión de vapor. Dale y Shaw (1965) encontraron que el rendimiento de maíz en Iowa estaba directamente relacionado con el número de días en que la planta había estado libre de estrés hídrico. Musick et al. (1976) mostraron que con un descenso de 1.2 m del agua en un suelo arcilloso-limoso típico de Texas, se estimó una variabilidad entre el 57 y 99% de la productividad del haba, trigo y soja. El grado en que se reduce la productividad en función del estado de crecimiento en que se produzca el estrés hídrico es estudiado para la soja en Howell y Hiler (1975), para el maíz en Gadner et al. (1981) y para el trigo en Choudhury y Kumar (1980). En general, se muestra que el rendimiento disminuye de forma más acusada cuando el estrés hídrico se produce después del periodo de crecimiento vegetativo.

En un interesante estudio sobre las relaciones entre productividad y transpiración, Blanchet et al. (1977) vieron que el rendimiento del grano y la producción de materia seca en 13 cultivos de soja estaban directamente relacionados con la cantidad de agua consumida. Retta y Hanks (1980) encontraron resultados similares para maíz y alfalfa, y mostraron que la relación específica entre ET y la producción de materia seca o rendimiento estaba influenciada por la elección del cultivo.

Las plantas expuestas a una humedad relativa cercana al 100% muestran una reducción en el crecimiento, lo cual ha sido interpretado como que el transporte de los nutrientes en la planta se interrumpe cuando cesa la transpiración, por lo que la transpiración está involucrada en el transporte de

los nutrientes desde el suelo a través del tejido vegetal, donde los nutrientes entran en los procesos de fotosíntesis. El agua que contiene nutrientes disueltos es absorbida por las raíces y se mueven por la planta, en el sentido que lo hace el agua, hasta que ésta es finalmente transpirada. Por tanto, no es de extrañar que haya relación entre la concentración de fertilizantes, la tasa de transpiración, y el rendimiento del cultivo (Slutler et al., 1981). Por su parte, el movimiento de las sales del suelo está en función de la demanda evaporativa. Sinha y Singh (1974), por ejemplo, encontraron que la concentración de sales en torno a las raíces de maíz aumentaban con la tasa de evaporación.

El riego es otro gran aspecto que se debe tener en cuenta en la transpiración. Los regadíos suponen un elevado grado de estabilidad en la producción de alimentos en gran parte de países. La capacidad de realizar una buena estimación de la evapotranspiración, y la determinación, con estas estimaciones, del estado de humedad del suelo para adecuar los riegos es de gran importancia a la hora de tener un sistema efectivo de riegos; más aun cuando se localizan en regiones templadas o áridas con escasez de recursos.

Un déficit de riego, o una mala distribución del agua, provoca una disminución de los rendimientos máximos del cultivo, pero también un riego excesivo plantea serios problemas. La mayoría de los agricultores tienden a regar con más agua de la necesaria (no son raros excesos del 50 ó 100%). Este exceso de riego consume energía, degrada la calidad del suelo y provocan la percolación de los nutrientes existentes en el suelo esenciales para la planta (Coelho y Or, 1999), reduciendo la productividad del cultivo (Rosenberg et al., 1983) y la consiguiente contaminación de las aguas subterráneas inducida por las malas prácticas agrícolas de sobrefertilización y el exceso de riego que arrastra los fertilizantes más solubles hacia el acuífero.

Por tanto, los riegos deben de estar bien controlados y realizarse de forma racional para cada campo en función de ciertos condicionantes: tipo de suelo, capacidad de retención de la humedad, contenido de humedad del suelo, tipo de cultivo, estado del desarrollo y requerimiento hídrico en cada estado de la planta, características del sistema de riego y la eficiencia, así como la ET acumulada desde el último evento de riego o lluvia. Estos conocimientos permiten conocer cuando se debe comenzar el riego y cuanta agua se ha de aplicar para recargar la zona radicular. El riego debe planificarse lo suficientemente pronto para evitar daños al cultivo y debe aplicarse lo más tarde posible para permitir una eficiencia máxima del riego. En general, es mejor tener una planificación de los riegos que maximice el tiempo entre riegos sucesivos para aprovechar al máximo el uso de la recarga natural por precipitaciones (Cull et al., 1981).

4.2. ASPECTOS TEÓRICOS DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN

4.2.1 Introducción

La evapotranspiración (ET), como se ha comentado anteriormente, engloba un conjunto de procesos que tienen lugar en la transferencia de agua desde la superficie terrestre a la atmósfera. Desde las primeras definiciones, este concepto ha sido vinculado a una expresión matemática que intenta expresar de forma sintética todos los procesos que influyen en esa transferencia de masa y energía.

En la primera definición de Dalton (1806), la evapotranspiración se expresaba mediante una sencilla ecuación que vinculaba la ET a una diferencia de presión de vapor entre la superficie y una altura superior a ésta, con una constante de proporcionalidad que venía determinada para una cierta calma de vientos. Por ello, pese a ser una definición sencilla, ya implicaba unas ciertas condiciones aerodinámicas.

En 1948, Thornthwaite por un lado y Penman, por otro, definieron el concepto de evapotranspiración potencial (ETp), que expresaba de forma más exacta la transferencia de agua entre esas superficies, como veremos posteriormente. Después de varias décadas, Doorembos y Pruitt (1975 y 1977) expresaron una nueva definición de la evapotranspiración, que fue la Evapotranspiración de referencia (ETo). Allen (1994) da una nueva definición de la evapotranspiración de referencia y expone los nuevos objetivos a cubrir en las líneas de investigación de la evapotranspiración. En todos los casos se desarrollan modelos y expresiones matemáticas de una evapotranspiración que difiere de la evapotranspiración real (ETR) que ocurre en una región; estas diferencias se deben, sobre todo, a la disponibilidad de agua en las superficies.

En la definición de Dalton (1806)

$$E_0 = C(e_0 - e_a)$$

C es una constante empírica que implica una cierta calma de vientos, $\mathbf{e_o}$ es la presión de vapor en superficie, y $\mathbf{e_a}$ es presión de vapor real a una altura superior a la superficie. Este método, aparentemente fácil de aplicar teóricamente, no lo es desde el punto de vista práctico por el hecho de que es muy difícil determinar el valor de e_o, y sólo en el caso de superficie libres de agua es posible asumir un valor aproximado.

Thornthwaite (1948) introdujo en la ecuación la influencia de la temperatura y la insolación, pero no considera el tipo de superficie. Penman (1948) fue el primero en desarrollar un método combinado que consideraba tanto las fuentes de energía debidas a la radiación como el transporte turbulento del vapor de agua a partir de una superficie, pero no tenía en cuenta el tipo de superficie. Hay que recordar que la evapotranspiración abarca tanto la evaporación como la transpiración, y que precisamente la transpiración depende sólo del tipo de cubierta vegetal que tengamos, por lo

que los métodos de Thornthwaite y Penman desestiman los procesos de transpiración.

En el método de Penman-Monteith (1963) se distingue ya una resistencia del cultivo, denominada resistencia estomática, y una resistencia aerodinámica que corresponde a las condiciones aerodinámicas de la superficie para la transferencia del agua entre el aire y la superficie. La resistencia estomática es debida a la respuesta de los estomas, que son los orificios por donde sale el vapor de agua de las hojas de las plantas, y que responden a procesos fisiológicos como la regulación térmica, principalmente, y mantienen el flujo de agua en el interior de la planta, que es el único mecanismo de entrada de nutrientes del suelo a través de las raíces.

Tras la definición de Penman-Monteith, conocida también como el método de Penman modificado, surgieron diversas modificaciones, basadas en definir esas resistencias estomática y aerodinámica, que se suelen agrupar en un único término conocido como coeficiente de cultivo. La mayoría de las investigaciones han tratado de definir las variables aerodinámicas para diferentes superficies de cultivos. Ya en esta década se ha visto la gran dificultad de definir coeficientes de cultivo que sean aplicables a cualquier zona del planeta, debido, sobretodo, a la dificultad de obtener datos meteorológicos suficientes para definir bien esas condiciones aerodinámicas, así como la dificultad de tener una misma especie de referencia, cuyas características de superficie sean aplicables en otras regiones.

Allen et al. (1994) proponen como criterio unificador suponer un cultivo hipotético de referencia, con unas condiciones aerodinámicas fijas y tener así el valor de la evapotranspiración de referencia, que será comparable a cualquier otro estudio, y tomar los datos meteorológicos a 2 metros de altura de la superficie.

4.2.2. Factores que influyen en la evapotranspiración

4.2.2.1.Disponibilidad de agua

Mientras exista agua disponible, la evapotranspiración tendrá lugar a la mayor cuantía posible, dependiendo sólo de la cantidad de energía disponible y del control ejercido por la vegetación, si es que la hay. Cuando el suelo está seco o cuando la cantidad de agua en el suelo empieza a disminuir, la tasa de evapotranspiración irá disminuyendo. Por tanto la cantidad de agua en la superficie del suelo, y la contenida en la zona radicular, sobretodo, es muy importante en los procesos de evapotranspiración.

Evaporación desde el suelo

La evaporación desde el suelo es comparable a la evaporación desde una superficie libre de agua, al menos mientras el suelo esté húmedo y no esté

ensombrecido por las plantas o por la materia muerta o estiércoles (Adams et al., 1976). La evaporación del agua en el suelo (E_s) se diferencia en tres estados (Rosenberg et al., 1983): el primero tiene lugar cuando el suelo está húmedo en superficie, y se denomina primer estado de desecación; el segundo estado de desecación comienza cuando la superficie del suelo empieza a estar visiblemente seca; esto ocurre generalmente entre el primer y quinto día después de un riego o lluvia. Durante los primeros momentos del segundo estado de desecación la evaporación está controlada por las propiedades hidráulicas, las cuales determinan la velocidad a la cual el agua se mueve desde el suelo hacia la superficie del mismo. Después, la mayor parte del agua evaporada del suelo lo hace en forma de vapor. Durante el segundo estado de desecación del suelo, E_s disminuye aproximadamente a la raíz cuadrada del tiempo transcurrido (Ritchie, 1972; Gardner, 1974). El segundo estado de desecación tiene lugar hasta que las fuerzas de retención capilar ejercen el control del agua a evaporar, en ese momento comienza el tercer estado de desecación del suelo (Lemon, 1956; Idso et al., 1974). Durante este tercer estado la evaporación consume menos del 5% de la energía consumida en la superficie del suelo (Masee y Cary, 1978).

Estas fases se describen en el método de Ritchie aplicado a climas áridos en varios estudios experimentales, y se ha visto la gran importancia que tiene la diferenciación de las mismas, sobre todo la descripción de la fase I, ya que en ésta se produce la evaporación directa del suelo a una tasa equivalente a la evapotranspiración potencial. Se ha comprobado en regiones como Kenia o Nigeria, con precipitaciones medias anuales de 780 y 2000 mm respectivamente, que la fase I de la evapotranspiración puede suponer más de un 25% de la precipitación (Wallace et al., 1999). Además, en años más secos, con precipitaciones inferiores a los 500 mm, se observa que la relación E_s/P es mucho mayor (Wallace y Holwill. 1997).

El agua para las plantas

La cantidad de agua evaporada a partir del suelo en forma de evaporación respecto a la evapotranspiración decrece conforme aumenta la cubierta vegetal. Así, con el aumento de la cubierta vegetal la relación ET_r/ET_p depende sólo del estado de humedad del suelo y de la capacidad de las plantas para extraerla. Cuando la disponibilidad de agua en el suelo disminuye, la transpiración de las plantas es menor, aunque hay casos en que la transpiración decrece pese a tener suficiente agua, como ocurre normalmente al mediodía bajo una radiación elevada y un gran calor ambiental, ya que, pese a tener agua disponible, las plantas no son capaces de extraer el agua a la velocidad que demanda la atmósfera (Lang y Gardner, 1970). Cuando esto ocurre, aumenta la resistencia de los estomas, disminuyendo la evapotranspiración, como ya hemos comentado anteriormente.

En zonas con buena disponibilidad de agua, las características de la precipitación no son un factor de restricción para la evapotranspiración. Sin embargo, en regiones donde las lluvias sean el único aporte hídrico para la agricultura, las plantas no siempre van a tener una buena disponibilidad de agua. Esto puede ocurrir en la agricultura de regadío cuando, intencionadamente o de forma inesperada, los recursos hídricos empiezan a ser limitados, en cuyo caso es mejor tener mayor producción por cantidad de agua utilizada que no por superficie cultivada. Rosenberg et al., (1983) afirman que algunas estrategias de riego, en ciertos estados de crecimiento del cultivo, deben estar dominadas por una mayor productividad y no por el riego y que cuando hay escasez de agua, los mejores resultados, y los más económicos, se obtienen repartiendo el agua por la mayor superficie posible y no regando intensivamente una pequeña parte.

Marlatt et al., (1961) y otros autores observaron que con una disminución del contenido de agua en el suelo, la tasa de evapotranspiración se reducía por debajo del potencial. Van Bavel (1967) constató que la transpiración en cultivos de alfalfa empezaba a disminuir cuando el potencial del agua en el suelo llegaba a los -0.4 MPa, y cita otros trabajos donde este punto de inflexión se alcanza a los -0.02 MPa para el maíz y de -1.0 MPa para cultivos de algodón.

Ritchie et al. (1972) y Ritchie y Jordan (1972) mostraron que la ET de la soja y el algodón estaba condicionada por el contenido de humedad del suelo después de que se alcanzara un nivel crítico de extracción de agua. Antes de que se alcance ese contenido crítico de humedad, la relación entre flujo de calor latente ***LE*** (producto ente el calor latente de vaporización ***L*** y el flujo de vapor de agua ***E***) y la radiación neta ***Rn***, es próxima a la unidad. A partir de este momento esta relación disminuye rápidamente hasta que la ET prácticamente cesa. Un caso muy parecido se produce en trigo y haba (Figura 4.1), según Meyer y Green (1981).

Debido al ascenso capilar del agua por el suelo, las plantas son capaces de extraer agua desde niveles inferiores a la zona radicular. Reicosky et al. (1977) observaron en un periodo de sequía que el flujo ascendente de agua inferior a la zona radicular suponía un 34% del total de agua evapotranspirada para un cultivo de soja. Aunque, generalmente, este ascenso por capilaridad es muy pequeño, es suficiente para mantener vivos los cultivos hasta que llegan las lluvias.

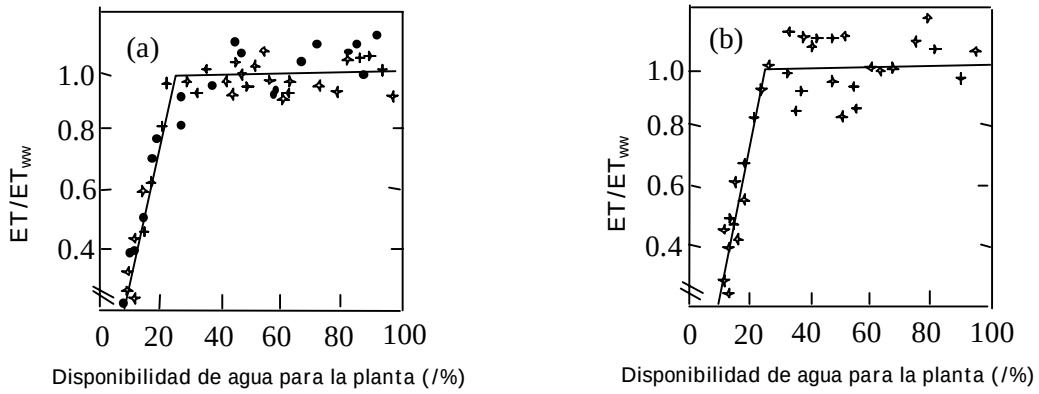


Figura 4.1. *Relación de la evapotranspiración real con respecto de la evapotranspiración potencial supuesta (Well watered ET), ET/ET_{ww} y la disponibilidad de agua en el suelo. Para (a) trigo y para (b) haba, tomado de Meyer y Green, (1981)*

Rocío y agua interceptada

Además del agua suministrada por el suelo, se ha de tener en consideración la denominada precipitación oculta, proveniente del rocío matutino, y el agua interceptada por las plantas procedente tanto de las lluvias como las procedentes de los riegos. La contribución del rocío como fuente de agua para la evapotranspiración se debe de tomar en consideración dependiendo de las condiciones climáticas y el tipo de vegetación.

El agua interceptada se evapora a tasas de evaporación similares a la evapotranspiración potencial, de manera que puede suponer un notable incremento de la evapotranspiración. Además, el agua interceptada constituye una cantidad de la precipitación que no alcanza la superficie del suelo que se evapora durante la lluvia, de modo que algunos autores han estimado que para un cultivo de árboles, la interceptación del agua en el árbol puede ser aproximadamente de 1 mm (Teklehaimanot y Jarvis, 1991) y el agua evaporada desde el cultivo durante la lluvia puede ser del mismo orden, por lo cual las pérdidas vienen a ser de unos 2 mm por tormenta (Gash et al., 1995).

Steward (1977) encontró que para un mismo nivel de radiación, la media de evaporación, considerando el agua interceptada, era 3 veces superior que la media en un bosque de pinos. McNaughton y Black (1973) observaron que para un bosque de abetos la ET era un 20% superior si se consideraba el agua interceptada. Fritschen et al. (1977) y Gash y Stewart (1977) midieron que del 25 al 40% de la evapotranspiración estacional en bosques de coníferas provenía del agua interceptada. Sin embargo, el total de agua interceptada no supone un gran error en el cálculo de la evaporación, y Wallace et al., (1999), aplicando el modelo de Ritchie, observaron que el valor total de la evaporación del suelo (Es) sólo varía un 4% con un incremento del 50% en el agua interceptada.

Por tanto, en la mayoría de bosques el agua interceptada o procedente del rocío supone un gran aporte a la evapotranspiración. Pero, por el contrario, hemos de decir que la presencia de agua libre en la superficie de las hojas reduce la evapotranspiración y, por tanto, ayuda a conservar la humedad del suelo. Además, la captación de agua por las plantas en la noche que provoca la condensación en su superficie, y que está muy bien estudiada en coníferas de la costa oeste de los Estados Unidos, supone grandes cantidades de agua aportadas a lo largo del año, pero que en cultivos como alfalfa o en césped o cualquier otro cultivo bajo con gran índice foliar suponen cantidades muy considerables, pese a estar poco documentadas en la literatura (Dunne y Leopold, 1995).

4.2.2.2. Factores fisiológicos

Resistencia de la planta al flujo de agua

Para que las plantas transpiraran a la tasa de la ET_p se requeriría que actuaran de forma pasiva, consumiendo agua continuamente desde las raíces hasta el aire. Penman y Schofield (1951) reconocieron que asumir esta simplificación no respondía a todas las situaciones, e intentaron ajustarla a la influencia de los estomas en la transpiración. Comprender totalmente de qué manera afectan los estomas a la evapotranspiración ha supuesto un enorme esfuerzo. Hansen (1974), por ejemplo, mostró que la transpiración en el centeno en Italia, en función de la resistencia de los estomas, es una función hiperbólica, mientras que si se consideraba la conductancia de los estomas era una recta.

La resistencia estomática (r_s) está afectada por muchas condiciones ambientales incluyendo la temperatura de la hoja, luz, potencial del agua en la hoja y, probablemente, déficit de presión del vapor. La luz, y en particular la radiación activa fotosintética (PAR), tiene un notable efecto sobre la resistencia estomática (r_s) con densidades de flujo de luz visible inferiores a 200 Wm^{-2}; por encima de este valor, la (r_s) disminuye muy lentamente aumentando la irradiación. Teare y Kanemasu (1972) encontraron otra dificultad, y es que la resistencia estomática no es uniforme en cultivos de soja y haba. Generalmente la r_s es mayor en la parte inferior del cultivo. La posición de mínima resistencia varía en el cultivo con la hora del día. Esto tiene su justificación, al menos en parte, por la influencia de los diferentes regímenes de luz que existen dentro de la planta a lo largo del día por el movimiento del sol. Las diferencias por especies a la resistencia al transporte por difusión del vapor de agua son considerables. La alfalfa, el césped y el haba ejercen una baja resistencia del cultivo a la evapotranspiración cuando están bien dotados de agua (van Bavel et al., 1962; van Bavel, 1967; van Bavel y Ehrler, 1968; Blad y Rosenberg, 1974a,b); sin embargo, la soja consume menos agua que el haba, quizás debido a su mayor resistencia estomática

(Teare et al., 1973). Igualmente se ha demostrado la influencia de los estomas en otro tipo de cultivos, como el del naranjo (van Bavel et al., 1967).

Cuando la cantidad de agua que toma la planta es incapaz de igualar a la cantidad de agua que sale por los estomas, estos se cierran total o parcialmente, aumentando por tanto la resistencia estomática. La respuesta específica de los estomas al estrés hídrico está condicionada por la historia previa de la planta, es decir, si la planta ha estado siempre bien abastecida de agua o si ha sufrido periodos de estrés hídrico. La respuesta estomática al estrés hídrico aparece como un cambio a lo largo de todo el ciclo de la vida de la planta.

Por tanto, tras lo comentado previamente, parece que las plantas raramente tienen un comportamiento como si fueran una mecha, tal y como se supone en teoría. La resistencia interna de la planta, tanto si está originada en el contacto de las raíces con el suelo, en los tejidos en contacto con el agua, en las estructuras que transportan agua, en el mesófilo, en las células que contienen los estomas, o en la cutícula, ejercen una influencia considerable en los procesos de transpiración. Lee (1967) propuso un mayor peso en los procesos estomáticos para la evapotranspiración e incluso dentro del ciclo del agua de la tierra.

Normalmente los estomas se distribuyen en las plantas de forma indistinta tanto en el haz como en el envés de las hojas, aunque en algunas plantas sólo se encuentran estomas en sólo una cara (hipoestomáticas), mientras que otras tienen igual número de estomas en las dos caras (anfiestomáticas). Para determinar la resistencia estomática efectiva por hoja, las resistencias estomáticas adaxiales (r_{st}) en el anverso, y las abaxiales, en la parte inferior de la hoja (r_{sb}), se consideran como si estuvieran conectadas en paralelo. Cuando el número de estomas es diferente a ambos lados de la hoja, la resistencia estomática efectiva se expresa como: $r_s = \frac{r_{sb} r_{st}}{r_{sb} + r_{st}}$ Para hojas anfiestomáticas la expresión es: $r_s = \frac{r_{sb}}{2} = \frac{r_{st}}{2}$ y para las hipoestomáticas la resistencia estomática será la misma que la abaxial o que la adaxial.

Con estos cálculos se pretende determinar la resistencia total del cultivo. Hay varios procedimientos que promedian los valores de cada hoja para calcular el valor medio de la resistencia del cultivo $\boldsymbol{r_c}$ (Black et al., 1970; Brun et al., 1973; Szeicz et al., 1973). En unos casos, la resistencia del cultivo se calcula con los valores principales de resistencia estomática de todas las hojas, mientras que en otros casos se consideran las resistencias estomáticas de varias capas de hojas consideradas como resistencias en paralelo. La mejor forma de estimar la resistencia del cultivo es considerar las hojas que están expuestas al sol y las que están en sombra por separado, y calcular el valor de la resistencia del cultivo ponderado por el índice de área foliar (Norman, 1982).

Dado que es un tanto dificultoso y laborioso realizar este cálculo de la resistencia del cultivo a partir de las resistencias estomáticas, es mucho más fácil hacerlo a partir de otras variables. Verma y Rosenberg (1977) expresaron la r_s en función de la R_n. Esta simplificación es sólo aplicable en cultivos donde hay un buen aporte hídrico. Callyer y Woodhead (1981) encontraron la relación entre r_s la R_n y el déficit de presión del vapor. Singh and Szeicz (1980) desarrollaron una ecuación para calcular la resistencia de todo el cultivo en función de la radiación solar y el contenido de humedad del suelo.

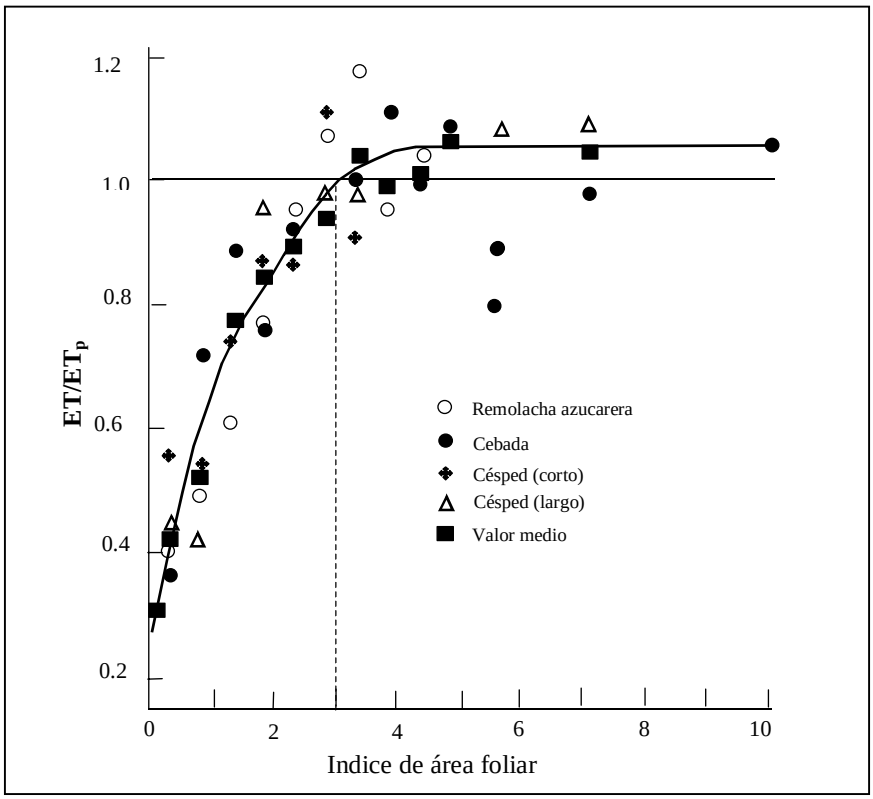
La resistencia cuticular es mucho mayor que la resistencia estomática cuando los estomas están abiertos, por lo que la transpiración cuticular es un componente despreciable en el conjunto de la evapotranspiración. Sin embargo, en condiciones de sequía, que provocan el cierre de los estomas y la práctica supresión de la transpiración estomática, la transpiración cuticular se convierte en el principal factor de la economía hídrica de la planta (Guardiola y García, 1990).

Influencia de la cubierta del cultivo

Los cultivos en filas normalmente no cubren el suelo totalmente, excepto en estados muy desarrollados de su crecimiento, y los cultivos dispersos, como la alfalfa, no ensombrecen completamente el suelo durante algún tiempo después de siegas periódicas. Se sabe que el consumo de agua aumenta conforme aumenta el área foliar, incluso cuando la cubierta foliar ha crecido tanto que se ha llegado a tapar todo el suelo. Antes de que el cultivo consiga cerrar totalmente el suelo, la dirección de las filas influyen en la evapotranspiración. Hicks (1973) observó la presencia de remolinos de viento en viñedos en dos etapas del crecimiento, y determinó un aumento de la evapotranspiración conforme pasaba el aire a lo largo de las filas de las vides.

El Nadi (1974) vio cómo la relación entre la evapotranspiración y la evaporación en tanque aumentaba para cultivos de algodón conforme las plantas crecían hasta cubrir las filas. Kristensen (1974) obtuvo experimentalmente que la relación ET/ET_p era próxima a la unidad para un índice de área foliar de 3 para la cebada, remolacha azucarera y césped (figura 4.2).

Figura 4.2. *Relación entre la evapotranspiración real y la potencial en función del*



índice de área foliar para varios cultivos (tomado de Kristensen, 1974)

El área foliar o cantidad de suelo cubierto determina la proporción de evaporación directa desde el suelo respecto a la evapotranspiración total. Brun et al. (1972) determinaron que la proporción de agua eliminada por transpiración para cultivos de habas y soja estaba estrechamente ligada al índice de área foliar (LAI). La transpiración es de un 50 % del total de la ET con un LAI de 2, mientras que aumenta hasta el 95% con un LAI de 4. La sombra provocada por las hojas parece ser el factor que controla esta relación. Menos obvia, aunque importante, es la rugosidad del cultivo, como consecuencia de los cambios en los parámetros aerodinámicos.

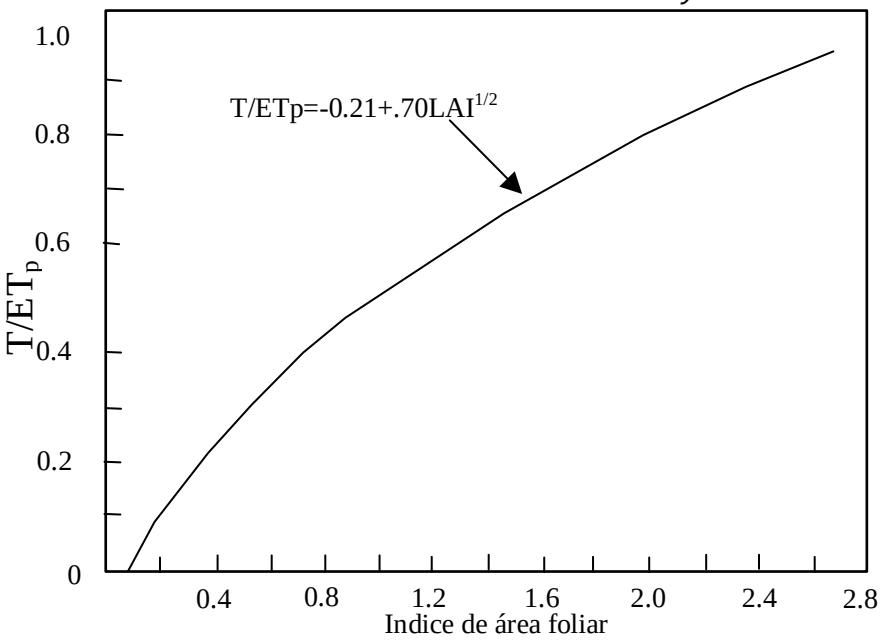
Ritchie y Burnett (1971) relacionaron la transpiración con la ET_p en función del índice de área foliar de la siguiente manera:

$$T = ET_p\left(-0.21 + 0.70LAI^{1/2}\right) \text{ cuando } 0.1 \leq \text{LAI} \leq 2.7$$

Hay dos razones por las que esta relación no es lineal (figura 4.3); la primera es por la menor competición por la radiación solar cuando la planta es pequeña, y la segunda es una mayor incidencia de la radiación neta a la superficie de suelo seco entre las filas de cultivos, aumentando la temperatura del cultivo, y consecuentemente la transpiración. Conforme crece el cultivo este último efecto, sobretodo, pierde importancia.

Parece ser generalizado el hecho de que la transpiración de la mayor parte de cultivos mesofíticos, cuando disponen de agua suficiente, aumenta con el tamaño de la hoja hasta alcanzar un índice de área foliar de 3. Esta relación, sin embargo, no es válida para terófitas. Gindel (1971) mostró, por ejemplo, que tres especies de eucaliptus, que fueron estresadas hídricamente, transpiraron rápidamente cuando dispusieron de agua como lo hicieron otros árboles que no habían sufrido previamente estrés. Esto fue válido incluso cuando los árboles que habían sido estresados, tenían un 30-40% menos de superficie foliar. Este trabajo sugiere que el control biológico puede ser muy importante cuando las plantas crecen bajo condiciones climáticas extremas.

Figura 4.3. *Relación entre la transpiración con respecto a la evapotranspiración potencial en función del índice de área foliar cuando no hay limitación de agua en el*



suelo. Tomado de Ritchie y Burnett (1971)

Influencia de la altura de la planta

En general, cuanto más alta es la planta mayor resistencia aerodinámica tiene, y mayor energía es capaz de extraer del entorno, especialmente en regiones con elevado calor regional advectivo. El consumo de agua por parte de la vegetación freatofita tiene gran importancia, especialmente en regiones áridas.

Influencia de la morfología de la planta

El tipo de hoja influye en la transpiración; así, en igualdad de condiciones, las hojas anchas transpiran mucho más que las hojas aciculares. El tamaño también influye, de manera que las hojas alargadas transpiran más que las hojas cortas, ya que tienen más dificultad en transmitir el calor por convección, y la energía es consumida transpirando más.

Las hojas pueden recubrirse de ceras u otros materiales que actúan como una barrera de vapor reduciendo la pérdida de agua a través de la superficie de la planta. Este tipo de plantas es frecuente encontrarlas en las regiones áridas del planeta. Incluso en zonas muy áridas encontramos plantas (como los cáctus) que sólo abren sus estomas por la noche, y la entrada de CO_2 para la fotosíntesis tiene lugar cuando la demanda de vapor de agua es mínima. Otras características morfológicas como pubescencia, color, forma de la hoja, presencia de pinchos y otras estructuras especializadas pueden influir en la cantidad de agua usada por la planta.

4.2.2.3. Condiciones meteorológicas

Las condiciones meteorológicas desempeñan un gran papel en la determinación de la tasa de evapotranspiración, y a su vez la evapotranspiración tiene un gran peso en la caracterización del clima (Shukla y Mintz, 1982). El agua para la evapotranspiración proviene de la precipitación y los riegos, y el vapor de agua es extraído del cultivo hacia el aire. La gran cantidad de energía consumida por el proceso de evapotranspiración procede fundamentalmente de dos fuentes: la radiación y la energía del aire cuando está más caliente que el cultivo. Ambas fuentes de energía tienen su origen en la radiación solar. El balance energético se puede resumir de la siguiente manera:

$$R_n + H + S + LE + PS + M = 0$$

donde R_n es la radiación neta, H es el flujo de calor sensible, S el flujo de calor del suelo, LE el flujo de calor latente, y PS el intercambio energético durante la fotosíntesis y M representa los intercambios de energía para el metabolismo de la planta.

El calor latente es el mayor consumidor de energía cuando hay disponibilidad de agua y la R_n la mayor fuente de energía, excepto en casos especiales cuando H es la principal fuente.

La Radiación Neta (R_n)

Está claramente demostrado que la radiación neta es la principal fuente de energía para la evapotranspiración. De hecho, en regiones húmedas la radiación neta diaria es una buena estimación del flujo de calor latente (*LE)* cuando prevalecen las condiciones de evapotranspiración potencial. En estas zonas, la radiación neta muestra el límite máximo de cantidad de energía consumida como calor latente.

Diferencias en las prácticas de cultivo, o en la morfología de las plantas, provocan la alteración del balance energético sobre la plantación. Se han encontrado consumos de agua inferiores en plantaciones de cacahuetes con filas entre 0.3 m y 0.9 m de ancho, cuando la orientación es E-W que cuando es N-S. Esto es debido a que la R_n es menor en el primer caso. Cuando el albedo de una superficie es mayor, la Rn disminuye y, por tanto, la tasa de

evapotranspiración se reducirá. En una experiencia de campo, Lemeur y Rosenberg (1976) rociaron con líquidos reflectores un cultivo de habas para aumentar su albedo y vieron como disminuyó la R_n y consecuentemente, la ET.

Advección

Desde el punto de vista de la evapotranspiración interesa la advección de calor, entendiendo por advección el transporte de una energía o masa en el plano horizontal en la dirección y sentido del viento. En particular. interesa la advección de calor sensible de un campo a otro o de una región a otra, que es lo que se denomina calor y que provoca la evaporación de agua.

Normalmente, se usan los términos de advección local, global y regional o a gran escala para definir la procedencia del aire. Sobre este aspecto, Slatyer y McIlroy (1961) sugirieron que incluso en zonas con una humedad del suelo homogénea, la advección regional debida al movimiento de sistemas meteorológicos puede llevar a consumos de calor latente que excedan a la radiación neta recibida. Esto puede estar motivado por el paso a través de superficies de masas de aire secas, relativamente cálidas, generadas sobre amplias superficies secas relativamente calientes en otro lugar, como puede ser el caso del viento de poniente en la región el que nos encontramos. Normalmente, la advección es el mecanismo más frecuente en la naturaleza. Sólo en el caso de que la superficie fuera de idénticas características de color, rugosidad, disponibilidad de agua y con una superficie infinita, prevalecerían condiciones de corriente no advectiva.

Muchos autores han intentado aplicar simplificaciones de la microclimatología, pero aún suponiendo que la procedencia del viento es de origen finito sólo se eliminarían efectos de advección generados de forma local. Las masas de aire se mueven de unas regiones a otras con condiciones climáticas diferentes, pasando por superficies de naturaleza muy distinta, y sus efectos sobre los procesos micrometeorológicos son siempre observables.

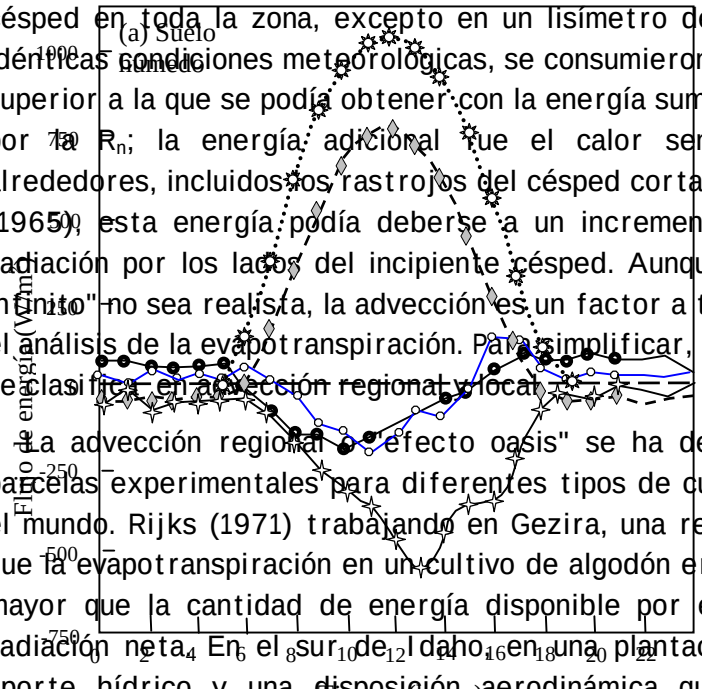
La presencia de la advección estaba enunciada en el balance energético. Si el calor latente es mayor que la radiación neta y el flujo de calor del suelo: $LE > (R_n + S)$, el calor sensible habrá sido extraído del aire y consumido en evaporación. Este efecto (consumo en vez de generación de calor sensible) ha sido considerado como evidencia inequívoca de advección, y salvo en contadas excepciones, es correcto hacerlo.

Se puede originar calor en una región y ser desplazado por advección a otros lugares, dependiendo de las características de la superficie. Generalmente, la disponibilidad de agua determina el reparto de la energía en flujos de calor sensible, flujo de calor latente, y flujo de calor del suelo. Esto se ilustra bien en la figura 4.4 cuando un suelo está húmedo, de forma que la mayor parte de la energía que llega por la radiación neta se consume como calor latente. Pequeñas cantidades de energía se consumen por el suelo y en forma de calor sensible desde primeras horas de la mañana hasta las 15:00 h en el tercer día. El quinto día, cuando el suelo está seco en superficie, el

consumo de la radiación neta en forma de calor latente es mucho menor y se genera más calor sensible. Este calor, si es transportado sobre una superficie húmeda, será capaz de consumir ese agua por evapotranspiración.

El calor generado por una superficie seca puede ser consumido mediante un incremento en la transpiración de las plantas adyacentes al suelo seco. Esta fuente de calor sensible, que se conoce como advección entre filas, puede incrementar la evapotranspiración. Kanemasu y Arkin (1974) mostraron que la ET se incrementaba un 10% en un cultivo de soja cuando la separación entre filas era de 0.91 m, si se comparaba con otro en el que el ancho era de 0.46 m. Este incremento en las filas anchas es debido al consumo del calor sensible generado por el suelo entre filas.

El denominado “efecto tendedero” lo mostró van Bavel (1962) en una pequeña parcela experimental con un césped joven, cerca de Phoenix (Arizona); un 23 de Julio la evapotranspiración fue de 9.76 mm, se cortó el césped en toda la zona, excepto en un lisímetro de precisión, y un día con idénticas condiciones meteorológicas, se consumieron 14.66 mm, cantidad muy superior a la que se podía obtener con la energía suministrada exclusivamente por la R_n; la energía adicional fue el calor sensible aportado por los alrededores, incluidos los rastrojos del césped cortado, aunque, según Sellers (1965), esta energía podía deberse a un incremento de penetración de la radiación por los lados del incipiente césped. Aunque una "fuente de origen infinito" no sea realista, la advección es un factor a tener en consideración en el análisis de la evapotranspiración. Para simplificar, según sea la procedencia, se clasifica en advección regional y local.



La advección regional o "efecto oasis" se ha demostrado en numerosas parcelas experimentales para diferentes tipos de cultivos a lo largo de todo el mundo. Rijks (1971) trabajando en Gezira, una región de Sudán, encontró que la evapotranspiración en un cultivo de algodón era del orden de 1.8 veces mayor que la cantidad de energía disponible por el cultivo a partir de la radiación neta. En el sur de Idaho, en una plantación de alfalfa con buen aporte hídrico y una disposición aerodinámica que cubría totalmente la superficie, se observó que en un solo día se llegaron a consumir 11 mm de agua, y la media fue de 8 mm, durante un periodo de máximos de evapotranspiración de 10 días, cantidades que excedían la energía aportada por la radiación neta (Wright y Jensen, 1972).

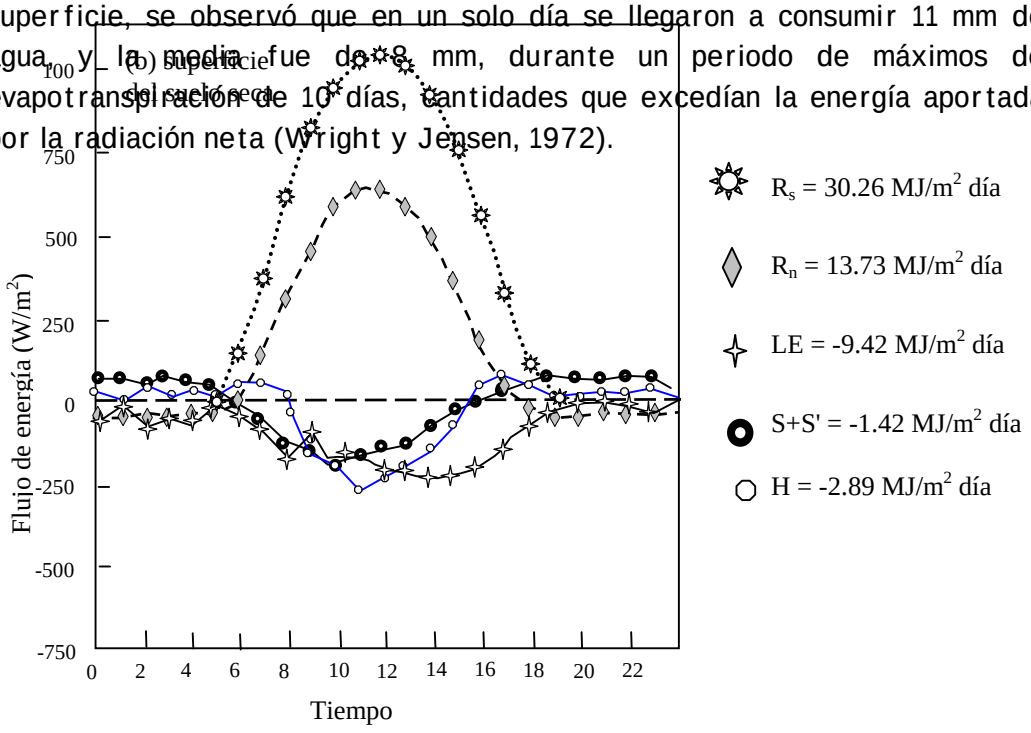


Figura 4.4. *Distribución horaria de los componentes del balance energético sobre un suelo húmedo en Phoenix (Arizona) (a) el tercer día después del riego y (b) el quinto día después del riego. S' es el cambio en el almacenamiento de calor en el suelo tomado de Fritschen y van Bavel, 1962)*

Otros trabajos que comentan estos aportes de calor sensible a la ET en cultivos de alfalfa son van Bavel (1967), Rosenberg (1969a,b), Blad y Rosenberg (1974a) y Rosenberg y Verma (1978); de haba, Rosenberg (1972); y para césped, Pruitt y Lourence (1968).

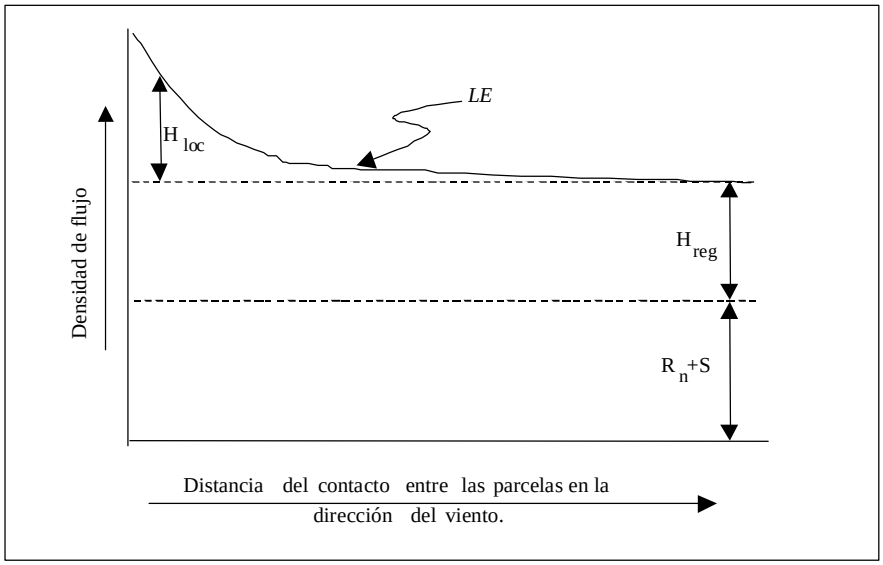
El fenómeno de advección regional tiene importancia para determinar los balances de agua regionales y el estrés hídrico sobre grandes regiones cultivadas de la antigua Unión Soviética por los vientos denominados Sukhovey, que aparecen con cierta frecuencia (Dzerdzeevski, 1954; Lydolph, 1964). En ciertas regiones de Australia el calor aportado por la advección regional es la principal fuente de energía para la evapotranspiración (Stern, 1967; Slatyer y McIlroy, 1961), así como en ciertas regiones de las grandes planicies de los Estados Unidos (Rosenberg, 1969a, 1972).

Un ejemplo muy relevante para demostrar la importancia del calor de advección se puede encontrar en Rosenberg y Verma (1978), quienes encuentran que en una prolongada sequía, en 1976, se comprobó que la evapotranspiración, en un cultivo de alfalfa en Mead (Nebraska), fue de 4.75 a 14.22 mm /día, y sobrepasó los 10 mm/día en uno de cada tres días a lo largo del periodo de observación, mientras que, con el aporte de la R_n, el máximo que se podía evaporar eran 7 mm/día. En todos los días durante este periodo de sequía el flujo de calor latente (LE) era mayor que la suma de la radiación neta y el flujo del calor del suelo (R_n+S).

La advección local ocurre cuando el viento circula a lo largo de una superficie que es discontinua en temperatura, humedad o rugosidad, como ocurre entre un suelo recién regado y uno seco adyacente. Rider et al. (1963), Dyer y Crawford (1965), Goltz y Pruitt (1970) y otros, han demostrado que la advección local se manifiesta en un incremento inmediato de la ET en la dirección del viento desde la zona de contacto. Conforme nos alejamos de esta fuente de alimentación, el efecto sobre la evapotranspiración de la advección local decrece, hasta que las superficies se hacen homogéneas en la horizontal. Brakke et al., (1978) realizaron un estudio en Mead (Nebraska) para diferenciar los efectos de la advección local y regional. Los mayores flujos de calor latente (LE) ocurrían cerca del límite entre la parcela regada y la seca; este flujo disminuye bruscamente con la distancia.

Pese a eso, es de destacar que incluso en el punto más lejano de observación el flujo por calor latente es mayor que la suma de radiación neta y flujo de calor del suelo (R_n+S). En la figura 4.5 se puede ver una representación esquemática del balance energético en relación a la distancia al contacto entre las parcelas. El flujo de calor latente LE es mayor en el contacto debido a la contribución de la advección local H_{loc}. La influencia de la advección local disminuye rápidamente, ya que la fuente de calor de H_{loc} es un

área limitada en la dirección del viento. Cuando se equilibra el flujo de calor latente con la distancia, el calor latente todavía es mayor que (R_n+S); esta



diferencia es el aporte del calor por la advección regional (H_{reg}).

Figura 4.5. *Variación del balance de energía con la distancia desde el contacto entre una parcela regada y otra seca*

A lo largo del periodo del experimento, el calor por advección aportó diariamente del 15 al 50% de la energía consumida en evapotranspiración en los puntos de observación más alejados en la dirección del viento. En un punto de observación situado en dirección contraria al viento la advección local fue del 1 al 14% de la energía consumida por el calor latente.

Viento

El viento juega frecuentemente un papel importante en la evapotranspiración. Los vientos fuertes causan turbulencias y, consecuentemente provocan el movimiento de la humedad cargada en el aire hacia partes más secas de la atmósfera. Por tanto, los efectos de la advección regional son mucho más acusados en días de viento.

Reducir la velocidad del viento, por ejemplo usando barreras eólicas, es disminuir la evapotranspiración de las superficies más húmedas. Sin embargo, en superficies no húmedas, el efecto del viento puede ser tanto incrementar la ET como disminuirla. El efecto del viento dependerá de la resistencia de la planta a la difusión de vapor de agua (Monteith, 1963, van Bavel, 1966) o de la humedad relativa del aire (Linacre, 1964). Seginer (1971) diseñó un modelo calculando incrementos o descensos de evaporación aumentando o disminuyendo la velocidad del viento en diferentes condiciones atmosféricas y superficiales. Otros efectos del viento sobre la resistencia de la planta son también considerables, aunque no en la cuantía que los meteorológicos; estos efectos se comentan posteriormente en los métodos de resistencia. Más información sobre estos aspectos se encuentran en textos de fisiología vegetal (Guardiola y García, 1990; Jones, 1983).

Humedad

La evaporación de microgotas de agua, evaporación de superficies húmedas o encharcadas y la transpiración están influenciadas por la cantidad de humedad existente en el aire que les rodea. Si el aire está saturado en humedad la evaporación será nula; cuando el aire no esté saturado se producirá evaporación. Como regla general se puede decir que la evaporación aumenta con relación a la diferencia entre la presión de vapor en el aire y en la superficie evaporante. Showalter (1971) mostró, para el caso de pequeñas gotas evaporándose en el aire, que la capacidad evaporativa del aire (E_c) se puede expresar por la diferencia psicrométrica (T_a-T_w), que son las temperaturas de aire medidas en seco y húmedo respectivamente, y la presión atmosférica.

Esta relación viene dada por: $E_c = PA(T_a - T_w)$ siendo A la constante psicrométrica, cuya expresión es: $A = 6.6\times10^{-4}(1+1.15\times10^{-3}T_w)$. El potencial del agua en el aire Ψ_a, que es una medida de la demanda evaporativa, viene dado por la expresión:

$$\Psi_a = \frac{RT_a}{V_w}\ln\frac{e_a}{e_s} = \frac{RT_a}{V_w}\ln RH$$

donde ***R*** es la constante de los gases, T_a la temperatura del aire en ºK, V_w es el volumen del aire que ocupa 1 mol de vapor de agua, $\mathbf{e_a}$ es la presión del vapor de agua en el aire a la temperatura dada, y ***RH*** es la humedad relativa del aire ($\mathbf{e_a/e_s}$). Ψ_a es siempre 0 ó negativo, y cuanto mayor es el valor absoluto de Ψ_a, mayor es la demanda evaporativa.

El aire rara vez tiene una humedad relativa del 100 %, especialmente en horas diurnas; por tanto, el valor del Ψ_a generalmente sobrepasa en varios Mpa el potencial hídrico de las plantas. Por tanto, las condiciones atmosféricas provocan normalmente transpiración por diferencia de potencial.

La evaporación a partir de una superficie libre de agua, de las plantas o del suelo, siempre aumenta cuando la humedad relativa del aire disminuye. La transpiración también aumenta conforme el aire se vuelve más seco, aunque hay casos en los que la transpiración cesa, pese a haber un contenido en humedad muy bajo en el aire, ya que los estomas se cierran. Pero, bajo condiciones extremadamente secas, con los estomas cerrados, la transpiración puede ser mayor con un aumento de la humedad relativa, ya que la resistencia cuticular está inversamente relacionada con la humedad relativa del aire circundante, aunque las tasas de transpiración son muy bajas y la cantidad de agua que pueden perderse son mínimas.

Temperatura

La temperatura del aire y/o de la superficie evaporante influyen también en la evapotranspiración. En general, cuanto mayor sea la temperatura, tanto del aire como de la superficie, mayor evaporación se producirá. A causa de la fuerte dependencia de la evaporación con la temperatura, la mayor parte de los modelos de predicción de ET están basados en la temperatura.

La influencia real de la temperatura se puede resumir en los efectos siguientes. La cantidad de vapor de agua que puede retener el aire aumenta con la temperatura. Así, cuando la temperatura de la superficie aumenta, la presión de vapor en la superficie evaporante también aumenta, así como el déficit de presión entre el suelo y el aire circundante. Como el aire puede retener mayor cantidad de vapor de agua conforme aumenta la temperatura, el gradiente de presión de vapor de agua entre el suelo y la atmósfera crece con el aumento de la temperatura y por tanto la demanda evaporativa.

El aire caliente puede ser una fuerte de energía para la superficie evaporante. La tasa de evaporación depende de la cantidad de calor transferida; por consiguiente, cuanto más cálido sea el aire mayor es el gradiente de temperaturas y por tanto mayor tasa de evaporación se registrará. Por otro lado, si es la superficie la que está más caliente, menor calor sensible extraerá el suelo y la evapotranspiración será menor. Esto ocurre cuando el suministro de agua es inadecuado o cuando hay cambios en el suelo que lo modifican, de forma que se reduce la disipación de la radiación.

Paradójicamente, bajo ciertas condiciones meteorológicas, un aire caliente que se desplaza sobre una superficie fría puede provocar condensación y por tanto anular la evaporación. Esto suele ocurrir en primavera, cuando una corriente cálida y húmeda pasa sobre superficies de agua libres frías. El intercambio de calor entre el aire y la superficie enfría al aire, provocando que se alcance el punto de rocío, condensándose el vapor de agua del aire hacia la superficie.

Otro efecto de la temperatura, aunque de menor importancia, es el hecho de que al aumentar la temperatura de la superficie evaporante se requiere menos energía para evaporar agua caliente que agua fría. Por ejemplo los valores de L para 20 y 35 ºC son de 2.4 y 2.40 MJ/Kg, respectivamente. Por tanto, con la misma energía se puede evaporar más agua a mayor temperatura.

La temperatura también controla la apertura de los estomas. La respuesta de los estomas a la temperatura es muy variable, debido a la interacción entre la temperatura y otras variables medioambientales, aunque, por lo general, los estomas responden con una mayor apertura con un aumento de la temperatura.

4.3 DEFINICIONES DE EVAPOTRANSPIRACION

4.3.1. Evapotranspiración Potencial (ETp)

El concepto de evapotranspiración potencial fue definido de forma paralela en 1948 tanto por Thornthwaite como por Penman. Desde entonces este concepto es ampliamente utilizado, y ha tomado una gran importancia para los estudios geográficos sobre climatología mundial y, en general, en las investigaciones hidrológicas y en la predicción de necesidades de agua para la agricultura, tanto en secano como en regadío. Así, es frecuente ver clasificaciones de índices de aridez en función de la precipitación – ET_p. También se usa como variable en correlaciones para estimar el rendimiento de los cultivos (Williams, 1972), incluso se considera también para definir la aridez en los estudios de recarga (Simmers, 1990).

Rosenberg et al. (1983) definen la evapotranspiración potencial como la evaporación a partir de una superficie extensa con césped corto que ensombrece totalmente el suelo, y siempre está bien regado con agua. La evapotranspiración potencial no puede ser nunca superior a la de una superficie libre de agua en las mismas condiciones meteorológicas.

Esta consideración de que la ET_p no puede ser superior a la de una superficie de agua libre probablemente sea sólo aplicable en regiones húmedas. Pruitt y Lawrence (1968), por ejemplo, midieron en cultivos de centeno en Davis (California) que la cantidad de agua utilizada era del 80 % de la evaporada por tanque de evaporación, excepto cuando los vientos eran fuertes y el aire seco y cálido, aunque, en ese caso, las plantas consumen relativamente menos agua, debido aparentemente a una mayor resistencia de los estomas. En las grandes planicies de los Estados Unidos, y en otras muchas regiones áridas, cultivos bien regados que ejercen una débil cubierta resistente, pueden consumir más energía y transpirar más agua que la evaporada por una superficie libre de agua.

Un caso particular se observó en el extremo occidental de Nebraska durante un periodo de fuerte calor sensible advectivo regional. La evaporación diaria medida con tres tanques de evaporación de clase A con orientación continental y otros tres tanques con orientación a los lagos, fueron menores que las medidas con un lisímetro de pesada de precisión con cultivos de alfalfa regados. Rosenberg y Powers (1970), en este mismo estudio, compararon la evapotranspiración del haba en un lisímetro con un tanque de evapotranspiración y obtuvieron, que tras 20 días de riegos y lluvias de forma ininterrumpida, la ET del lisímetro fue de 8.33 mm/día mientras que en el tanque de evaporación fue de 6.39 mm/día, es decir un 23% inferior. Por consiguiente, no siempre el agua evaporada por una superficie de agua libre indica el máximo de evapotranspiración en regiones templadas y áridas. Además, sabemos que la evapotranspiración real que se produce en un área y la evapotranspiración potencial, difieren en la mayoría de casos dado que el uso real del agua depende de factores meteorológicos, edafológicos y fisiológicos de las plantas, además de la disponibilidad en ese momento de agua en el suelo.

Bouchet y Robelin (1969) intentaron definir estos conceptos, considerando principalmente los aspectos del suelo y la planta. Consideraron, como se muestra en la figura 4.6, que la ET_p está totalmente controlada por la climatología y varía en función de la estación. ET_m es la evapotranspiración real máxima, que es un caso especial de la evapotranspiración real ET_r, siendo el orden de magnitud siempre:

$$ET_r \leq ET_m \leq ET_p$$

La ET máxima viene determinada por el clima y el desarrollo de las plantas y su fisiología cuando están bien abastecidas de agua. En esencia, la diferencia ET_p-ET_m es una medida de la resistencia de la cubierta vegetal. La ET_r es resultado de un suelo poco regado o con poca disponibilidad de agua, provocando una falta de disponibilidad de agua para la planta. La relación ET_r/ ET_p puede expresarse como una función del potencial del agua en el suelo y se ha utilizado como parámetro para cuantificar el riego en función de la demanda (Seguin, 1975; Yao , 1969,1974).

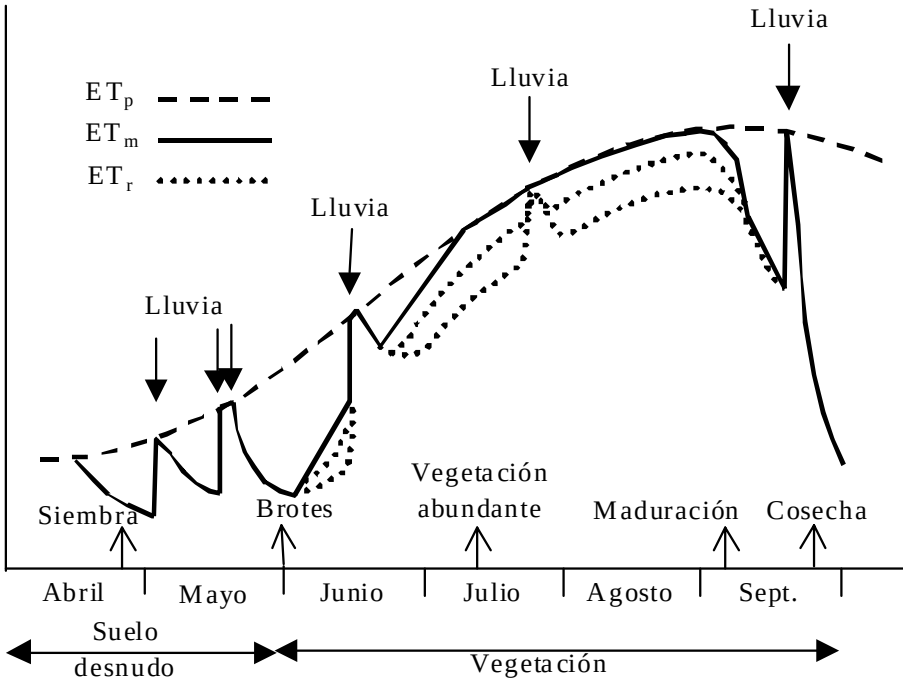


Figura 4.6. *Esquema de las relaciones entre la ET potencial, ET máxima y ET real, tomado de Bouchet y Robelin (1969)*

4.3.2. Evapotranspiración de referencia (ETo)

La Organización Mundial de las Naciones Unidas para la Alimentación y Agricultura (FAO) adoptó el concepto de evapotranspiración de referencia (ETo) en su Guía para las necesidades hídricas de los cultivos, de Doorembos

y Pruitt (1975, 1977). Esta evapotranspiración de cultivos es ampliamente aceptada por todos los colectivos agrícolas para las prácticas agrarias, proyectos e investigaciones. El concepto de evapotranspiración de referencia se define como la tasa de evapotranspiración de una superficie cultivada de césped verde extensa, de unos 8 a 12 cm de altura, bien desarrollado y uniforme, que cubre totalmente el suelo y tiene un crecimiento activo, estando siempre bien regado (Pruitt y Doorembos, 1977).

Numerosos investigadores han tratado de determinar la ETo en diferentes localidades de todo el mundo, pero muchos de ellos han demostrado las carencias y dificultades del método propuesto. En primer lugar, la principal dificultad ha sido encontrar un cultivo de referencia. La definición de un césped de referencia no ha sido estandarizada; no se especifica la variedad de césped ni las características morfológicas para las diferentes condiciones climáticas. Además, las prácticas y costumbres de cultivo del césped cambian de unos lugares a otros, incluso, en el tiempo, para una misma localización geográfica (Allen et al., 1994a). Otros autores propusieron la alfalfa como cultivo de referencia (Wright y Jensen, 1972; Wright, 1980; Allen et al., 1989; Jensen et al., 1990) debido a que hay menos variedades y es un cultivo mucho más similar a otros cultivos que el césped.

Además, estos cultivos bajos tienen grandes problemas microclimáticos y de representatividad en lisímetros que los hacen muy susceptibles a pequeñas variaciones, mostrando resultados con grandes desviaciones derivadas de las condiciones ambientales. En Allen et al. (1991) se recopilan los principales errores que se cometen en el cálculo con lisímetros derivados de las condiciones del entorno. Amatya et al., (1995) presentan una comparación de los seis métodos de cálculo de ETo más utilizados en la literatura para tres localidades de Estados Unidos y se comparan con las estimaciones del método de Penman-Monteith, que se utiliza como método más fiable cuando no se tienen datos de evapotranspiración, observándose que no hay un método claro que sea mejor que otros, aunque, parece deducirse que el peor de todos es el método de Thornthwaite.

Por todo esto, la FAO, en colaboración con La Comisión Internacional de Riego y Drenaje (ICID), recomendaron una revisión de la metodología de cálculo de las necesidades hídricas de los cultivos. Tras una consulta a expertos de la FAO, en Roma (28-31 de mayo de 1990), se propuso cambiar el concepto de cultivo de referencia y revisar los métodos de calculo. Se creó el concepto de un cultivo hipotético de referencia que se adapta muy bien a la ecuación de Penman-Monteith, y que ha sustituido al cultivo vivo de referencia evitando todos sus inconvenientes (Smith et al., 1991; Allen et al., 1994 a).

Allen et al. (1994 b) definen la nueva evapotranspiración de referencia como la tasa de evapotranspiración de un cultivo hipotético de referencia que tiene una altura uniforme de 0.12 m, una resistencia de la superficie de 70 s/m y un albedo de 0.23, que es próximo a las características de una

superficie de césped verde de altura uniforme, crecimiento activo, que cubre totalmente al suelo y que está bien abastecido hídricamente.

4.4 METODOS DE CALCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACION

4.4.1. Introducción

El cálculo de la evapotranspiración es uno de los objetivos de esta investigación. Por este motivo me he extendido en todo su desarrollo para poder llegar al modelo que se va a escoger para aplicarlo en la Plana de Castellón. Una vez comentados los aspectos teóricos básicos para el cálculo de la evapotranspiración, y establecidas las diferencias entre los conceptos de evapotranspiración real, potencial y de referencia, se exponen los principales métodos de cálculo en función de las variables disponibles.

4.4.2. Métodos de balance de agua

Esencialmente, todo el agua que cae en la superficie terrestre es devuelta a la atmósfera por evaporación y transpiración. Por tanto, es fácil estimar el balance de agua en el ciclo hidrológico:

$$P + E + I + ET \pm \Delta SW = 0$$

donde P es la recarga, bien por precipitación o bien por riegos, E es la escorrentía, I la infiltración, ET la evapotranspiración y ΔSW la variación en el contenido de agua en el suelo.

El uso de este balance se hace a cualquier escala; desde escala continental, hasta para un árbol. Normalmente, se miden todas las demás variables y se despeja la evapotranspiración. La fiabilidad de este método depende de la precisión y veracidad de los parámetros medidos. Los errores de medida en la precipitación, la escorrentía y la variación del agua en el suelo son, a menudo, muy significativos. Por otro lado, considerar la percolación como infiltración requiere cierta cualificación. Van Bavel et al. (1968), Wight (1971) y Wilcox y Sly (1974) demostraron que las medidas no reflejaban la cantidad de agua que se infiltraba o se evaporaba del suelo, debido a la gran cantidad de flujo de agua y vapor de agua que circulaba en ambos sentidos del suelo como consecuencia de los gradientes térmico e hidráulico.

4.4.2.1 Método de Ritchie

Un método sencillo de utilizar y que ha tenido cierto éxito es el método de Ritchie (1972), aplicado en diversos estudios para el cálculo de la evaporación directa del suelo; por tanto, es un cálculo de evaporación, aunque se han presentado algunos estudios de evapotranspiración (Wallace y Holwill. 1997; Wallace et al., 1999).

Ritchie considera que la evaporación tiene lugar en dos fases, la primera tiene lugar a tasas de evaporación que son equivalentes a la potencial, y se produce justo después de un evento de recarga, bien sea lluvia o un riego. En esta fase la evaporación viene determinada por el balance de energía de la superficie. La fase I tiene lugar un número de días (t_1) y con una cantidad de agua evaporada (U). Después, cuando empieza la segunda fase, la tasa de evaporación es inferior a la potencial y está determinada por las propiedades hidráulicas del suelo. La segunda fase de evaporación es proporcional a la raíz cuadrada del tiempo. La expresión matemática de ambas fases es:

$$\sum E_{s1} = \sum_{i=0}^{t=1} E_{s0} = U \qquad \text{para } t<t_1$$

$$\sum E_{s2} = \alpha\sqrt{(t-t_1)} \qquad \text{para } t>t_1$$

siendo Ss_1 y Ss_2, respectivamente, la evaporación acumulada en la fase I y fase II en mm, y a es una constante que depende del coeficiente de difusividad del suelo.

4.4.3. Métodos Climatológicos

4.4.3.1. Métodos basados en la temperatura del aire

En muchas regiones del planeta, los datos meteorológicos y climatológicos son muy escasos o limitados. En estos casos los modelos de cálculo de la ET solamente basados en la temperatura del aire son una buena estimación. Si los periodos de cálculo son de varias semanas o meses, se puede hacer una primera aproximación pese a los defectos inherentes de estos modelos (Hashemi y Habibian, 1979).

Algunos de los métodos más comunes basados en la temperatura son los que se comentan a continuación.

Método de Thornthwaite

Thornthwaite (1948) describió la importancia física y biológica de la evapotranspiración en la clasificación climática y desarrolló una ecuación para la estimación de la evapotranspiración potencial ET_p. La fórmula de Thornthwaite se utiliza para calcular la evapotranspiración potencial mensual en mm, y se expresa de la siguiente forma:

$$ET_p = 1.6\left(\frac{l_1}{12}\right)\left(\frac{N}{30}\right)\left(\frac{10T_a}{I}\right)^{a_1}$$

donde $\boldsymbol{l_1}$ es el número de horas reales de sol al día, $\boldsymbol{N}$ es el número de días al mes, $\boldsymbol{T_a}$ es la temperatura media mensual en ºC, y $\boldsymbol{a_1}$ se define como:

$$a_1 = 6.75\times10^{-7} I^3 - 7.71\times10^{-5} I^2 + 1.79\times10^{-2} I + 0.49$$

I es el índice de calor derivado de la suma de los 12 valores de los índices mensuales (***i***), obtenida a partir de: $i = \left(\frac{T_a}{5}\right)^{1.514}$

Existen tablas con todos estos valores que simplifican la aplicación de este método (Thornthwaite y Mather, 1955, Palmer y Havens, 1958). Hay algunas deficiencias inherentes al método. El cálculo de la ET está subestimado al igual que el cálculo de la radiación máxima anual durante el verano y en consecuencia desfasada también en otoño. Además, la aplicación del método para periodos cortos conduce a grandes errores debido principalmente a que la temperatura en periodos de observación cortos no es una medida apropiada de la radiación recibida (Pelton et al., 1960).

El éxito del método radica en que, cuando se aplica a series largas, la temperatura y la evapotranspiración son funciones muy parecidas, dependientes de la radiación neta, y por tanto, tienen una buena correlación cuando los periodos son suficientemente largos. Sin embargo, para periodos concretos y cálculos diarios de evapotranspiración, o incluso para años climatológicamente anómalos, este método es muy poco apropiado (Amatya, et al., 1995).

Método de Blaney-Criddle

Blaney y Criddle (1950) desarrollaron un método para estimar la evapotranspiración real, o como ellos denominaron: "el uso consumible". El uso consumible C_u para un cálculo mensual es:

$$C_u = k_m f$$

siendo K_m la derivada empírica del coeficiente de uso consumible mensual, que depende del tipo de cultivo, y f es el factor de uso consumible mensual: $0.01(1.8T_a+32)p$. T_a es la temperatura media mensual (ºC) y p es el porcentaje del número de horas de sol mensual respecto al número de horas anual.

Este método ha sido muy utilizado sobretodo en el oeste de los Estados Unidos, debido a que es muy sencillo de aplicar.

Método de Hargreaves

Hargreaves (1974) propuso un método de cálculo de la ETp, simplificando un mínimo de datos de variables climáticas. Este método se expresa con la siguiente fórmula:

$$ET_p = MF(1.8T_a + 32)CH$$

Esta expresión da la evapotranspiración en mm/mes, siendo MF un factor dependiente de la latitud, que está tabulado, T_a es la temperatura media mensual en ºC, y CH es un factor de corrección por la humedad relativa, que

se usa sólo cuando la humedad relativa supera el 64%. CH se calcula con la ecuación siguiente:

$$CH = 0.166(100 - RH)^{1/2}$$

Para contenidos en humedad relativa inferiores al 64%, CH toma valor 1. Hargreaves comprobó su método con medidas en lisímetros de la ET en diferentes partes del mundo y realizó correlaciones entre la ET real y potencial en diferentes condiciones climáticas.

Método de Linacre

Linacre (1977) propuso un método que requiere conocer la temperatura máxima y mínima, latitud, cota del lugar y la temperatura del punto de rocío para esa región. La ecuación para estimar la ET en mm es:

$$ET = \frac{700T_m/(100 - l) + 15(T_a - T_d)}{(80 - T_a)}$$

$\boldsymbol{T_m}$ = T_a+0.006z; y $\boldsymbol{z}$ es la cota (m), $\boldsymbol{T_a}$ la temperatura media (ºC), $\boldsymbol{l}$ es la latitud (grados), y $\boldsymbol{T_d}$ es la temperatura media del punto de rocío. Linacre observó que los cálculos se desviaban de las medidas reales en 0.3 mm/día para datos anuales, y de 1.7 mm/día en datos diarios.

Método de Turc

Turc (1954) propuso un método sencillo, basado en la temperatura y la precipitación. Al igual que otros métodos basados en la correlación entre la precipitación como única recarga y la evaporación, como Shinha y Sharma (1988), pueden tener ser muy útiles para ciertas cuencas, pero su aplicación a otras regiones o cuencas, donde la profundidad de la zona no saturada, uso del suelo, topografía, clima y, sobre todo, tipo de lluvia son diferentes al lugar para donde se han realizado estas correlaciones, su aplicación es muy discutible (Body,1982; Toebes y Ouryvaev, 1970).

Sin embargo, el método de Turc da buenos resultados en un trabajo de Amatya et al. (1995), donde se comparan 11 métodos empíricos para el cálculo de la evapotranspiración.

La fórmula de Turc da la evapotranspiración anual en mm y se expresa como:

$$ET = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \left(\frac{P}{L}\right)^2}}$$

P es la precipitación media anual y L es una función de T, que a su vez es función de la temperatura (t), y la precipitación (P).

$$L= 300+25T+0.05T^3$$

siendo $T=\frac{\sum_i^{12} t_i \times P_i}{\sum_i^{12} P_i}$

4.4.3.2. Métodos basados en la radiación solar

La mayor parte de la energía para producir la evapotranspiración proviene de la radiación, y tan sólo en regiones áridas y semi-áridas, donde la advección juega un papel importante, la radiación no tiene una relación lineal con al ET, pese a que la advección se produce por la radiación solar. Por tanto, en la mayor parte de los casos, la radiación solar y la ET tienen una relación lineal (figura 4.7), y hay una gran dependencia de la ET con la radiación (Aslyng, 1974). La dependencia de la ET con la radiación cambia con las condiciones climáticas y de la superficie, así como con la estación del año. Algunos métodos basados en la radiación incluyen también la temperatura.

Método de regresión

La relación entre la radiación solar y la ET se ha establecido empíricamente como una relación lineal de la forma:

$$ET_p = aR_s + b.$$

donde a y b son constantes empíricas que dependen de la localización y de la estación. Stanhill (1961) y Tanner (1967) propusieron valores para a y b. Estos modelos son sencillos de utilizar pero, debido a que son valores muy empíricos, tienen una aplicación muy limitada. La carencia de una buena instrumentación para determinar la radiación limita mucho el uso de estos métodos.

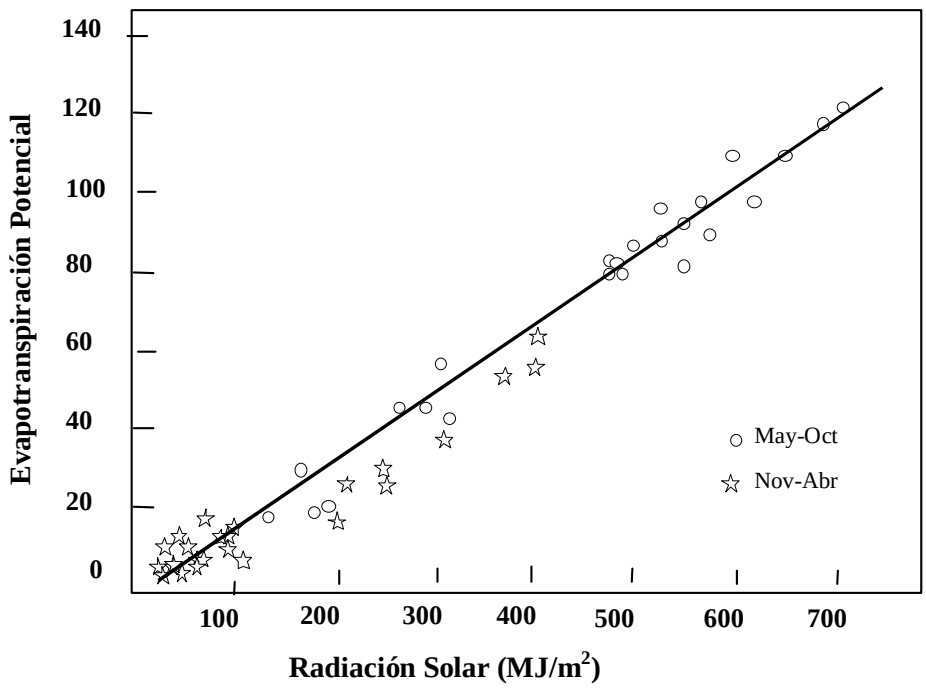


Figura 4.7. *Relación entre la evapotranspiración mensual y la radiación solar total mensual (tomado de Aslyng, 1974)*

Método Makkink

Makkink (1957) propuso la siguiente fórmula para estimar la evapotranspiración diaria en mm:

$$ET_p = R_s\left(\frac{s}{s+\gamma}\right) + 0.12$$

La energía de la radiación solar se convierte en unidades equivalentes de agua evaporada. Esta fórmula obtiene resultados aceptables en climas fríos, pero no sirve para climas cálidos. ***s*** es la pendiente de la curva de la presión de vapor de saturación y γ es la constante psicrométrica.

Método de Jensen-Haise

Jensen y Haise (1963) recopilaron datos en regiones áridas del oeste de los Estados Unidos y desarrollaron una ecuación basada en la radiación y la temperatura.

$$ET_p = R_s\left(0.025T_a + 0.08\right)$$

siendo T_a la temperatura media diaria en ºC, R_s la radiación total en unidades equivalentes de mm de agua, y la ET_p viene dada en mm/día. Este modelo fue contrastado con lisímetros en Nebraska, y se muestra que el modelo tiende a subestimar la ET cuando hay procesos de advección, pero tiene una correlación muy buena cuando no se dan procesos advectivos. Este tipo de modelos se describen y discuten en Linacre (1967).

Método de la Unidad Térmica Solar

Caprio (1974) determinó un modelo basado en el concepto de la unidad térmica solar (STU), que es una función de la temperatura media diaria (ºC) menos un umbral de temperatura, relacionado con la radiación solar total en J/m^2. En unidades de S.I. para la ETp en mm/día el método de STU se expresa como:

$$ET_p = 6.1\times10^{-9} R_s \left(1.8T_a + 1\right)$$

Este método no ha sido muy utilizado, por lo que sus valoraciones están poco contrastadas, aunque tiene las mismas limitaciones que cualquier método empírico basado en la radiación y la temperatura.

Método de la radiación Solar y Térmica

Idso et al. (1975, 1977) desarrollaron un método basado en el supuesto de que el flujo de calor latente (***LE***) es proporcional a la radiación neta en condiciones favorables para que se de la evapotranspiración potencial. Su ecuación es:

$$ET_p = 4.11\times10^{-7}\left[R_{sw\downarrow} - R_{sw\uparrow} + 1.56\times\left(R_{lw\downarrow} - R_{lw\uparrow}\right) + 6.53\times10^{6}\right]$$

donde ET_p es la tasa de evapotranspiración de 24 horas en mm/día, 4.11x10^{-7} es un factor de conversión que transforma la energía de J/m^2 a mm de agua. Los otros números son coeficientes empíricos. $R_{sw\downarrow}$ es la radiación solar incidente, $R_{sw\uparrow}$ es la radiación solar reflejada, $R_{lw\downarrow}$ es la radiación térmica incidente de la atmósfera, y $R_{lw\uparrow}$ es la radiación térmica saliente de la superficie; todas ellas representan toda la energía emitida en 24 horas y se expresan en J/m^2.

Este método se desarrolló con la aplicación de la teledetección. Los datos de entrada que se precisan son la radiación solar diaria, el albedo de la superficie húmeda y las temperaturas máxima y mínima del suelo y aire. La $R_{lw\downarrow}$ se calcula con la ecuación de Idso-Jackson (Idso y Jackson, 1969) y $R_{lw\uparrow}$ se calcula con la ecuación de Stefan-Boltzmann, usando la media de las temperaturas máxima y mínima diarias de la superficie.

Los cálculos realizados por este modelo tienen un buen ajuste con medidas en lisímetros con suelos desnudos y con cultivos, así como para superficies de agua libre. En Kalma et al. (1977) y McKeon y Rose (1977) se presentan unas críticas teóricas sobre este modelo.

4.4.3.3. Métodos combinados

Pennman (1948) fue también el primero en desarrollar un método que considera tanto las fuentes de energía como el transporte turbulento del vapor de agua a partir de una superficie. En los métodos combinados, el flujo

de calor latente (***LE***) se obtiene a partir de la ecuación del balance de energía, y el flujo de calor sensible se estima con una ecuación aerodinámica. Una forma de la ecuación combinada es:

$$LE = -\left[R_n + S + \rho_a C_p \frac{(T_a - T_s)}{r_a} \right]$$

$\boldsymbol{r_a}$ es la densidad del aire, $\boldsymbol{T_a}$ es la temperatura del aire, $\boldsymbol{T_s}$ es la temperatura de la superficie y $\boldsymbol{r_a}$ la resistencia de la capa de contacto. Verma et al. (1976) compararon las estimaciones del método comprobando que se ajustaban bien a las medidas directas de temperatura en el suelo medidas por termometría, y vieron que se ajustaba de forma correcta tanto para flujos advectivos como para condiciones normales, y en periodos cortos de observación con medidas diarias.

Jackson et al. (1978) asumieron ciertas simplificaciones para definir el flujo de calor latente en función de la radiación neta y la diferencia de temperaturas entre el suelo y el aire. La ayuda de las técnicas de teledetección permiten estimar el flujo de calor latente en grandes extensiones, sin embargo el método requiere medidas empíricas que deben realizarse a escala local.

Cuando no es posible medir directamente la temperatura del suelo (T_s-T_a) puede eliminarse con la ecuación del Clausus-Clapyron, cuya descripción se detalla en Kanemasu et al., (1979):

$$LE = -\left[\frac{s}{s+\gamma}(R_n + S) + \frac{\rho_a C_p (e_{ss} - e_a)}{(s+\gamma) r} \right]$$

Esta expresión ha dado lugar a los métodos de Penman, van Bavel, y Slatyer y McIlroy.Todos los términos de la ecuación se han descrito anteriormente.

Método de Penman

El método de Penman ha sido ampliamente utilizado para cálculos de ETp. Su uso sigue vigente después de 40 años tras su publicación, siendo muy común en estudios agrícolas e hidrológicos.

El método descrito por Penman (1948) estaba pensado para el cálculo de la evaporación de superficies libres de agua (E_o) y, por tanto, desprecia los términos de transpiración, que no se consideran. La ecuación que definió Penman se expresa como:

$$E_0 = \frac{sR_{no} + \gamma E_a}{(s+\gamma)}$$

R_{no} es la radiación neta sobre el agua libre y E_a viene dada por la ecuación:

$$E_a = f(U)(e_s - e_a)$$

donde e_s y e_a viene expresados en mb y U es la velocidad del viento en km/h, tomada a 2 metros de altura respecto a la superficie. Según Doorenbos y Pruitt (1975) la función: $f(U) = 0.21(1 + U/160)$.

Stitger (1980) revisó otras ecuaciones para determinar $f(U)$, basándose en las modificaciones de Thom y Oliver (1977) y reajustó la expresión de Doorembos y Pruitt definiendo $f(U) = 0.37(1 + U/160)$, pero ambas ecuaciones son aceptadas y se usan indistintamente para el cálculo de la función del viento.

El gran éxito del método de Penman es que precisa de medidas meteorológicas a un sólo nivel por encima de la superficie. Por tanto, es posible aplicar los cálculos energéticos y aerodinámicos en los que está basado, además de que los parámetros requeridos se obtienen de forma rutinaria en la mayor parte de las estaciones; aunque la R_n no se mida directamente, es posible calcularla.

Para ajustar sus cálculos al uso del agua, Penman relacionó E_0 con ET_p de la siguiente forma:

$$ET_p = f_1 E_o$$

donde f_1 es un factor empírico que toma valores de 0.6 en invierno y de 0.8 en verano. Aunque estos valores fueron determinados en Inglaterra, según Monteith (1973) son válidos con una variación del $\pm 15\%$ para todos los climas templados. Thom y Oliver (1977) sugirieron que la E_o expresaba directamente la ET_p y que aplicar la f_1 era innecesario cuando (R_n+S) se mide sobre la vegetación en lugar de sobre una hipotética superficie de agua libre, es decir, que (R_n+S) se utiliza en lugar de R_{no}.

El método de Penman no sirve para estimar la ET en presencia de procesos de advección, por lo que frecuentemente falla para estas condiciones (Slatyer et al., 1970). En condiciones de fuerte advección, Rosenberg (1969a,b) comprobó que el método de Penman subestimaba la evapotranspiración de forma considerable tanto para un suelo desnudo como para un cultivo de alfalfa. Cull et al. (1981) vieron que utilizando en la ecuación de Penman la función del viento derivada de Wright y Jensen para climas semiáridos el ajuste era bastante bueno, incluso cuando se daban condiciones de advección regional considerables.

Como ya se ha dicho anteriormente, el método de Penman calcula el E_o, y sólo en el caso de que se mida (R_n+S) por encima de la vegetación, se obtiene la ET_p. Para obtener la evapotranspiración a partir del método de Penman es necesario incorporar factores que controlen el agua en el suelo y en la planta, u otros métodos de cálculo de la ET_p. Penman desarrolló una curva de desecación para estudiar la influencia de la disponibilidad de agua en la evapotranspiración real (Penman, 1949). Kristiensen y Jensen (1975)

modificaron el método de forma que la ET_p estaba en función de la densidad de la vegetación, contenido de agua en el suelo y distribución de las lluvias.

Para obtener la evapotranspiración real a partir de la potencial, una práctica muy extendida es multiplicar el valor de la ET_p por el denominado coeficiente del cultivo (Doorembos y Pruitt, 1975; Burt et al., 1981) Sin embargo, estos coeficientes son específicos de cada especie vegetal y cambian a lo largo de la etapa de crecimiento.

Método de Penman modificado por Monteith

Monteith (1963, 1965) introdujo los términos de resistencia al método de Penman de modo que llegó a la siguiente ecuación tanto para condiciones óptimas como limitadas de suministro hídrico:

$$LE = \frac{s(R_n + S) + \rho_a C_p (e_s - e_a)/r_a}{(s+\gamma)\left[(r_a + r_c)/r_a\right]}$$

Todos los términos han sido definidos previamente.

Este método ha sido el que mayor aplicación ha tenido, sobre todo en trabajos de investigación, para estimar la ET en cultivos y bosques, y su limitación es que requiere conocer r_a y r_c, que no siempre son conocidas. Bailey y Davies (1981) presentaron una modificación para obtener la resistencia estomática aparente y calcular r_c, y los valores obtenidos eran bastante aproximados a los calculados por medidas de difusión estomática. Encontraron que las estimaciones de ET se ajustan bien con las estimaciones del método del balance de energía de Bowen, independientemente de que se escogieran los valores de resistencia estomática aparente.

Método de van Bavel

A partir del método de Penman, van Bavel (1966) modificó la ecuación resultando la siguiente expresión:

$$LE = -\frac{s(R_n + S) + \gamma L B_v (e_s - e_a)}{s+\gamma};$$

donde $B_v = \frac{\rho_a \in k^2}{P} \frac{U}{\left[\ln\left(z/z_0\right)\right]^2}$

siendo ***U*** la velocidad del viento a una altura ***z***, z_0 es el parámetro de rugosidad de la superficie, y ***k*** es la constante de von Karman. Van Bavel consideró este modelo como una mejora al modelo de Penman por el hecho de que no precisa de constantes o funciones empíricas, y obtuvo muy buenos resultados en suelo desnudo y cultivos de alfalfa bien regados, así como en superficies libres de agua. Sin embargo, Rosenberg (1969) y Evans (1971)

encontraron que el método de van Bavel no era adecuado en condiciones de calma; ya que daba mucho peso al valor asignado para z_0, de modo que se subestimaba en condiciones de calma y se sobrestimaba en condiciones de fuertes vientos.

Método de Slatyer y McIlroy

El método combinado de Slatyer y McIlroy (1961) es muy similar al método de Penman, sólo que, a diferencia de este, utiliza la profundidad del bulbo de humedad en lugar del déficit de presión de vapor, de modo que su expresión queda de la siguiente forma:

$$ET_p = \frac{s}{s+\gamma}(R_n + S) - \rho_a C_p \frac{D_0 - D_z}{r_a}$$

D_0 es la profundidad a la que está el bulbo de humedad desde la superficie, y D_z es la profundidad que alcanza el bulbo de humedad. De esta ecuación general se pueden dar dos casos generales (Davies, 1972). Si la superficie está bien regada de modo que se alcanza la saturación, y en superficie no hay aire en los poros D_0=0 y la expresión queda:

$$ET_p = \frac{s}{s+\gamma}(R_n + S) + \frac{\rho_a C_p}{r_a} D_z$$

Un segundo caso es cuando D_z tiende a cero; en este caso prevalece la condición de equilibrio de evaporación y su ecuación es:

$$ET_{eq} = \left(\frac{s}{s+\gamma}\right) \times (R_n + S)$$

Método de Priestley-Taylor

Priestley y Taylor (1972) mostraron que, en ausencia de advección, la evapotranspiración potencial está directamente relacionada con el equilibrio de evapotranspiración de modo que:

$$ET_p = \alpha \frac{s}{s+\gamma} \times (R_n + S)$$

Dado que α debe considerarse como la relación ET_p/ET_{eq}, es una constante deducida empíricamente. El modelo es semiempírico y debe de tomarse como una simplificación del método de Penman, en el que el término γE_a se sustituye por α.

Tomando una serie de datos fiables a partir de diversas superficies bien dotadas de agua, Priestley y Taylor obtuvieron valores de α entre 1.08 y 1.34 con una media aproximada de 1.26. Davies y Allen (1973) y Stewart y Rouse (1977) indicaron que los valores de α variaban ligeramente con la temperatura

del aire, pero que eran muy cercanos a 1.26 para temperaturas comprendidas entre 15 y 30ºC.

Barton (1979) sugirió que α dependía de la naturaleza de la superficie, y que, por ejemplo, para bosques era próxima a 1. Además propuso, al igual que Davies y Allen (1973), que α está en función de la humedad del suelo y que la ecuación de Priestley y Taylor sería más apropiada si α se modificaba en función de la humedad del suelo. Hay muchas discrepancias en torno a si la humedad del suelo u otras variables como el cultivo influyen tanto en el valor de α, (Thompson, 1975; Williams et al., 1978; Marsh et al. 1981) pero sí hay bastante conformidad en que este método es válido para climas húmedos.

Método de Allen

Allen et al.(1994) definieron un nuevo concepto de evapotranspiración de referencia. Al igual que otros modelos de evapotranspiración de referencia, está basado en el modelo de Penman, y es una modificación del método propuesto por la FAO (Doorembos y Pruitt, 1977).

Este modelo calcula de forma teórica las resistencias estomática y aerodinámica de un cultivo hipotético de césped, de modo que su valor es comparable para cualquier situación geográfica.

El modelo de Allen tiene una formulación para el cálculo diario y otra para el cálculo horario. La expresión para el modelo horario de la evapotranspiración de referencia de Allen es:

$$ETo = \frac{0.408\Delta(Rn - S) + \gamma \frac{37}{T + 273} U_2 (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)}$$

en esta expresión la ETo viene dada en mm/hora, y Rn y S se expresan en MJ/m^2h. Todos los términos de la ecuación han sido descritos.

4.4.4. Métodos micrometeorológicos

4.4.4.1 Métodos de transporte de masas

A principios del S. XIX, Dalton formuló una ecuación que predice la evapotranspiración en función de la presión de vapor:

$$E_0 = C(e_0 - e_a)$$

C es una constante empírica que implica cierta calma de vientos, $\boldsymbol{e_o}$ es la presión de vapor en superficie, y $\boldsymbol{e_a}$ es presión de vapor real a una altura superior a la superficie. Este método, aparentemente fácil de aplicar, no lo es por el hecho de que es muy difícil determinar el valor de e_o y sólo en el caso de superficie libres de agua es posible asumir un valor aproximado.

Rohwer (1931) propuso una modificación de la ecuación de Dalton midiendo la ET en un tanque de evaporación en cotas superiores a 1500m en Colorado. Su ecuación es:

$$E_0 = (0.44 + 0.118U)(e_{ss} - e_a)$$

donde ***U*** es la velocidad del viento, $\boldsymbol{e_{ss}}$ es la presión de vapor de una superficie saturada y $\boldsymbol{e_a}$ la presión de vapor del aire. Penman propuso una modificación tomando como referencia la velocidad del viento a 2 metros de altura con respecto a la superficie:

$$E_0 = 0.40(e_{ss} - e_a)(1 + 0.17U)$$

Harbeck (1962) desarrolló una pequeña variación para aplicarla a la evaporación de embalses teniendo en cuenta la superficie del agua embalsada (N):

$$E_0 = NU(e_{ss} - e_a)$$

Estos métodos de transporte de masas son muy utilizados en cálculos de evaporación, sobretodo para embalses y lagos pequeños, aunque también se utilizan para medir evapotranspiración de suelos desnudos (Conaway y van Bavel, 1967; Ripple et al. 1970) e incluso para superficies con cubierta vegetal (Pruitt y Aston, 1963; Blad y Rosenberg, 1976), pero tiene serios problemas debido a la dificultad de medir la presión de vapor en superficies con plantas, ya que las condiciones microclimáticas a nivel de cultivo son muy variadas y suelen sobrestimarse; sin embargo, cuando C se determina localmente, este modelo es muy bueno, independientemente de si hay advección o no, cuando no hay limitaciones de agua en el suelo (Blad y Rosenberg, 1976).

4.4.4.2 Método Aerodinámico

Thornthwaite y Holzman (1942) fueron también los primeros micrometeorólogos modernos en aplicar las leyes aerodinámicas para calcular la ET. Relacionaron el gradiente de la humedad específica (q) con un perfil logarítmico de la velocidad del viento. Su expresión puede escribirse como:

$$E = \rho_a k^2 \frac{(q_2 - q_1)(U_2 - U_1)}{\ln\left(z_2 / z_1\right)^2}$$

Siguiendo este modelo se propusieron otros modelos basados en la aerodinámica (Paquill, 1950; Munn, 1961; Pruitt, 1963; Lumley y Panofsky, 1964; Oke, 1970; Businger et al., 1971; Dyer, 1974), pero estos modelos requieren medidas muy precisas de la velocidad del viento, de la humedad específica y de la presión de vapor a diferentes alturas. Thompson y Pinker (1981) demuestran un error de análisis en este método. Pese a que en los últimos años se ha conseguido una gran fiabilidad de estos métodos, dado que

la precisión de la instrumentación de medida es cada vez mayor, estos métodos tienen buena aceptación dentro del campo de la dinámica de fluidos, pero no han sido muy bien acogidos en los estudios de aplicaciones más directas, como la planificación de riegos o la hidrología (Rosenberg et al, 1983). Por el contrario, se han usado para la estimación de la ET en modelos climatológicos globales a gran escala (Yu, 1977; Wetherald, 1980).

4.4.4.3 Método de Bowen

Bowen (1926) relacionó el flujo de calor latente (LE) con el de calor sensible (H); esta relación se conoce como la relación de Bowen (b):

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{PC_p}{L \in}\left(\frac{K_h}{K_w}\right)\frac{\partial T/\partial z}{\partial e/\partial z} = \gamma \frac{K_h}{K_w}\frac{\partial T/\partial z}{\partial e/\partial z}$$

Esta expresión se simplifica asumiendo que el coeficiente de intercambio turbulento del transporte del calor (K_h) es igual que el coeficiente de transporte del agua (K_w) y que $(dT/dz)/(de/dz) \approx \Delta T/\Delta e$, donde $\Delta T = T_2 - T_1$ y $\Delta e = e_2 - e_1$. La ecuación queda:

$$\beta \approx \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e}$$

sustituyendo: $H = \beta LE$, en la ecuación del balance de energía:

$$\mathrm{Rn} + \mathrm{S} + \mathrm{LE} + \mathrm{H} = 0$$

$$LE = -\left(\frac{R_n + S}{1+\beta}\right) = -\left[\frac{R_n + S}{1+\gamma(\Delta T/\Delta e)}\right]$$

Esta ecuación se conoce como método Bowen Ratio-Energy Balance (BREB) para el cálculo del flujo del calor latente (LE).

Tanner (1960), Pruitt y Lourence (1968) y Denmaed y McIlroy (1970) comprobaron que los cálculos hechos con el modelo BREB eran muy próximos a las medidas en lisímetros en condiciones no advectivas. Lang (1973) modificó el método para condiciones advectivas locales.

Blad y Rosenberg (1974a) mostraron que el método BREB subestimaba el LE cuando se daban condiciones de flujo de calor regional por advección, por una mala elección de K_h y K_w. Estudios posteriores de Verma et al. (1978) mostraron que $\mathrm{K_h} > \mathrm{K_w}$ cuando se daban condiciones de flujo de calor regional advectivo, y que en ese caso era mejor usar la relación real entre K_h y K_w en vez de asumir que son iguales.

Este método tiene muchas ventajas para la medida en campo del LE. La instrumentación requerida es relativamente sencilla y rápida, pero, sin embargo, es necesario que los instrumentos tengan una calibrado perfecto, ya que los gradientes que se miden tienen variaciones muy pequeñas. Algunas

objeciones a este método se muestran en Fuchs y Tanner (1970) y Fuchs (1973a).

4.4.5 Métodos de resistencia

El transporte de calor sensible desde una superficie al aire está directamente relacionado con el gradiente de la temperatura y es inversamente proporcional a la resistencia aérea al calor sensible (r_a):

$$H = \rho_a C_p \frac{T_a - T_s}{r_a}$$

De igual forma, la transferencia de vapor está directamente relacionada con el gradiente de presión desde la superficie evaporante hacia el aire e inversamente relacionada con la resistencia estomática y aérea al transporte de moléculas de agua.

Al contrario que el calor sensible, que se origina en superficie, la fuente de vapor en el proceso de evapotranspiración son las cavidades estomáticas de las hojas. En estas cavidades el aire está saturado, o casi lo está, a menos que la planta esté bajo un gran estrés hídrico o deshidratada. En la capa estacionaria, que se encuentra en la interfase entre la hoja y la atmósfera, el movimiento del aire es laminar y no turbulento, y tiene lugar paralelamente a la superficie de la hoja, a una velocidad creciente con la distancia a ésta. El vapor se difunde de forma perpendicular a la superficie foliar hasta al atmósfera libre, y la resistencia que la capa estacionaria opone a esta difusión en función del espesor (*d*) responde a la expresión:

$$r_a = d / D$$

siendo D el coeficiente de difusión de vapor en la atmósfera (0.24cm^2/s). El espesor de la capa estacionaria depende de la geometría y tamaño de la hoja y de la velocidad del viento, siendo mayor junto a las hojas grandes y disminuye con la velocidad del viento. El valor de la resistencia es por tanto variable, pero los días de calma llega a ser un porcentaje importante de la resistencia total a la difusión. En estas condiciones, la resistencia estomática es un componente menor de la resistencia total y la transpiración es independiente de la apertura estomática, excepto cuando los estomas están cerrados. Por el contrario, cuando r_a es pequeña, la transpiración está controlada por la apertura estomática. Para una misma apertura estomática la evapotranspiración es mayor para los días de viento.

Por su influencia en el espesor de la capa estacionaria, un aumento en la velocidad del viento provoca un aumento en la transpiración (figura 4.8), aunque este efecto se satura a velocidades relativamente bajas, del orden de 1 m/s (Guardiola y García, 1990), por lo que debe de considerarse la resistencia estomática o del cultivo si es para toda la planta (r_s o r_c).

Monteith (1963) propuso un método para estimar el LE basado en el transporte de masas. Pero en este modelo, C, que era una constante en función de la calma de vientos, se sustituye por un término que considera la resistencia r_a y r_c:

$$LE = \frac{\rho_a L \in}{P} \frac{e_a - e_{ss}}{r_a + r_c} = \frac{\rho_a Cp}{\gamma} \frac{e_a - e_{ss}}{r_a + r_c}$$

Para utilizar este método se debe estimar la e_{ss} a partir de datos de temperatura de la superficie T_s, medir la e_a, estimar r_a a partir de medidas de velocidad del viento, y calcular r_c a partir de datos de la resistencia estomática r_s.

Sin embargo, la resistencia al flujo de vapor es mucho mayor que la resistencia al transporte de calor sensible. Por tanto, utilizar analogías para estimar tanto el flujo de calor sensible como el flujo de calor latente es, en realidad, bastante erróneo.

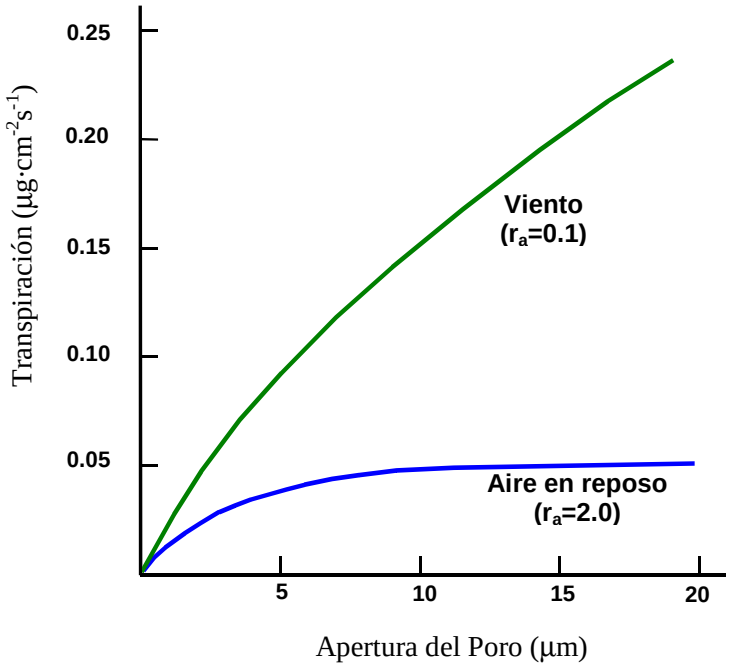


Figura 4.8. *Influencia de la apertura estomática en la transpiración con aire en reposo y con viento (datos de Bange, 1952, tomado de Guardiola y García, 1990)*

Tanner (1963) y Phillip (1966) sugirieron usar diferentes valores de la resistencia para los cultivos, y Brown y Rosenberg (1973) propusieron un método mucho más complejo para el modelo de resistencia de Monteith que no precisa conocer e_{ss}, pero requiere soluciones iterativas. Verma y Rosenberg (1977), simplificaron este método iterativo, y la precisión para cálculos horarios y diarios, comprobada con lisímetros, fue de una variación del 10 al 15%.

4.4.6 Metodos de correlación de remolinos

El vapor de agua es tranportado en dirección vertical mediante movimientos ascendentes y descendentes de pequeñas masas de aire denominadas remolinos. Swinbank (1951) propuso el método de correlación de remolinos para estimar el flujo ascendente del vapor de agua. Para una superficie horizontal y para una corriente de flujo vertical el transporte de agua se puede expresar de la siguiente forma:

$$E = \frac{\in}{P} \rho_a \overline{w'e'_a}$$

donde $\overline{w'e'_a}$ son la velocidad vertical del viento y la presión de vapor medias en el momento de inicio del remolino, $\in$ es la relación entre el peso específico del agua y el del aire y P la presión atmosférica.

4.4.6. Métodos hidrogeoquímicos

En realidad son métodos indirectos, ya que lo que realmente se determina con ellos es la recarga. Los trazadores, tanto isotópicos como químicos, se usan de forma generalizada para el cálculo de la recarga tanto en climas áridos como en semiáridos. Estos trazadores pueden agruparse en dos grandes grupos, los trazadores medioambientales, presentes de forma natural en la corteza, y los trazadores antrópicos, aplicados por el hombre.

Estos métodos se van a tratar en el capítulo 5.

4.6 MEDIDA DE LA EVAPOTRANSPIRACION

4.6.1 Introducción

Los lisímetros no son los únicos instrumentos de medida de la evaporación, pues existen otros mucho más sencillos; como los evaporímetros y los tanques de evaporación, entre otros. Estos métodos han sido utilizados para medir la evapotranspiración potencial, pero como ya he comentado al principio del capítulo, no siempre la evaporación de una superficie libre de agua tiene porqué ser el máximo de evapotranspiración. Además, los tanques de evaporación tienen problemas de dilatación en climas semi-áridos y áridos, con lo que su precisión disminuye en estos climas, y sobretodo la caída de hojas y animales o la deposición de polvo y partículas atmosféricas que reflejan la radiación incidente. Pese a esto, su sencillez y bajo coste los convierten en la herramienta más utilizada para el cálculo de la evaporación. Además, la evapotranspiración de referencia también se puede medir directamente con cierta exactitud (Chin y Zhao, 1995). La principal alternativa a este método son los métodos empíricos (Shuttleworth, 1993).

Los lisímetros son el método más utilizado para tener una información que sirve de base para el desarrollo, calibrado y corroboración de los métodos empíricos de evapotranspiración (Makkink, 1957; Jensen, 1974; Doorembos y Pruitt, 1977; Wright, 1981, 1982; Allen et al., 1989; Jensen, 1990; Allen, 1990; Daame et al., 1993, 1995) y son ampliamente utilizados en zonas agrícolas o forestales para la planificación de riegos en diferentes ambientes del centro de Europa (Meissner, et at., 1998a) y Africa, (Jackson, 1999); incluso la planificación de regadíos en California, basada en cálculos a tiempo real (CIMIS), mediante un sistema automatizado de medidas en diferentes estaciones meteorológicas, está apoyada en medidas lisimétricas (Snyder y Pruitt, 1992). Los lisímetros son demasiado sensibles a las condiciones medioambientales, la mayoría de las cuales son poco entendidas o simplemente se han ignorado en la práctica. La ausencia de una descripción y documentación de las condiciones medioambientales, y de la gestión de los datos de los lisímetros aportados en la literatura han llevado a una cierta confusión e incertidumbre, tanto de la calidad como de la representatividad de los datos obtenidos. Consecuentemente, muchos datos y resultados, obtenidos en importantes estudios sobre ET, basados en datos de evapotranspiración en lisímetros, pobres o no representativos (Jensen, 1974), han llevado a soluciones inapropiadas y falsas, con importantes pérdidas económicas.

En Allen et al.,(1991) se describen los principales problemas medioambientales a los que se exponen los lisímetros, sobre todo a las medidas unidimensionales de ET típicas de los ambientes agrícolas. Los efectos de esos defectos ambientales son importantes y normalmente hacen que las mediciones de los lisímetros sean poco válidas para fines científicos o ingenieriles. Estos problemas son, principalmente, la bidimensionalidad de los límites, las diferencias de altura entre la vegetación dentro y fuera del lisímetro, las diferencias de densidad de la vegetación, la variación entre el lisímetro, sus bordes inmediatos y la estación meteorológica, las condiciones térmicas de las paredes de los lisímetros, la densidad aparente del lisímetro y profundidad para el desarrollo de las raíces.

Los lisímetros, en general, son caros y costosos, aunque se han realizado experiencias de campo con microlisímetros de unos cm de diámetro, con mayor representatividad espacial, al poder repartirse a lo largo de toda una superficie y mucho más baratos, aunque las características de estos hacen que el suelo que hay dentro difiera del entorno en mayor medida que en los lisímetros convencionales. Los lisímetros se pueden dividir en dos grandes grupos, los lisímetros de pesada y los de drenaje (figura 4.9).

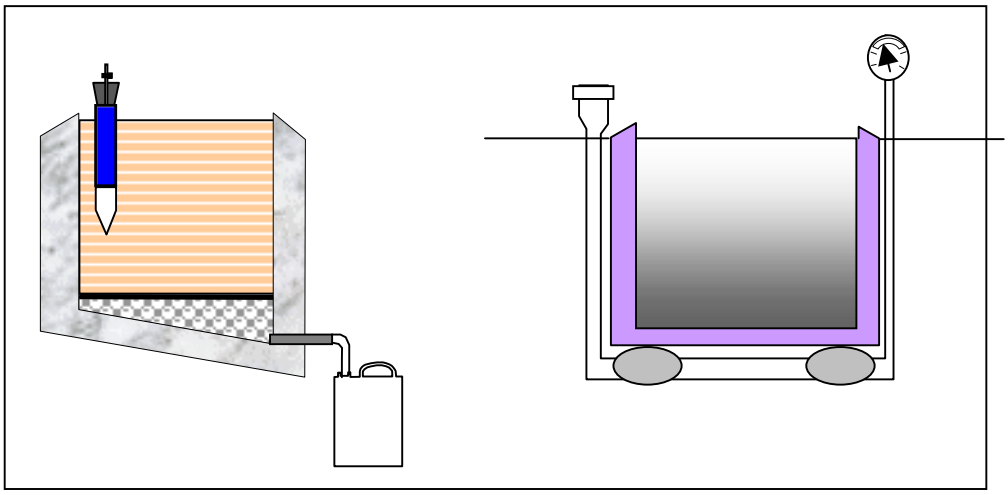


Figura 4.9. *Los dos principales tipos de lisímetros, a la izquierda un lisímetro de drenaje, a la derecha un lisímetro de pesada*

Los lisímetros fueron diseñados para recoger el agua de infiltración, y los lisímetros de pesada, mucho más costosos que los de drenaje, fueron concebidos para el cálculo de la evapotranspiración. El lisímetro de pesada se apoya sobre un sistema hidráulico o una balanza de precisión. Los lisímetros de drenaje tienen una salida en el fondo, de manera que el agua que se infiltra es recogida en un recipiente que se puede aforar.

La principal diferencia entre ambos tipos de lisímetros es que los de drenaje miden la evapotranspiración de forma indirecta, resolviendo la ecuación del balance del suelo, mientras que en los lisímetros de pesada la evaporación se mide directamente, y según la exactitud de la balanza puede dar precisiones de hasta 0,1 mm (Gee y Hillel, 1988).

Por tanto, los lisímetros de drenaje son métodos de determinación directa de la recarga, por lo que los aspectos relacionados con este cálculo se tratarán de forma más extensa en el capítulo 5.

CAPITULO 5

ASPECTOS TEORICOS DE LA RECARGA

5.1. INTRODUCCIÓN

La recarga es uno de los parámetros hidrogeológicos más complejos de determinar; por definición, recarga de un acuífero, en sentido estricto, es el flujo descendente de agua que alcanza al acuífero, suponiendo un incremento de las reservas. Según Simmers (1990), la recarga natural de un acuífero puede ocurrir a partir de la precipitación, que suele ser el principal mecanismo de recarga, o a partir de ríos, canales y lagos, así como inducida por el hombre en forma de fugas de embalses, de canalizaciones de riego o urbanas y el retorno del riego que, en zonas áridas, puede superar a la recarga por lluvia.

Se pueden distinguir dos tipos de recarga, directa e indirecta (Lloyd, 1986), aunque se utilizan otros términos equivalentes, como recarga loca, o difusa y recarga localizada (Allison, 1988; Foster, 1988).

La recarga directa se define como el agua incorporada a las reservas del acuífero por percolación vertical directa de la precipitación a través de la zona no saturada (French et al., 1996).

La recarga indirecta es el resultado de la percolación de agua que se escapa de la escorrentía a través de grietas o fracturas, así como las correspondientes a pequeñas áreas encharcadas, lagos o lechos de cursos fluviales. Por tanto, se pueden diferenciar dos tipos de recarga indirecta, la asociada a cursos de agua permanentes y la que se produce por eventuales concentraciones en superficies horizontales en ausencia de cursos bien definidos.

Estas definiciones no son más que una simplificación de la realidad, ya que no se consideran ni los posibles fenómenos de recarga lateral ni los flujos preferenciales, que son un caso muy evidente de recarga indirecta (Sharma, y Hughes, 1985; Johnston, 1987). Incluso la intrusión marina podría incluirse como un tipo de recarga lateral inducida por la sobreexplotación. Hay que destacar que en la mayoría de casos se producen combinaciones de recarga tanto directa como indirectas.

En Custodio (1997a) se denomina recarga tanto al volumen de agua que penetra en un cierto intervalo de tiempo como al flujo unitario (tasa de recarga) también expresado en volumen por unidad de tiempo, volumen por unidad de superficie y unidad de tiempo, o altura por unidad de tiempo. Esa tasa de recarga puede ser tanto el valor en un momento determinado, como el valor medio que corresponde a un cierto periodo de tiempo, o bien el valor de un periodo de tiempo largo, por lo que estas matizaciones temporales deben darse cuando se dan los valores.

Además, define como infiltración al proceso y la cuantificación de la penetración del agua desde la superficie del terreno hacia el interior. La infiltración depende de la permeabilidad intrínseca del suelo y su estado de humedad. En caso de encharcamiento, si tenemos el nivel freático en profundidad, produce infiltración, pero si este encharcamiento se produce por elevación del nivel freático la infiltración es nula.

El agua que se infiltra ocupa todos los poros o parte de ellos, y tiende a descender lentamente por efecto de la gravedad cuando supera la capacidad de campo o retención específica, que es el mayor contenido de humedad que puede retener el suelo en contra de la gravedad. Esta parte de agua retenida en el suelo está disponible por las plantas en la zona radicular para ser transpirada, o incluso puede ser evaporada por la acción de la energía solar sobre la superficie del terreno.

La anterior descripción supone también una simplificación del proceso de recarga por lluvia, y, aún así, muestra que hay diversos procesos implicados, que no siempre son de descripción y cuantificación sencilla (Custodio, 1997a). Rushton, (1988) enumera una serie de factores que afectan a la recarga:

- Superficie del terreno:
  - Topografía
  - Precipitación: magnitud, intensidad, duración y distribución espacial
  - Escorrentía
  - Tipo de cultivos: evaporación real
- Riego
  - Naturaleza de la programación de riegos
  - Pérdidas por las canalizaciones y cursos de agua
  - Aplicación en los campos, preparación de la tierra y retorno del riego
- Ríos
  - Cursos que atraviesan el área de estudio
  - Cursos que salen del área de estudio
  - Ríos ganadores o perdedores con el acuífero
- Suelo
  - Naturaleza del suelo, profundidad y características hidráulicas
  - Variabilidad del suelo, espacial y en profundidad
  - Zona radicular
  - Agrietamiento del suelo con desecación o expansión con humedecimiento
- La zona no saturada
  - Mecanismos de flujo a través de la zona no saturada
  - Zonas con diferentes conductividades hidráulicas
- Acuífero
  - Capacidad del acuífero de recibir agua
  - Variación de las condiciones del acuífero con el tiempo

Además, la frecuencia de los fenómenos de recarga y el tiempo de tránsito hasta que ésta tiene lugar, son bastante importantes, y el desfase entre ambos influye en la elección de la metodología para la estimación de la recarga. Por todos estos aspectos se recurre a las parcelas experimentales y, en concreto, a los lisímetros.

Los lisímetros son ampliamente utilizados para determinar la recarga, a pesar del inconveniente de que estos experimentos sólo son válidos para dicha parcela experimental (Morell, 1995; Gonzalo et al.,1998b). Sin embargo, es posible suponer que los valores obtenidos en parcelas experimentales sean aplicables en un contexto hidrogeológico similar (Issar y Passchier, 1990).

La recarga a los acuíferos se puede dividir en cinco tipos, en función del origen del agua de recarga:

- Recarga por la precipitación
- Recarga desde los ríos
- Recarga desde otros acuíferos
- Recarga procedente del riego
- Recarga urbana

Cada tipo de recarga se puede cuantificar por varios métodos, que son, en parte, coincidentes para la mayoría de los casos.

En el caso de la Plana de Castellón tienen lugar todos los tipos de recarga. Aunque, sin duda, la recarga directa a partir de la precipitación es uno de los términos más importantes, tanto en aspectos cualitativos como por su cuantía.

5.2. ASPECTOS TEÓRICOS DE LA ESTIMACIÓN DE LA RECARGA

5.2.1. Recarga a partir de la precipitación

La recarga por lluvia es la más común e importante a escala regional, aunque localmente puede haber otro tipo de recarga que sea más cuantiosa. En Lener (1990) se hace una simplificación del proceso de recarga por precipitación. A grandes rasgos, se dice que parte de la precipitación vuelve a la atmósfera por varios procesos de evaporación, otra parte circula en superficie de forma lateral, y el resto pasará a ser la recarga directa.

En Custodio (1997a) se detalla algo más este proceso, de manera que parte del agua de precipitación es evaporada antes de alcanzar la superficie, una parte es interceptada por la vegetación y posteriormente evaporada, y otra parte es retenida por la superficie y también se evaporará; lo que queda se repartirá entre escorrentía superficial directa e infiltración. Este agua de escorrentía puede infiltrarse aguas abajo si las condiciones del suelo lo permiten. Una parte del agua infiltrada circula rápidamente por la parte superior del suelo siguiendo

macroporos, canalículos, grietas y demás, formando lo que se denomina el flujo hipodérmico, apareciendo aguas abajo como escorrentía superficial. Por tanto, hay que considerar la parte del agua de la precipitación que es capaz de atravesar el suelo y alcanzar el acuífero por flujo vertical. Esta parte de la precipitación se suele llamar lluvia útil.

Los métodos de estimación de la recarga a partir de la precipitación se pueden clasificar en:

- Medidas directas de la recarga sobre áreas de hasta unos 100 m^2
- Métodos empíricos de cálculo de la recarga en función de la precipitación
- Métodos de balance de agua, bien de forma puntual o a escalas mayores, basados en los métodos de balance de humedad del suelo
- Métodos de aproximación a la ley de Darcy
- Métodos hidrogeoquímicos

5.2.1.1. Métodos de medición directa

Los métodos directos para la determinación *in situ* de la recarga son bastante costosos, ya que requieren la construcción de un dispositivo que mida a una cierta profundidad el agua que se dirige hacia el nivel freático; sin embargo, estos métodos tienen gran fiabilidad (Samper, 1997). Los métodos clásicos de medición directa de la recarga son los lisímetros, que se han utilizado para calcular la evapotranspiración a partir de la determinación de la infiltración teniendo en cuenta la variación de la humedad del suelo en la parcela experimental.

Lisímetros

Los lisímetros, al igual que otros métodos de determinación directa de la recarga, son más apropiados para climas húmedos que para climas áridos. Se precisa una construcción cuidadosa y un mantenimiento constante, además de muestreos frecuentes, para evitar la presencia de flujos preferenciales, encharcamientos o inundaciones, drenajes erróneos o evaporación de la muestra recogida. Lener (1990) recomienda controlar periodos de observación largos para aplicar los valores de recarga obtenidos debido a la gran variabilidad espacial de las precipitaciones en estas regiones. Con series meteorológicas largas, una medida en lisímetros proporciona un buen resultado para calibrar métodos de balance de humedad del suelo y un modelo de evapotranspiración potencial o real.

Los lisímetros de pesada son mucho más útiles y precisos para la determinación de la evapotranspiración; sin embargo, los lisímetros de drenaje son mucho más utilizados para estudios de recarga, pues en ellos se determina directamente el agua que ha atravesado la zona radicular. Van Bavel (1961) estableció unos criterios para determinar la profundidad del lisímetro. Según este estudio, para determinar la recarga debida a riegos, basta con una profundidad de 1 metro, pero si se quiere

determinar la recarga debida a la precipitación debe ser, al menos, de 2 metros de profundidad y disponer de un sistema de drenaje.

Métodos empíricos

Existen varias fórmulas para determinar la recarga empíricamente a partir de la precipitación. Estos métodos consisten en determinar la recarga como una función directa de la precipitación, lo cual es admisible en ciertos climas húmedos. En Holanda, por ejemplo, se estima que el 40 % de las lluvias alcanza al acuífero, y el balance del suelo a lo largo del año es prácticamente constante, con lo cual es muy fácil obtener una ecuación lineal entre la recarga y la precipitación (Bouwer, 1989).

Algunas de estas fórmulas son las de Mandel y Shiftan (1981) que dan una fórmula para climas mediterráneos, cuando la precipitación está entre 450 y 650 mm.

$$\text{Recarga} = 0.9\,(P-360)$$

Y otras más complejas que no conservan la dimensión de los parámetros, como son la fórmula de Cheeturvedi y la fórmula de Turc, que ya se comentaron en el capítulo de evapotranspiración.

La fórmula de Cheeturvedi (Sinha y Sharma, 1988) para recarga en la India se expresa como:

$$\text{Recarga} = 50.8\,(P/25.4 - 015)^{0.4}\ ;\ \text{para } P > 380 \text{ mm/año}$$

Sin embargo, hay dos aspectos a considerar para aplicar un método empírico de recarga: el primero es conocer la fiabilidad del método y segundo la posible aplicación a otro espacio o tiempo diferentes, ya que la variabilidad espacial y temporal de las precipitaciones en climas semi-áridos o áridos tiene una gran incertidumbre; además, aplicar estos métodos es admitir que la precipitación tiene lugar sobre un suelo con el mismo estado inicial de humedad, lo cual supone un grave error conceptual de aplicación.

Por lo tanto, estos métodos sólo son aproximaciones aplicables en zonas donde no se disponga de otro tipo de medidas y cálculos.

Métodos de Balance de agua

El término “balance de agua” fue definido por Thornthwaite en 1944 como la diferencia entre las entradas de agua a partir de la precipitación y deshielo, y las salidas por evapotranspiración, recarga a los acuíferos y escorrentía. El balance de agua se usa ampliamente para determinar las necesidades hídricas de cualquier región, bien sea para estudios hídricos, para calcular el estrés hídrico tanto de cultivos como de vegetación natural, demandas de riego, flujo de agua hacia lagos y cuencas cerradas, crecidas de ríos, variación del nivel piezométrico, e incluso para predecir el impacto humano sobre el ciclo hidrológico (Dunne y Leopold, 1995).

El método del balance de agua se ha utilizado en diversos estudios a gran escala de la recarga. Estos estudios han sido posibles mediante campañas internacionales en las que se ha llevado a cabo un amplio control de las variables precipitación y humedad del suelo. Entre estos grandes proyectos destaca el HAPEX-Sahel (Hydrologic Atmospheric Pilot Experiment) llevado a cabo en la región del Sahel en Nigeria (Cuenca et al., 1997; Wallace y Holwill, 1997; Le Barbe y Lebel, 1997) o el Tarrawarra Proyect, llevado a cabo en el sur de Victoria en Australia (Western et al., 1999).

La ecuación básica del balance del agua en el suelo se suele plantear entre dos tiempos, t_i y t_f ($\Delta t = t_f - t_i$) y se compone de los siguientes términos (expresados en variación de volumen para Δt):

$$P+D-In-Es-ETr-Pe = \Delta\theta$$

donde: *P* es la precipitación, *D* es la dosis de riego, *In* es el agua interceptada, *Es* es la escorrentía superficial, *ETr* es la evapotranspiración real, *Pe* es la recarga en tránsito (que coincide con la recarga cuando no hay flujos laterales) y $\Delta\theta$ es la variación de la humedad del suelo.

La aplicación de la ecuación es muy sencilla, pero este tipo de modelos conceptuales extremadamente sencillos no pueden ser válidos en todas las situaciones. En su aplicación se supone que los parámetros y propiedades del suelo son uniformes sobre una zona determinada.

Una de las partes esenciales del balance es el cálculo de la ETr (Samper, 1997); que a su vez está relacionado con el método de cálculo de la evapotranspiración potencial o de referencia, y el método con el que la ETr se relaciona con la ETp o ETo y con las condiciones de humedad existentes en el suelo.

Del cálculo y medida de la evapotranspiración y sobre la determinación de la humedad en el suelo se ha dado una visión general en los capítulos previos.

En los apartados siguientes se va a comentar los aspectos más relevantes de los principales mecanismos de medición y cálculo de la precipitación y la intercepción y su relación con la recarga.

La dosis de riego y la escorrentía se tratarán posteriormente en los epígrafes 5.2.2 y 5.2.3 respectivamente. Sin embargo, en el balance de agua con lisímetros, el agua de riego se trata como un mecanismo de entrada de igual forma que la precipitación y la escorrentía en los lisímetros es nula, ya que toda el agua se infiltra hacia el suelo.

Sobre la evaporación del agua retenida en superficie en los lisímetros, salvo algún caso aislado, todos infiltran el agua a los pocos minutos, por lo que este aspecto no se ha considerado para el cálculo del balance. Además, a efectos de recarga es indiferente considerar si el agua se ha evaporado antes de producirse la infiltración o mientras está retenida en la superficie.

Precipitación

La precipitación es, sin duda, el principal responsable de la recarga total en climas semi-áridos, como es el caso de la Plana de Castellón, pese a que los aportes por riego son mucho más cuantiosos.

La precipitación se presenta en la superficie de la tierra como meteoros de diferentes características. La lluvia suele ser el meteoro más frecuente, pero no se debe olvidar el rocío, el granizo, la nieve y la escarcha, que en determinadas áreas del planeta pueden ser las formas más importantes de la precipitación.

Las medidas puntuales de la precipitación presentan grandes errores de medidas en tormentas locales, o incluso de más del 30% en tormentas de larga duración con presencia de vientos fuertes, aunque para series largas el error es más bajo (Kurtyka, 1953; World Meteorological Organization, 1965; Dunne y Leopold, 1995).

Mucho más problemático es el cálculo de la precipitación de una cuenca hidrográfica, o de un área de drenaje o recarga, a partir de unas pocas medidas puntuales con pluviómetros. Los métodos tradicionales de cálculo de la precipitación en un área se basan en el cálculo de la media aritmética, mediante los polígonos de Thiessen o mediante el cálculo de isoyetas basado en una distribución estadística mediante técnicas numéricas como el krigeado.

Estas técnicas han avanzado con las herramientas estadísticas y se ha desarrollado un gran número de modelos estocásticos de precipitación (Sene, 1996; Wilks, 1999a y 1999b), o modelización de variables meteorológicas para regiones con topografía irregular (Martinez-Cob, 1996; Thornon et al., 1997) o la aplicación de las imágenes de satélite para cuantificar la precipitación en el HAPEX-Sahel (Gaze et al., 1997; Lebel y Le Barbé, 1997). Aparte de estos métodos se han desarrollado ecuaciones para el cálculo de la intensidad (Froehlich, 1995). Y, sin duda, la aplicación de los sistemas de información geográfica (SIG) a los estudios de recarga va a suponer un gran avance en los próximos años, que ya se pueden encontrar en trabajos de principios de la década actual (Sophocleous, 1991; 1992)

La medida de la precipitación se hace actualmente con estaciones automáticas, pero presentan inconvenientes debidos a las tormentas eléctricas, que frecuentemente provocan la pérdida ocasional de datos. La prolongación de series meteorológicas, para la variable precipitación, ha sido siempre práctica habitual en estudios hidrológicos por varios motivos, normalmente se instalan los pluviómetros más tarde de cuando interesa, o no funcionan correctamente, o simplemente no se han tomado las lecturas en los periodos que se debía. Por todas estas razones, se suelen rellenar los huecos en las series de datos a partir de otros registros. La técnica más frecuente es la del método de regresión y correlación con la estación más cercana, y si esta también falla se toma la segunda estación más cercana.

La fiabilidad de los datos es un aspecto importante a considerar; normalmente, las estaciones suelen presentar cambios de ubicación o de instrumental que dan lugar a cambios en la pauta general de la serie. Estos cambios se suelen considerar

para correlacionar los datos en series largas, normalmente mediante el método de dobles masas.

Un aspecto que conviene considerar es el análisis de la frecuencia de la intensidad y duración de las tormentas, y el periodo de retorno. Este aspecto siempre se ha tratado desde la hidrología como una variable de riesgo y prevención a la hora de realizar construcciones hidráulicas. En Froehlich (1995) se consideran fórmulas para calcular tormentas de hasta diez días de duración que, sin duda, pueden suponer en climas semi-áridos una infiltración muy superior a los mecanismos normales y con efectos de drenaje muy importantes en zonas de agricultura intensiva, como se verá posteriormente.

De igual forma, la distribución temporal de la lluvia durante una tormenta, que determina el porcentaje de escorrentía, tiene una gran importancia a la hora de realizar la modelización de los mecanismos de recarga ligados a la precipitación.

Intercepción de la precipitación

Un aspecto al que habitualmente no se le concede la importancia que tiene en estudios de hidrogeología es la intercepción.

La precipitación en un área no siempre llega a alcanzar el suelo; parte de esta se evapora en la atmósfera y otra parte es retenida en la superficie de la cubierta vegetal. La parte del agua evaporada no se registra en los pluviómetros, con lo cual no se considera en el cómputo de entradas del balance. Sin embargo, la precipitación interceptada por la vegetación no suele considerarse, ya que los pluviómetros se ubican en zonas libres de vegetación para captar toda la precipitación. Por tanto, parte de esa agua que consideramos que va a llegar al suelo no lo hará, y se evaporará desde las plantas a la atmósfera.

La cuantificación de esta parte de la precipitación interceptada es difícil de realizar, y salvo en bosques o en cultivos arbóreos, donde se pueden colocar varios pluviómetros debajo de la cubierta vegetal y sobre la superficie vegetal y, aunque parte del agua interceptada está en los troncos y ramas, en la mayoría de casos esta intercepción tiene lugar en las hojas. Los arbustos, hierbas y cultivos bajos y, sobre todo el césped, con un índice foliar elevado, presentan porcentajes elevados de intercepción, y de más difícil determinación.

El interés de la intercepción no está realmente en su cuantía sino en su importancia cualitativa. Ya se comentó en el capítulo de Evapotranspiración la importancia del potencial hídrico de las hojas, y que la intercepción es uno de los mecanismos de disminución de la evapotranspiración más relevantes. El cálculo de la evaporación del agua interceptada se suele realizar mediante balances de energía basados en el método de Penman (Asdak et al., 1998).

Otro aspecto, importante de este proceso es la intercepción de la llamada precipitación oculta. La precipitación oculta es el agua procedente de la humedad atmosférica que se deposita en la superficie de las hojas, troncos y ramas de la vegetación durante las horas nocturnas y aparece como rocío o escarcha en las

horas matutinas. Este aporte de agua para la planta y el suelo no sólo tiene importancia como regulador térmico y mecanismo de reducción de la evapotranspiración, como ya se ha dicho, sino que en climas áridos puede suponer el principal mecanismo de precipitación, capaz de mantener una cubierta verde de más de 100 metros de ancho en la franja atlántica del desierto del Sahara, una de las zonas más áridas del planeta. Este tipo de precipitación es también característica de los bosques de coníferas del frente Pacífico al norte de California, en la que se puede recoger precipitación en los pluviómetros situados por debajo de la vegetación sin existir ningún evento de lluvia o precipitación convencional (Nagel, 1956; Oberlander, 1956; Becking, 1962).

Este tipo de precipitación se recoge en los lisímetros de pesada, y su cálculo e importancia en la evapotranspiración no se encuentra fácilmente en la literatura, aunque hay algunos estudios realizados (Teklehaimanot y Jarvis, 1991).

Por tanto, la intercepción es un mecanismo que produce entradas o salidas al sistema del suelo que deberían considerarse a la hora de hacer el balance de agua. Las dificultades técnicas para su estudio y la ausencia de instrumental para su medida fuerzan su omisión en el presente estudio. En todo caso se considera a las entradas debidas a la precipitación oculta similares a la intercepción de la precipitación, con lo cual se considera que ambos términos se anulan en el balance.

Métodos de aproximación al flujo de Darcy

El flujo de agua en la zona no saturada sigue la ley de Darcy, con la única diferencia respecto al medio saturado de que la conductividad hidráulica varía con en contenido de humedad del suelo. El contenido de humedad del suelo y la conductividad hidráulica a su vez dependen del potencial del medio no saturado.

La ley de Darcy para un flujo vertical (unidimensional) en condiciones de subsaturación y para un medio isótropo se pude expresar como:

$$q = -k\,\frac{\delta(\Psi + z)}{\delta z} = -k\left[\frac{\delta\Psi}{\delta z} + 1\right]$$

siendo:

q: el flujo de agua (LT^{-1})

k: conductividad hidráulica (LT^{-1})

Ψ: tensión matricial (L)

z: nivel con respecto a la superficie de referencia (L)

La tensión matricial es negativa y, como se vio, se debe a la adherencia del agua a las partículas sólidas del suelo. Para aplicar este método se debe determinar el gradiente hidráulico y la conductividad hidráulica. Cuando se determina el flujo por

debajo de la zona de influencia de las raíces, la zona radicular, se puede considerar que el flujo es equivalente a la recarga.

A veces, en condiciones de suelo uniforme el gradiente hidráulico vertical, por debajo de la zona radicular, está muy próximo a la unidad, y por tanto, el flujo o recarga se puede decir que es equivalente a la conductividad hidráulica. Esto es cierto en la zona cercana al nivel freático, aunque para la zona que está por debajo de la influencia radicular es de esperar que el flujo sea similar, aunque con un cierto desfase (López-Rodrigez, 1997).

En la zona no saturada el flujo es siempre aproximadamente vertical, y la conductividad hidráulica depende de la humedad, por lo que la ley de Darcy se puede expresar como:

$$q = -k_\theta \frac{\delta\Psi}{\delta z} \text{ ; donde } K_\theta = f(k,\theta)$$

siendo Ψ el potencial total o carga hidráulica del agua, z la profundidad, K_θ la conductividad hidráulica subsaturada, k la conductividad hidráulica y θ es el contenido de humedad del suelo.

Así, el flujo en el perfil del suelo depende del potencial total del agua. Cuando el potencial es constante, el perfil está en equilibrio y no existe flujo. Cuando el gradiente de potencial es ascendente hay un flujo ascendente, como ocurre, por ejemplo, por efecto de la absorción radicular en respuesta a la demanda evaporativa de la planta. Por el contrario, si el gradiente es descendente se producirá un flujo descendente. Ambos flujos pueden ocurrir en el mismo perfil. Las zonas de flujo ascendente y descendente están separadas por el plano de flujo nulo, denominado así por la ausencia de flujo dentro de él.

En situaciones intermedias, el agua es extraída o pasa a incrementar las reservas mediante el cambio de estado de humedad del suelo o el grado de saturación. Este proceso se describe mediante una ecuación diferencial que surge de la combinación de la ecuación de flujo de Darcy y de la ley de conservación de la masa. Esta ecuación se conoce como la Ecuación de Richards (1931):

$$\frac{\delta\theta}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z}\left[k_\theta \frac{\delta\Psi}{\delta z}\right]$$

Es frecuente encontrar esta expresión en términos sólo de presión o en términos de humedad (Freeze, 1969), en cuyo caso es necesario considerar un mecanismo de extracción de agua, como por ejemplo la absorción radicular de la humedad necesaria para la evapotranspiración. En este caso se debe incluir $S(\theta,z,t)$:

$$\frac{\delta\theta}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z}\left[k_\theta \frac{\delta\Psi}{\delta z}\right] - S(\theta,z,t)$$

donde S es la succión de la humedad por parte de las raíces.

La mayor dificultad para aplicar este método es conocer la relación entre la conductividad hidráulica y la humedad del suelo con el potencial. Estas relaciones, además, presentan fenómenos de histéresis. Estas relaciones se expresan gráficamente como la curva característica del suelo.

El método del infiltrómetro de doble anillo se ha utilizado para determinar la conductividad hidráulica del suelo desde hace algunos años (Perroux y White, 1988, Ankeny et al., 1991; Reynolds y Elrick, 1991 y otros muchos) y consiste básicamente en proporcionar diferentes cargas de potencial y registrar datos de tensión medidos con minitensiómetros. Haverkamp et al. (1994) y Smettem et al. (1994) desarrollaron una nueva teoría en tres dimensiones para la infiltración. Simunek et al. (1998a), proponen un nuevo modelo para la determinación de las propiedades de suelo a partir de un cálculo inverso con el infiltrómetro de doble anillo.

Actualmente se están desarrollando otros métodos (Inoue et al, 1998) para la obtención *in situ* de las propiedades hidráulicas del suelo, de la curva de retención y del fenómeno de histéresis, destacando el permeámetro cónico desarrollado por Gribb et al., (1998) y que ha sido aplicado por numerosos autores (Kodesova et al., 1998 y 1999; Simunek et al. 1998b; 1999a y 1999b).

Métodos hidrogeoquímicos

El último grupo de técnicas para la determinación de la recarga a partir de la precipitación son los trazadores, que es una metódica muy utilizada para la cuantificación y modelación del transporte del agua y sustancias contaminantes en la zona no saturada.

Los trazadores son sustancias que se encuentran en el agua y se pueden detectar por medios físicos o químicos. Estas sustancias pueden estar presentes en el agua porque han sido añadidas de forma intencionada, o pueden estar presentes en el medio ambiente, bien como resultado de la actividad humana o bien como consecuencia de procesos exclusivamente naturales.

Los principales trazadores se muestran en la tabla 5.1. De todos ellos, los más interesantes son el ^{18}O y el deuterio (^{2}H), cuya relación está afectada en el proceso de evaporación. Los procesos de fraccionamiento isotópico, que tienen lugar entre la fase líquida y gaseosa durante la evaporación, implican cambios en la composición isotópica del agua que queda en el suelo.

Además, estos cambios dejan una información hidrogeoquímica en el agua que permite conocer y estudiar los procesos de recarga. La transpiración por las plantas no provoca esta fraccionación isotópica. El Tritio, que es el trazador más utilizado en los estudios de recarga, no está afectado tampoco en este proceso de fraccionamiento durante evaporación, por lo cual se considera un excelente trazador conservativo (Lener, 1990).

Custodio (1997b) define como “sustancia disuelta conservativa” aquella cuyo movimiento en el terreno es muy similar al del agua, y por lo tanto se puede utilizar para medir el flujo del agua. Se trata de sustancias que ni interaccionan

significativamente con el terreno, ni precipitan en condiciones normales, ni se alteran por procesos físico-químicos y químicos en el agua. Para su utilización es conveniente que el terreno no las aporte en cantidades significativas.

Tabla 5.1. *Principales trazadores utilizados para el balance de agua en el suelo y estimación de la recarga*

Trazador	Conservativo	Antrópico o medioambiental	Vida media
^{2}H, D	No	MA	ESTABLE
^{3}H, T	No	MA y A	12.43 Años
^{13}C	Sí	MA	ESTABLE
^{14}C	Sí	MA	5730 Años
^{18}O	No	MA	ESTABLE
Cl	Sí	MA y A	ESTABLE
^{36}Cl	Sí	MA	300000 Años
Br	Sí	A	ESTABLE
^{51}Cr	Sí	A	27.8 Días
^{58}Co	Sí	A	77 Días
^{60}Co	Sí	A	5.3 Años
^{131}I	Sí	A	8.04 Días

Los trazadores conservativos, que no se evaporan, se concentrarán en el proceso de recarga. Existen diversos estudios de recarga con trazadores isotópicos y geoquímicos (Athavale et al., 1980, 1983; Edmunds y Walton, 1980; Foster et al.,1982; Barnes y Allison, 1983, 1988; Gupta y Sharma, 1984; Sharma y Hughes, 1985; Lener et al., 1990, Shurbaji y Phillips, 1995; Shurbaji y Campbell, 1997) En Sharma (1989) hay una recopilación de varios métodos de evaluación de recarga en Australia mediante trazadores.

De todos ellos el método del cloruro es el más común, sobretodo el más sencillo y económico, por su facilidad de muestreo y de análisis (Bromley et al., 1997; Wood, 1999).

La aplicación del método del cloruro en un acuífero está restringido a aquellos acuíferos en que el agua de precipitación es el único aporte de cloruros al medio, es decir, que no existan aportes de masa de cloruro de acuíferos colindantes, ni aportes por escorrentía; el cloruro debe ser conservativo en el sistema, el flujo de la masa de cloruro no debe sufrir cambios en el tiempo y que no exista reciclado ni concentración dentro del acuífero. En ese caso se podrá aplicar el balance de cloruros que es una relación lineal con la siguiente expresión:

$$q=(p)(Cl_p)/Cl_{ac}$$

donde q es el flujo de recarga, P es la precipitación media, Cl_p es la concentración media en peso del ion cloruro del agua de lluvia y Cl_{ac} es la concentración media del ion cloruro en el acuífero.

De igual forma se puede calcular la evaluación de la recarga en la zona no saturada, sustituyendo la concentración de cloruro del acuífero por la presentada en el agua de la zona no saturada.

En Iglesias et al. (1997) se expresa el balance de cloruros considerando la variación de la concentración de cloruros del agua de humedad contenida en el suelo entre el periodo final e inicial del balance.

5.2.2. Recarga a partir de los ríos

La recarga desde los ríos es probablemente el tipo de recarga natural más difícil de estimar, ya que existe mucha más variabilidad en el flujo que en la precipitación y más dependencia del acuífero que con la recarga procedente del riego, pero, sobretodo, una mayor dificultad de medida que en los demás tipos de recarga. El principal aspecto que hay que considerar a la hora de evaluar la recarga de los ríos es entender el contexto hidrogeológico antes que realizar ningún tipo de cálculo (Lener, 1990).

En principio, hay que considerar la existencia de diferentes tipos de ríos. En climas áridos o semi-áridos, como es nuestro caso, la clasificación de los ríos se pueden hacer en función de las características del flujo. En este caso los ríos se diferencian en:

- Permanentes o perennes, en los que existe flujo a lo largo de todo el año, lo cual implica que el río tiene una fuente de alimentación con un elevado régimen de lluvias, o que está siendo alimentado por aguas subterráneas
- Estacionales, en los que el agua fluye durante cierta época del año
- Efímeros, en los que el agua fluye únicamente tras fuertes tormentas, siendo estos ríos los más característicos de las áreas áridas y semi-áridas

Otra alternativa de clasificación de los ríos es en función de su conexión con el acuífero, lo cual afectará a la capacidad que tendrá el acuífero de recibir agua desde el río y ejercer un control en la tasa de recarga. Según este criterio los ríos también se pueden clasificar en tres grupos:

- Lejanos al nivel freático. En general, los ríos permanentes y estacionales, en este grupo, deben estar colgados, es decir, que circulan por materiales de muy baja conductividad hidráulica, mientras que los efímeros no tienen porqué estar colgados
- Conectados con el acuífero
- Los situados sobre el nivel freático, pero lo suficientemente cerca para que el agua subterránea contacte con el río en respuesta a los procesos de recarga

Las metodologías de estudio son diferentes para los ríos permanentes y estacionales que para los cauces efímeros. Los ríos lejanos al nivel freático

requieren aproximaciones para el cálculo de la recarga a diferencia de los conectados con el agua subterránea.

5.2.2.1 Parámetros que controlan la recarga desde los ríos

La recarga producida a partir de los ríos está controlada por el caudal del río, el lecho del río y las características del acuífero. Entre los factores que se deben de considerar dentro de estos se pueden destacar los siguientes:

- Caudal del río: caudal medio, profundidad del agua, caudal de crecidas, velocidad, duración del caudal, frecuencia de caudales, temperatura del agua y contenido de partículas en suspensión
- Lecho del río: condiciones previas, ancho del cauce y conductividad hidráulica
- Acuífero: límites, profundidad del nivel piezométrico, conductividad hidráulica (sobretodo variaciones de la misma) y capacidad de campo.

Todas estas variables controlan la cantidad de agua que pierde el río; sin embargo, no toda el agua que pierde el río se convierte en recarga. Para diferenciar este tipo de pérdidas se distinguen los conceptos de pérdidas por transmisión, percolación profunda y recarga. Las pérdidas por transmisión son los caudales de agua que no llegan aguas abajo del río, la percolación profunda es el agua que llega al acuífero, y recarga es el volumen de agua que alcanza al nivel freático. Las pérdidas por transmisión se deben al agua que se retiene en las márgenes del río y a la evaporación desde el propio cauce del río así como del agua estancada temporalmente, antes de pasar a la percolación profunda. La percolación profunda es el agua que queda retenida en niveles colgados o se evapotranspira antes de llegar al nivel freático, y sólo el agua que llega a este nivel pasa a convertirse en recarga.

5.2.2.2. Métodos de estimación de la recarga desde los ríos

En vista de lo comentado hasta ahora resulta obvio que la recarga desde los cursos fluviales no se puede estimar considerando sólo al río.

Siguiendo las recomendaciones de Lener (1990), el procedimiento general debe ser:

1. Considerar cuánta agua puede aceptar el acuífero, es decir, a qué distancia se encuentra el nivel piezométrico y a qué velocidad debe circular el agua en el frente de saturación.
2. Estimar la capacidad de transmisión de la zona no saturada, si es que la hay. Conocer la presencia de niveles de baja permeabilidad, que provocará la aparición de niveles colgados, es esencial.

3. Finalmente hay que considerar el caudal del río y los procesos en el cauce, estimando la posible percolación profunda y todos los demás parámetros del balance de agua , así como la evaporación desde el propio cauce.

Las metódicas del cálculo de la recarga son las mismas que las que se han visto para el caso de la recarga a partir de la precipitación, aunque cada caso tiene sus peculiaridades. Por ejemplo, la medida directa de la recarga a partir de los ríos no se puede realizar. Se han desarrollado una serie de métodos empíricos basados en la respuesta del acuífero. Los métodos del balance de agua son posibles para los tres casos de pérdida del caudal de los ríos, las pérdidas por transmisión, la percolación profunda y la recarga. La aproximación al flujo de Darcy es aplicable en teoría, pero su aplicación práctica es muy difícil debido al gran número de simplificaciones que hay que hacer. Los trazadores tienen un uso muy limitado en la cuantificación de la recarga por ríos. Así, lo más frecuente es encontrar modelos de recarga integrados en un ciclo hidrológico completo para todo un sistema.

Métodos Empíricos

En los métodos empíricos, la recarga se determina a partir de otra variable, como por ejemplo el caudal del río. Existen numerosas reticencias sobre la utilización de estos métodos; en primer lugar, estos métodos tienen mejores resultados para las pérdidas por transmisión en los ríos colgados, que para las relaciones con el acuífero o con la zona no saturada, donde se precisa de buenas estimaciones de la recarga para poder desarrollar bien este tipo de relaciones. Si se tienen medidas de la recarga que resuelvan estas relaciones no se necesita ningún modelo para calcularla.

Pérdidas de Transmisión en ríos efímeros

Al contrario que ocurre en los ríos permanentes, en los cauces efímeros el fenómeno es un proceso transitorio. Cuando se produce una avenida, se produce una infiltración rápida y se moviliza un frente de saturación. Jordan (1977) realizó un estudio de 14 cauces efímeros en Kansas. Relacionando los volúmenes de pérdidas por transmisión con cada evento de precipitación encontró que existía una relación sencilla:

$$V_x = V_0 R^x$$

donde V_x es el volumen de flujo a una distancia x, V_0 es el volumen en el punto de origen y R es la relación de volúmenes por unidad de distancia.

Relación río-acuífero para cauces efímeros

Existen diversos métodos empíricos basados en el análisis de la respuesta del acuífero a los eventos de recarga. La mayor parte de ellas se tipifican en el método de convolución, basado en un método de análisis espectral (Gelahr et al., 1979) y

una transformación lineal de la distribución de la precipitación anual (Flug et al., 1980).

Todos los métodos de cálculo de la recarga a partir de la respuesta del acuífero requieren un cálculo independiente y exhaustivo de la recarga, al menos para un evento. Sin este proceso no se pueden obtener los parámetros necesarios.

El método de convolución fue descrito por Moench y Kisiel (1970), Hall y Moench (1972), Besbes et al. (1978) y Lener (1990).

Ríos conectados con el acuífero

En los ríos cuyo cauce tiene conexión hidráulica directa con el nivel freático, la recarga tiene lugar a niveles por debajo del nivel freático. En estos casos los modelos empíricos no tienen resultados aceptables. La relación entre las pérdidas por transmisión y el caudal del río no están nada claras por el efecto directo que tiene el acuífero, por lo que no se puede establecer una relación general entre el caudal y las pérdidas, que deben calcularse explícitamente para cada periodo.

Métodos de balance de agua

El balance de agua a lo largo del cauce de los ríos es la forma más directa de determinar las pérdidas por transmisión y, si se toma en consideración todo el proceso de forma cautelosa, es posible estimar la percolación profunda o la recarga.

Utilizando los caudales se puede expresar de la siguiente forma:

$$R = Q_{up} - Q_{down} + \Sigma Q_{in} - \Sigma Q_{out} - E - \delta S / \delta t$$

siendo Q_{up} el caudal agua arriba, Q_{down} el caudal aguas abajo, ΣQ_{in} la suma de caudales de los aportes de afluentes, vertidos urbanos y retorno de riegos entre las estaciones de aforo, y ΣQ_{out} la suma de los caudales extraídos para abastecimientos o riegos, E es la evaporación desde la superficie del agua del río y δs es la diferencia de almacenamiento en la zona no saturada.

Esta forma del balance se puede expresar igualmente en volumen, que es más apropiado para calcular el balance en cauces efímeros. El intervalo de tiempo para determinar el balance en los cauces permanentes y estacionales no es determinante, aunque es preferible escoger periodos cortos, para que existan más datos puntuales y las condiciones sean más constantes, lo cual permite un mayor control en la determinación de la recarga.

La determinación de la evaporación se realiza normalmente mediante el método de Penman. En los cauces efímeros la tasa de evaporación del lecho aumenta conforme disminuye la frecuencia de las inundaciones.

El inconveniente que tienen los métodos de balance es principalmente económico y la fiabilidad del mismo. Instalar y, sobretodo, mantener estaciones de aforo a lo largo del cauce es muy caro. Además, deben ser capaces de determinar grandes

crecidas con una cierta fiabilidad. En las zonas áridas y semi-áridas, las crecidas no son frecuentes y el lecho de los ríos suele ser impredecible por lo que la instalación de estaciones de aforo es muy poco rentable. Además, la fiabilidad de este método está en la estimación de la recarga a partir de notables diferencias de caudal. En cauces permanentes de ríos importantes suele haber un error del ±25%, mientras que para datos puntuales como los que ocurren en cauces efímeros el error puede ser desde +100% a –50%, por lo que la estimación de la recarga puede presentar errores del 100%.

Ascenso del nivel piezométrico

Una alternativa al balance de agua en superficie para la determinación de las pérdidas por transmisión es la realización del balance de la recarga del agua subterránea. La situación de una batería de piezómetros a lo largo del eje de un río proporciona un perfil del frente de recarga. Bajo condiciones ideales, el volumen de agua del frente es la cantidad de agua de recarga, aunque se deben considerar los siguientes aspectos:

1. Para cauces permanentes o estacionales, el flujo hacia el agua subterránea del frente de recarga debe ser importante en relación con la variación de humedad (almacenamiento).
2. Los flujos hacia el nivel freático en los ríos con conexión hidráulica directa con el nivel piezométrico deben ser mucho mayores que los de un cambio de almacenamiento.
3. El almacenamiento en la zona no saturada bajo ríos efímeros en materiales detríticos es normalmente bajo. Wilson y De Cook (1968) encontraron que el 33% de la recarga se produjo de forma inmediata tras un evento lluvioso en un cauce efímero, y el resto de la recarga llegó después de varios meses. Las medidas de humedad son imprescindibles para estos casos.
4. El ascenso piezométrico se debe calcular de forma relativa considerando la evolución que hubiese tenido lugar sin producirse la recarga.
5. La retención específica es un parámetro difícil de calcular, ya que puede mostrar fenómeno de histéresis, y es posible que presente variación espacial debido a la heterogeneidad del acuífero.

Métodos de aproximación al flujo de Darcy

La determinación de la recarga a partir de la ley de Darcy, en el caso de los cursos fluviales se puede hacer de tres formas:

- Mediante ecuaciones de infiltración a partir de redes flujos, que son estudios teóricos de acuíferos homogéneos e isótropos asumiendo unas condiciones de contorno

- Obteniendo datos a partir de las propiedades del acuífero, contenido de humedad del suelo y potencial del agua en la zona no saturada, y con medidas piezométricas del nivel saturado
- Mediante métodos numéricos

Ecuaciones de infiltración a partir de redes de flujos

La aproximación de Darcy para la infliltración de un cauce está idealizada según la figura 5.1. En cauces efímeros, hay un lecho seco la mayor parte del tiempo, que está separado del nivel freático mediante la zona no saturada donde no existe un flujo inicial. Cuando tiene lugar la infiltración, la zona de saturación se extiende hacia abajo. Esta zona saturada se supone que tiene una trayectoria fija y marcada que separa las zonas entre el agua estática del suelo y la zona de flujo, denominada frente húmedo.

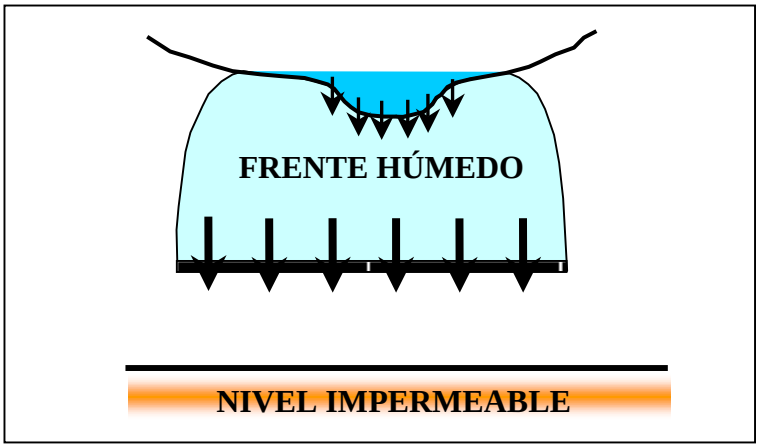


Figura 5.1. *Idealización de la infiltración de un cauce colgado a través de un suelo homogéneo*

La infiltración puede predecirse satisfactoriamente utilizando la ecuación de Green y Ampt (1911):

$$q_0 = kW\frac{H+D}{D}$$

donde D es la profundidad inicial del nivel freático hasta el lecho del cauce, k es la conductividad hidráulica, H es la altura de la lámina de agua dentro del cauce y W la anchura de la zona de infiltración, como se muestra esquemáticamente en la figura 5.2.

La aplicación de este método asume que no existen flujos preferenciales ni flujos laterales, ni tampoco es aplicable en zonas donde existen materiales de baja permeabilidad que provocan la aparición de niveles colgados y flujos laterales. La ecuación deja de ser válida cuando el frente húmedo alcanza el nivel freático.

Abdulrazaak y Morel-Seytoux (1983) realizan un análisis siguiendo el modelo de Green y Ampt, pero continuando el estudio cuando se ha alcanzado el nivel

freático, aunque no se tiene en cuenta el momento en que deja de fluir agua por el cauce, como ocurre en los cauces efímeros.

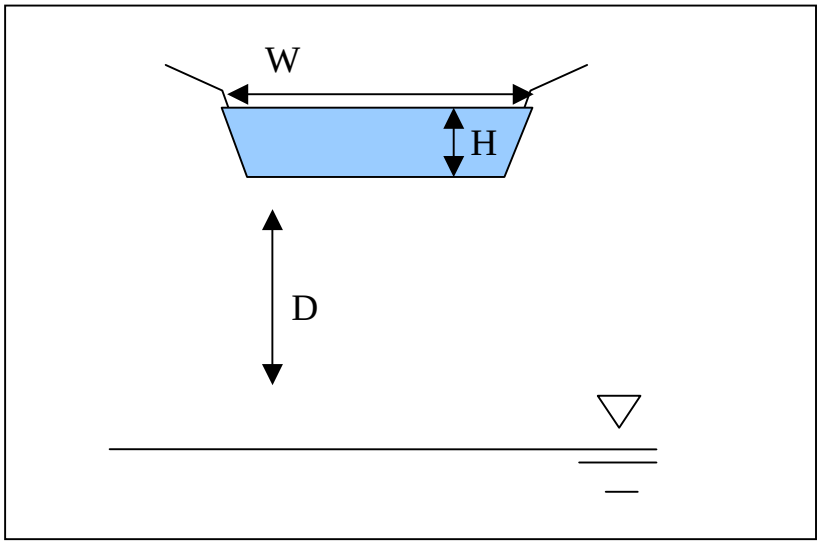


Figura 5.2. *Esquema de las variables del método de Green y Ampt*

Una red de flujo se puede construir representando un sistema de flujos desde el cauce o canal en una sección del mismo. Estas redes de flujo son fáciles de construir para los flujos en régimen permanente. Se pueden subestimar gran cantidad de pérdidas por infiltración durante el proceso de humedecimiento si existen vías de flujo rápido hacia el acuífero. Para construir bien estas redes de flujo es necesario delimitar bien al acuífero, sobre todo en el límite superior, es decir, el nivel piezométrico desde donde surgen las líneas equipotenciales.

El flujo dentro de cada red se calcula aplicando la ley de Darcy con una representación a escala. Las variaciones de la permeabilidad se interpretan como una refracción de las líneas de flujo, y se puede calcular usando el teorema de las tangentes (Freeze Y Cherry, 1979) por lo que se puede usar en medios heterogéneos.

Métodos basados en datos de campo

La medida de datos de humedad y tensión en el campo debajo del lecho de los ríos se ha realizado en algunos estudios como el de Wilson y Cook (1978); sin embargo, según Lener (1990), los autores no disponen de información suficiente, presumiblemente por el coste de un dispositivo suficiente para describir el proceso con variables tridimensionales.

Para ríos en conexión con el acuífero, se pueden determinar los flujos de infiltración a partir de datos de tensión y de conductividad hidráulica, y las medidas de velocidad se pueden hacer con trazadores, aunque esta técnica es más apropiada para la recarga a partir del riego, ya que en los ríos existe una mayor dificultad por la naturaleza tridimensional de las líneas de flujo.

Métodos numéricos

Dillon (1982) clasificó los modelos numéricos en tres tipos tras una revisión de más de un centenar de modelos:

1. Modelos de aguas superficiales, incluyendo los modelos de frentes de inundación y los modelos de respuesta lineal (modelos de convolución)
2. Modelos de aguas subterráneas
3. Modelos integrados de la relaciones río-acuífero

Modelos de aguas superficiales

Normalmente existen más posibilidades de obtención de datos de las aguas superficiales que de aguas subterráneas, por tanto gran parte de los modelos de recarga se han desarrollado en función de los datos de las aguas superficiales.

Sin embargo, muchos de estos modelos están basados en datos de precipitación y escorrentía, por lo que los errores potenciales son elevados, además de que no incluyen ningún dato del acuífero, por lo que se utilizan cuando no existe otro tipo de información. Entre estos modelos destacan los modelos de crecidas, que se han utilizado para determinar pérdidas por transmisión (Cornish, 1961; Smith, 1972 y FAO, 1981). Para estos modelos se requiere conocer el nivel o caudal del río y disponer de varios hidrógrafos a lo largo del cauce. Las pérdidas por transmisión y su distribución se calculan calibrando un modelo de cómo se mueve la punta de crecida a lo largo de todo el cauce.

Modelos de aguas subterráneas

Estos modelos se aplican a flujos en una dimensión, verticales a partir de los ríos colgados y horizontales en ríos en contacto con el acuífero. También se pueden aplicar a modelos bidimensionales para ríos cercanos al nivel piezométrico.

La aplicación de estos modelos es meramente teórica para la simulación de ríos hipotéticos, más que para la aplicación real, ya que requieren un gran número de variables, siendo la mayor parte de ellas muy costosas. Para la construcción de este tipo de modelos es conveniente recurrir a Dillon (1982), y consultar otros modelos como Glass et al. (1977), Narasinham et al. (1978) Reeder et al., (1980), Vauclin et al. (1979) y Youngs (1977).

Modelos integrados río-acuífero

Estos modelos se aplican a ríos conectados al acuífero, y con un modelo de flujo del río con cierto detalle. Prácticamente no se utilizan en estudios de hidrogeología, y todos ellos requieren una gran recopilación de datos y una programación y calibración bastante exhaustiva. En Dillon (1982) se pueden ver

algunos de estos modelos, aunque resultan demasiado sofisticados para aplicarlos a cálculos de recarga (Lener, 1990).

Técnicas de aplicación de trazadores

Los trazadores medioambientales tienen poca aplicación en el cálculo de la recarga, debido a que la mayor parte de la recarga en las zonas próximas a los ríos en los climas áridos o semi-áridos se deben a este río, y por tanto el agua subterránea local tendrá los mismos trazadores que el río.

La aplicación de trazadores es una técnica demasiado cara, debido a que se ha de verter un volumen elevado de producto. Además, se precisa una red de pozos para el muestreo aguas abajo por todo el cauce que no se pueden justificar con la fiabilidad del método.

5.2.3. Recarga a partir del Riego

Este tipo de recarga se interpreta en ingeniería del riego como las pérdidas de agua en todo sistema de riego; el término eficiencia del riego se utiliza para definir estas pérdidas. En Giráldez y López-Rodríguez (1997) se hace una descripción de estos procesos que, según Heerman et al. (1990), se diferencian en varios tipos, como se va a ver a continuación.

Eficiencia en la conducción del agua (e_c)

Es la relación existente entre la cantidad de agua que llega al borde de la parcela (V_f) y la que salió en la fuente de origen, por ejemplo un embalse (V_t):

$$e_c = \frac{V_f}{V_t}$$

Esta eficiencia depende del estado de las redes de conducción y de la estrategia de funcionamiento; y requiere una inspección y seguimiento periódico para detectar fugas y fallos de funcionamiento.

Eficiencia en la aplicación del agua (e_a)

Es la relación entre el volumen que llega al borde de la parcela V_f y el volumen requerido por la planta, estimado por la evapotranspiración de la parcela, V_s:

$$e_a = \frac{V_a}{V_t}$$

Los excesos de agua pueden causar problemas de encharcamiento, que para muchas plantas se traduce en una parada de la absorción del agua, mientras que los

déficits pueden causar problemas de absorción por debajo de las necesidades hídricas.

Eficiencia del almacenamiento del agua (e_s)

Es la relación entre el volumen almacenado en el suelo (V_{as},) y el volumen necesario para rellenar el perfil (V_{rll}). El volumen necesario para llenar el perfil del suelo se define como la capacidad de campo menos el punto de marchitez, es decir, la máxima amplitud de retención de agua por el suelo en las condiciones del cultivo existente, menos el estado de humedad del suelo: V_{rll} =(F_c-H_p) - V_{as}, siendo F_c la capacidad de campo, H_p el punto de marchitez y V_{as}, el volumen de agua contenida en el suelo.

$$e_s = \frac{V_{as}}{V_{rll}}$$

Eficiencia del riego (e_i)

La eficiencia del riego se define como la relación entre el volumen que aprovecha la planta, incluyendo el lixiviado de algunas sales, la protección contra heladas y aplicación de productos agroquímicos, V_b y el volumen entregado al borde de la parcela (V_f)

$$e_i = \frac{V_b}{V_f}$$

Coeficiente de percolación profunda (Cpp)

Es la relación entre el volumen de agua que se infiltra por debajo de la zona radicular (V_{dp}) y el volumen que llega a la parcela (V_f)

$$C_{pp} = \frac{V_{dp}}{V_f}$$

Coeficiente de escorrentía en el riego (C_{cr})

Es la relación entre el volumen de escorrentía en una parcela de riego, V_{ro} y el volumen en el borde V_f

$$C_{er} = \frac{V_{ro}}{V_f}$$

Como vemos existen numerosos aspectos a considerar en la recarga procedente del riego. Sin duda, los aspectos con mayor importancia de la recarga a partir del riego son la eficiencia de la conducción y aplicación del agua, y la eficiencia del riego.

5.2.3.1. Pérdida de agua en las redes de riego

La pérdida de agua de riego desde las redes de distribución es un porcentaje bastante elevado del total de agua suministrada. En un estudio llevado a cabo en 15 canales de riego en todo el mundo Kraatz (1977) determinó las pérdidas entre el 3 y 50%, aunque estas pérdidas incluyen tanto el agua perdida por infiltración como el agua evaporada desde los canales de riego.

Las pérdidas por evaporación en los canales de riego se pueden calcular a partir de la fórmula de Penman. Estas pérdidas por infiltración pasarán a evaporarse o llegarán al nivel freático convirtiéndose en recarga.

Métodos de determinación de la recarga por canales de riego

Al igual que para otros tipos de recarga que se han visto, la recarga desde los canales de riego se puede dividir en:

- Medidas directas
- Métodos empíricos
- Balances de agua
- Aplicación de trazadores
- Aproximación al flujo de Darcy
- Técnicas de modelización

Medidas directas

Para la determinación de las pérdidas en los canales se han diseñado varios tipos de infiltrómetros. Éstos constan de una campana o cilindro que se inserta en la base del canal y se mide la infiltración. Este método no se puede usar en canales de cemento o de piedra, y la medida en suelos pedregosos o gravosos suele ser poco fiable. Sin embargo, las medidas son puntuales y no son representativas de toda la infiltración del canal, aunque son apropiadas para determinar la efectividad del material de un canal antes de utilizarse, o la localización de zonas de fugas o grandes pérdidas por infiltración a lo largo de los canales.

Existen dos tipos de infiltrómetros, los de carga constante y los de carga variable.

El más sencillo es el infiltrómetro de carga constante, que mide la diferencia de volumen en un intervalo de tiempo dentro del cilindro:

$$Q= (V_1-V_2)/(\pi r^2 t)$$

siendo Q la tasa de infiltración, V_1 el volumen inicial dentro del cilindro y V_2 el volumen después del tiempo t y r es el radio del cilindro. La mayor dificultad de aplicación de este método es mantener la carga constante, ya que la variación de la carga influye en la tasa de infiltración.

Sobre los infiltrómetros de carga variable se puede consultar Bouwer y Rice (1963).

Métodos empíricos

Existen numerosas fórmulas empíricas para la determinación de las pérdidas por infiltración a partir de las redes de distribución de riego, pero sólo unas pocas están desarrolladas para calcular la recarga. Estas fórmulas están basadas en observaciones prolongadas de canales en una cierta región y, por tanto, no son válidas para aplicarlas al cálculo de la recarga en otras condiciones.

En general las fórmulas empíricas determinan la infiltración en función de uno o varios de los siguientes parámetros:

- Tipo y características del suelo
- Profundidad o el caudal del agua del canal
- El área de humedecimiento

Este último se utiliza en varios métodos, aunque Rushton (1986) defiende que no es un factor determinante para la mayoría de los casos, ya que sólo influye cuando el canal está muy por encima del nivel piezométrico donde la recarga se produce en vertical y ésto debe ocurrir también cuando el canal empieza a llevar agua al principio de la temporada de riegos y el suelo subyacente está seco.

Otro tipo de factores que sí tienen influencia son, por ejemplo, la profundidad del nivel piezométrico regional, los diferentes niveles del suelo, el taponamiento de la base del canal por acumulación de finos, la frecuencia de uso del canal presentando variaciones del estado saturado y no saturado del suelo, pero estos no se consideran en las fórmulas empíricas. Algunos autores han considerado más importante tener en cuenta la geometría de la sección del canal o la velocidad de circulación del agua.

Algunas de las fórmulas propuestas son las siguientes:

ICID (1968), de la Comisión Internacional de Riego y Drenaje, basada en observaciones realizadas en Punjab (India):

$$S = c\ a\ d$$

donde S son las pérdidas totales por infiltración (m^3/s), c es una constante que varía entre 1.1 y 1.8, a: es el área de humedecimiento (km^2) y d es la profundidad del agua en el canal (m). Offengenden propuso en la FAO (1967) la siguiente fórmula para el cálculo en canales de tierra y zanjas:

$$S = A\ L\ /\ (100\ Q^{m-1})$$

siendo Q el caudal del canal (m^3/s), L la longitud del canal (km) y, A y m, son constantes empíricas en función de la permeabilidad del suelo:

Permeabilidad:	Baja	Media	Alta
A	0.7	1.9	3.4
m	0.3	0.4	0.5

Las fórmulas empíricas sirven para corroborar los resultados de campo observados en una región, pero no se pueden utilizar para determinar la recarga, ya que son una simplificación del proceso de infiltración, siendo totalmente inapropiadas para cualquier otra región.

Balance de agua

El balance de agua es un método fácil de aplicar en los canales y su metodología es muy similar a la que se ha visto para los ríos.

Medida de entradas y salidas

Los canales se suelen aforar en varios puntos a lo largo de su trazado, de manera que la distancia entre las estaciones de aforo está en función del caudal del canal, pudiendo ser de varios metros para caudales pequeños o de varios kilómetros en caudales mayores. Además, las entradas y salidas entre los puntos de aforo deben considerarse, ya que las caídas de caudal en la última estación se consideran como pérdidas por infiltración.

Este método se ajusta bien para canales pequeños, con trazados simples y caudales constantes, de forma particular cuando las pérdidas son grandes y hay una variabilidad espacial considerable.

Cuando se producen variaciones de caudal, o numerosas entradas y extracciones al canal o cuando el caudal es muy grande comparado con las pérdidas por infiltración, el cálculo de la infiltración está sometido a grandes fuentes de error.

Las medidas de caudal se realizan fácilmente mediante molinetes, flotadores o trazadores. En algunos canales se pueden encontrar estaciones de aforo pero no son frecuentes.

Determinación de pérdidas por encharcamiento

Este método consiste en aislar una sección del canal y determinar la variación del nivel del agua. Cuando se considera las pérdidas por evaporación y entradas por precipitación, se puede determinar la infiltración por longitud de canal:

$$Q= (d_1 - d_2)\ (w_1 + W_2)/2t$$

donde Q es la infiltración por unidad de longitud (L^3/TL)

d_1, es la profundidad inicial del agua

d_2 es la profundidad media del agua después de un tiempo t

W_1 anchura media inicial

W_2 anchura media después de un tiempo t

La construcción de presas en los canales de riego disminuye la infiltración debido a la aparición de depósitos de finos y la proliferación de algas.

Cuando el canal disminuye de caudal, el agua acumulada en las márgenes se libera y la diferencia de potencial entre el agua del canal y el nivel piezométrico también disminuye. Estos dos factores reducen considerablemente las pérdidas por infiltración, respecto a las que se producen cuando el canal lleva su caudal normal. Por tanto, estas constantes pérdidas de caudal, frecuentes en los canales de riego, suponen la mayor fuente de error.

Aplicación de trazadores

El uso de trazadores tiene diversas aplicaciones en la determinación de pérdidas por infiltración. Los métodos más frecuentes son:

- Penetración en el lecho
- Dilución puntual
- Técnica de los dos pozos

La técnica de penetración en el lecho fue desarrollada de forma específica para calcular las pérdidas por infiltración, permitiendo realizar una serie de medidas puntuales a lo largo de un área limitada. Por el contrario, la dilución puntual y la técnica de los dos pozos es más apropiada para calcular velocidades de infiltración en estudios a escala regional.

En este tipo de cálculos la velocidad se calcula a lo largo de un plano normal al eje del canal y la infiltración se calcula mediante la ley de Darcy.

Penetración por el lecho

Esta técnica se desarrolló inicialmente para el uso de sal común como trazador. Se inserta una sonda de conductividad a diversas profundidades para detectar el pico de conductividad, y su desplazamiento en el tiempo, con lo que se obtiene la velocidad de infiltración. La aplicación de sal debe proporcionar un pico de conductividad bastante evidente, siendo las dosis frecuentes de 1 a 5 kg/m^2.

La aplicación desde la superficie, sin alterar la capa de sedimentos, es el método más conveniente. Cuando existen depósitos de arcilla, el ion sodio puede reaccionar y es preferible usar sales como cloruro de calcio o sulfato de aluminio. También es posible la aplicación de trazadores isotópicos que requieren una dosis de aplicación mucho más baja. La tasa de infiltración se puede calcular de la siguiente forma:

$$Q = (d\ p)/t$$

donde *d* es la profundidad del pico en un tiempo t y *p* es la porosidad del material. Bouwer and Rice (1968) describen con detalle este método.

Dilución puntual

Este método trata de calcular la velocidad de filtración, a lo largo del canal, mediante la adición de una concentración conocida en un sondeo, realizado en el nivel adyacente. El método consiste en un muestreo para estudiar la dilución de este trazador (Halevy et al., 1967).

Los trazadores que se suelen aplicar son, preferiblemente, aquellos que se puedan determinar *in situ* . Las sales como cloruro cálcico o sódico son frecuentes para aguas de baja salinidad. Y los trazadores isotópicos se utilizan porque se pueden aplicar en dosis muy pequeñas. Krishnamurthy y Rao (1969) utilizaron ^{82}Br como bromuro potásico y ^{131}I como yoduro potásico, para el canal del Ganga.

La ecuación para calcular la tasa de infiltración es:

$$V_f = [\pi r_1 \ln (c_o/c_1)/(2at)]$$

donde V_f: es la velocidad e filtración
r_1: es el radio interno del sondeo
C_0: es la concentración inicial del trazador
C_1: es la concentración después de un tiempo t
a: es un factor de corrección para la distorsión hidrodinámica

Havely et al. (1967) estiman que *a* es aproximadamente 2 para un sondeo sin entubar y sin empaque, y cuando el sondeo presenta un empaque de grava hay que calcular *a* (Drost, 1981) en función de la permeabilidad de las gravas, de las paredes del sondeo y los radios de cada una de estas partes (Lener 1990).

Este cálculo es válido cuando se tiene régimen permanente, hay mezcla perfecta del trazador en el sondeo y no existen flujos verticales en el sondeo. Los principales problemas de aplicación son los flujos turbulentos y la difusión del trazador para flujos lentos.

Método de los dos pozos

En este método el trazador se introduce en un sondeo por inyección y se muestrea en un segundo sondeo aguas abajo en el gradiente hidráulico. Mediante la curva de concentración con el tiempo se obtiene el tiempo medio de tránsito y con él la velocidad de filtración:

$$V_f = L/t_m P$$

Siendo: V_f, la velocidad de filtración
L, la distancia entre los sondeos
t_m el tiempo de tránsito medio
p la porosidad

La velocidad de filtración se utiliza para calcular el flujo de infiltración mediante la expresión: $Q= 2 \Sigma V_{fi} d_i$

siendo V_{fi} la velocidad de infiltración en un sondeo *i* y d_i la distancia del sondeo de observación *i* respecto al sondeo de inyección.

Aproximación al flujo de Darcy

Los canales tienen mucha similitud con los ríos y, por tanto, los modelos que se han aplicado para el cálculo de la recarga por ríos son válidos aquí. Por diferencias de detalle, las aproximaciones al flujo de Darcy en los canales se agrupan en cuatro tipos:

1. Con ecuaciones de infiltración y redes de flujo
2. Con datos de campo de las propiedades del suelo y elevación piezométrica
3. Mediante soluciones analíticas de la ecuación de flujo
4. Mediante métodos numéricos análogos

La mayor parte de las técnicas de aproximación al flujo de Darcy se basan en un número limitado de modelos conceptuales que se ajustan a la mayor parte de los casos reales de canales de riego. Estos seis modelos conceptuales se muestran en la figura 5.3.

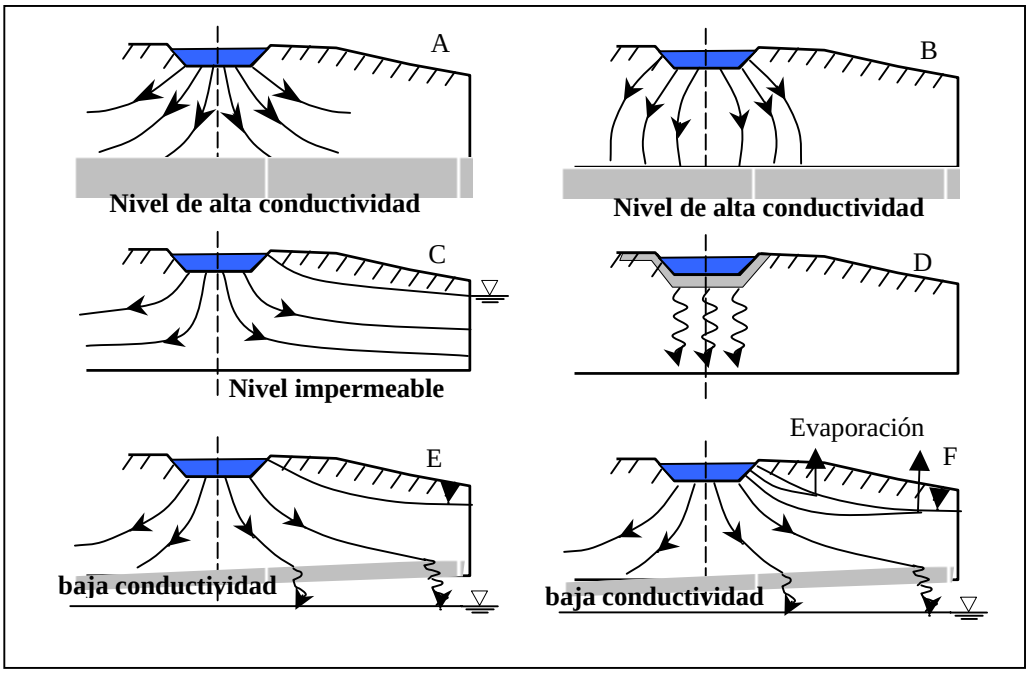


Figura 5.3. *Modelos conceptuales de recarga a partir de canales de riego. Las figura A es la condición A de Bouwer, la figura B es la condición A' de Bouwer, la figura C es la condición B de Bouwer, la figura D es la condición C de Bouwer y las figuras E y F son los modelos de Wachyan y Roushton (1987)*

Las únicas metodologías que no se vieron en la recarga de los ríos son los métodos analíticos que se comentan brevemente a continuación.

Los métodos analíticos

Este tipo de métodos tratan de encontrar valores de caudales o de potenciales del agua de recarga. Los resultados se muestran de forma gráfica o mediante una fórmula. Cada modelo analítico es válido para unas determinadas condiciones, y las simplificaciones que hay que realizar son mayores que los modelos presentados en

la figura 5.3. La complejidad de utilización y la variedad hacen imposible una descripción de los mismos.

A título de información se van a enumerar algunos métodos y las situaciones en que se pueden aplicar:

- Ecuación de Dupuit-Forchheimer (de Wiest, 1965), se aplica a flujos horizontales, pero se puede utilizar para calcular la infiltración de canales con un nivel freático cercano (Figura 5.3 c).
- Ecuación de Morel-Seytoux (1964) para un canal rectangular en el caso de la figura 5.3.b, donde el nivel freático está lejos y se trata de un medio homogéneo e isótropo.
- Ecuación de Garg y Chawla (1970) para el caso de un canal rectangular en un medio homogéneo e isótropo pero con un medio impermeable por debajo (figura 5.3 c).
- Bouwer (1965) para un canal con un material de conductividad hidráulica mucho más baja que el material del suelo (figura 5.3 d).

Otros tipos de modelos se pueden encontrar en Lener (1990).

5.2.3.2. Recarga a partir de campos regados

Los métodos de recarga por percolación profunda desde la superficie de los campos regados tiene muchas similitudes con la recarga a partir de la precipitación que ya se vio al principio del capítulo. Por tanto, los métodos de determinación de la recarga son los que se han visto en la recarga por precipitación:

- Medidas directas
- Balance de agua
- Aproximación al flujo de Darcy
- Aplicación de trazadores

En el proceso se produce una entrada de agua en la superficie, que puede aplicarse a intervalos; una parte del agua fluirá por escorrentía, otra parte pasa a la atmósfera por evapotranspiración y el resto pasa al suelo en forma de humedad hasta la capacidad de campo y los excesos pasarán a convertirse en recarga.

5.2.4. Recarga de origen urbano

La urbanización de un área implica muchos cambios en el balance de agua a escala local. En primer lugar se produce una impermeabilización casi total de una zona amplia, aumentando considerablemente la escorrentía, la cual se recoge en las redes de drenaje existentes pudiendo entrar de nuevo como recarga en otras zonas del acuífero.

Pero además, introduce varios mecanismos nuevos de recarga:

- Fosas sépticas y fugas de la red de alcantarillado
- Fugas de las redes de abastecimiento
- Excesos de riegos domésticos y urbanos
- Recarga debida a los vertidos
- Recarga por la escorrentía tras tormentas
- Recarga indirecta de los vertidos y escorrentía derivada a los cauces existentes

La mayor parte de estas fuentes de recarga son permanentes o tienen fluctuaciones aleatorias con la precipitación. Su cuantía es bastante pequeña y su localización suele ser desconocida. Estas características hacen que la mayor parte de las técnicas que hemos visto para la recarga no se puedan utilizar en la recarga urbana. El método más usado, sin duda, es el balance de agua. Aunque, en principio, se pueden aplicar algunos trazadores, sobretodo las características hidroquímicas del agua de abastecimiento, que puede diferir en algunos componentes con el agua subterránea.

Para este tipo de recarga lo más apropiado es hacer un balance de las entradas y de los usos que se facilitan por las entidades locales. Las costumbres de usos del agua y, sobre todo, el consumo per capita son muy diferentes de unas ciudades a otras incluso dentro de un mismo país, con lo que hay que recurrir a la información local.

La fuga desde las redes, tanto de abastecimiento como de alcantarillado son las principales fuentes de la recarga urbana.

CAPITULO 6

BALANCE HIDRICO DEL SUELO

6.1. INTRODUCCION

Cuando se hacen estimaciones del balance hídrico de una cuenca o de un sistema acuífero, se parte de la hipótesis de que las entradas y las salidas deben coincidir, a menos que se tenga constancia de que existen variaciones de almacenamiento. Para periodos suficientemente largos y, sobre todo, a efectos del cálculo de balances medios, la variación de almacenamiento se considera nula y sólo se trata de ajustar el resto de los componentes del balance.

De alguno de estos componentes, como es el caso de las precipitaciones y del bombeo bruto, se hacen aproximaciones aceptables, aunque no exentas de error. Sin embargo, las mayores dificultades se encuentran en el cálculo de la evapotranspiración y en la cuantificación de las entradas y/o salidas subterráneas, que suelen determinarse por diferencia, sobre todo cuando los acuíferos tienen cierta complejidad y las aproximaciones mediante la aplicación de la ley de Darcy no son fiables.

En lo que se refiere a la evapotranspiración, se suelen aceptar tasas poco realistas que se calculan mediante fórmulas empíricas de dudosa fiabilidad y que, a menudo, permanecen sin ser cuestionadas durante mucho tiempo. La aceptación de esos valores de evapotranspiración condiciona notablemente el balance e induce a falsas estimaciones de otras partidas o, en su caso, al planteamiento de modelos hidrogeológicos erróneos lo que, ciertamente, puede conducir a modelos de gestión poco convenientes.

Sin duda alguna, este problema afecta a gran número de acuíferos, de manera que existe entre los especialistas un cierto nivel de acuerdo en que el conocimiento que se tiene sobre los recursos y reservas de agua subterránea deja mucho que desear.

Probablemente, la razón de esta deficiencia de conocimientos se deba a la dificultad intrínseca que representa el cálculo de la evapotranspiración que tenga en cuenta las condiciones de contorno locales. La tendencia a utilizar fórmulas empíricas simples, que requieran poca información de base y que tiendan a homogeneizar el proceso temporal y espacialmente, es la causa de la escasa atención que se ha prestado a esta importante cuestión.

En este capítulo se muestran los resultados obtenidos en el cálculo de la evapotranspiración en la parcela experimental mediante la aplicación de fórmulas empíricas y la experimentación en lisímetros.

Por otra parte, y como consecuencia de lo anterior, las cifras que habitualmente se aceptan para la recarga natural, tanto la procedente de la denominada lluvia útil como la debida al retorno de riego, no son rigurosas.

En la segunda parte de este capítulo se discuten los resultados obtenidos en la estación experimental para el cálculo de la recarga por infiltración profunda.

En el anexo III se incluyen todos los cálculos de determinación de la evapotranspiración y en el CD que se detallan los cálculos horarios efectuados para la aplicación de los métodos empíricos.

6.1.1. Evapotranspiración en la Plana de Castellón

La evapotranspiración de la Plana de Castellón no ha sido estudiada de forma experimental. Los escasos datos existentes son resultado de aplicar el modelo de Thornthwaite. En el informe del Instituto Tecnológico GeoMinero de España, de la serie Manuales de Utilización de Acuíferos, Planas de Castellón y Sagunto (ITGME, 1989) se afirma que la evapotranspiración es de unos 900 mm anuales. Por otra parte, se supone un retorno del riego de 100 hm^3/año, de los cuales 60 se estiman asociados a bombeos extraídos del mismo acuífero y 40 de aguas procedentes de otros sistemas. En este modelo aplicado se cuantifican los bombeos para riegos en 180 hm^3/año, y por tanto si suponen un retorno de riego de 60, la evapotranspiración es de 120 hm^3/año, o lo que es lo mismo el 66.6 %. En otro estudio más reciente (Pérez, 1994) se aplica el modelo de Thornthwaite con valores de temperatura correspondientes a series de más de 25 años, y se obtienen valores de evapotranspiración, potencial y real, para diversas localidades de la Plana de Castellón, que se presentan en la tabla 6.1.

Tabla 6.1. *Valores de evapotranspiración potencial y real en a Plana de Castellón, calculados mediante el método de Thornthwaite (Pérez, 1994)*

Estación	ETP (mm/año)	ETR (mm/año)
Almazora	836	460
Burriana	813	496
Castellón	874	488
Nules	859	489
Onda	845	546
Vall d'Uixó	838	503
Villarreal	811	535

En Tuñón et al. (1999) se indica que la evapotranspiración es mucho mayor, en torno al 90%, y que el retorno de riego es prácticamente nulo, en un cálculo aproximado sin tener en cuenta la variación de humedad en el suelo, que, como se pone de manifiesto en este mismo trabajo, implica grandes errores cuando se cierra el balance en periodos con diferencias de humedad del mismo orden que el volumen evaporado.

El cálculo de la evapotranspiración se ha hecho a nivel diario, a partir de datos horarios, para los años 1998 y 1999, coincidiendo con las dos campañas de riego de la parcela.

Para determinar la evapotranspiración de la Plana de Castellón se ha recopilado toda la información de estaciones con información validada. En total son 14 estaciones repartidas en toda la plana de Castellón. En el capítulo de metodología se ha incluido una figura con la ubicación geográfica de las estaciones así como las características de cada una de ellas y los datos disponibles. Esta información se recoge de forma esquemática en al tabla 6.2.

Tabla 6.2. *Estaciones meteorológicas utilizadas en este estudio. Las variables del registro son T: temperatura, P: precipitación, V: velocidad y dirección del viento, H: humedad relativa del aire, Rs: radiación solar, Ts: temperatura del suelo, E: evaporación en evaporímetro, Pr: presión atmosférica e I: insolación. Los organismos responsables de estas estaciones son I.N.M (Instituto Nacional de Meteorología), U.J.I. (Universitat Jaume I) y C.M.A. (Conselleria de Medi Ambient)*

Nombre	Municipio	Tipo de registro	Organismo
Almenara	Almenara	T P	I.N.M.
Betxí	Bechí	T P	I.N.M.
Borriol	Borriol	T P	I.N.M.
CAST1	Castellón	TPVHRsTs	U.J.I.
Castellón	Almazora	TPVHEPrI	I.N.M.
EL Carmen	Onda	T P	I.N.M.
Ermita	Castellón	TPVHRs	C.M.A.
Grao	Castellón	TPVHRs	C.M.A.
Moncófar	Moncófar	T P	I.N.M.
Nules	Nules	T P	I.N.M.
Onda	Onda	TPVHRs	C.M.A.
Penyeta	Castellón	TPVHRsPr	C.M.A.
Vall d'Uixó	Vall d'Uxó	T P	I.N.M.
Villafamés	Villafamés	T P	I.N.M.
Vila-Real	Villarreal	T P	I.N.M.

De todos los modelos que se han descrito, se ha considerado aplicar cinco modelos. Estos modelos han sido el Método de Thornthwaite (1948) para determinar la evapotranspiración potencial (ETp), el Método de Penman modificado por Doorembos y Pruitt (1977) y el Método de Allen et al. (1994), para calcular la evapotranspiración de referencia (ETo), para comprobar los modelos de cálculo de evapotranspiración real (ETR) se ha escogido el método del balance de Thornthwaite y el método empírico de Turc (1954).

El método de Thornthwaite se ha escogido por razones obvias; en primer lugar, por ser el único método aplicado hasta ahora en la Plana de Castellón, como ya se ha comentado, y su aplicación va a permitir comparar los resultados obtenidos con los datos experimentales en los lisímetros y con los otros métodos empíricos.

El método de Allen se ha escogido por ser el método más actual de cálculo de evapotranspiración de referencia, mejorando considerablemente los problemas de aplicación de los métodos existentes (Allen, 1996; Pereira et al. 1999).

El Método de Penman modificado es el método más utilizado para estudios de evapotranspiración de referencia con cultivos. Este método se aplica mediante un programa sencillo de cálculo denominado ETOCIM. Su autor, el profesor R. Snyder de la Universidad de California, en Davis, es coordinador del programa CIMIS (California Irrigation Management Information System), encargado de controlar la red informatizada de riegos en el estado de California (Snyder y Pruitt, 1992).

El modelo de Turc es un modelo sencillo que se suele utilizar para la determinación de la ETR junto con el balance de Thornthwaite.

Modelo de Thornthwaite

El modelo de Thornthwaite se expresa, como se ha visto, mediante la ecuación:

$$ET_p = 1.6\left(\frac{l_1}{12}\right)\left(\frac{N}{30}\right)\left(\frac{10T_a}{I}\right)^{a_1}$$

donde l_1 son las horas de sol diarias, N es el número de días del mes, T_a es la temperatura media diaria, I es el índice de calor anual, que se calcula con la suma de los doce índices mensuales, cuya expresión es:

$$I=(T_a/5)^{1.514}$$

y a_1 se calcula a partir de la temperatura mediante la siguiente expresión:

$$a_1 = 6.75\times10^{-7} I^3 - 7.71\times10^{-5} I^2 + 1.79\times10^{-2} I + 0.49$$

Por tanto, para este cálculo sólo se requiere la temperatura y las horas de sol. El cálculo para la parcela experimental se ha obtenido calculando los valores medios mensuales de temperatura para cada año, tomada cada 12 minutos, a 2 metros de la superficie en nuestra estación meteorológica. Los valores de horas de sol reales se han obtenido de los datos de insolación y horas de sol reales medidas en la Estación de Castellón-Almazora, que es la única estación de primer orden en la provincia, y que está a menos de 6 km de nuestra parcela experimental, a una diferencia de cota inferior a los 15 metros, por lo que sus datos son perfectamente aplicables.

Modelo de Allen

El modelo de Allen es un modelo de cálculo de una evapotranspiración de referencia, basado en un cultivo hipotético de césped.

$$ETo = \frac{0.408\Delta(Rn - S) + \gamma\frac{37}{T+273}U_2(e_a - e_d)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)}$$

donde Δ es la pendiente de la curva temperatura-déficit de presión de vapor en la temperatura media. γ es la constante psicrométrica, Rn es la radiación neta, S es el flujo de calor del suelo, T es la temperatura, U_2 es la velocidad del viento a 2 m de la superficie, e_a es la presión de vapor a la temperatura medida y e_d la presión de vapor en el punto de rocío.

Los valores de Δ, γ, e_a y e_d son valores empíricos que dependen de la temperatura, la presión y la humedad relativa, y su valor se puede calcular matemáticamente. Además están publicados en forma de tablas (Haar et al., 1984). En Allen et al, (1994) se incluyen los métodos empíricos para determinar todas las variables necesarias, en el caso de no disponer de datos observados. En el anexo III se han incluido todos los cálculos necesarios para la determinación de la evapotranspiración por el método de Allen.

La radiación neta se calcula empíricamente a partir de la radiación solar. El cálculo depende de la altitud solar, la distancia relativa sol-tierra, la latitud y otros parámetros empíricos, siendo algo complejo. El flujo de calor del suelo se calcula a partir de la radiación neta.

La temperatura, la velocidad del viento, la humedad relativa, la radiación solar y la presión atmosférica las medimos en las estaciones meteorológicas.

Con el modelo de Allen se han obtenido valores horarios de la evapotranspiración, a partir de los cuales se han calculado los valores diarios para los años 1998 y 1999. En el CD de datos se muestran todos los valores de evapotranspiración horaria para los dos años de observación.

Metodo de Penman

El programa ETOCIM está basado en el modelo de evapotranspiración de referencia de Penman modificado por Doorembos y Pruitt (1977). La aplicación de este programa en este trabajo ha sido autorizada por el profesor Snyder.

El programa permite el cálculo horario de la evapotranspiración, y precisa de los siguientes parámetros de entrada:

1. Hora del día
2. Día del año
3. Radiación solar (W/m^2)
4. Temperatura del aire (ºC)
5. Presión de vapor (kPa)
6. Velocidad del viento (m/s)
7. Radiación neta (W/m^2)

La aplicación de este programa ha permitido calcular la evapotranspiración horaria para los años 1998 y 1999, a partir de la cual se ha obtenido la evapotranspiración diaria. Los valores obtenidos de evapotranspiración se han incluido en CD.

Método del Balance de Thornthwaite para el cálculo de la ETR

El método del balance del suelo de Thornthwaite consiste en determinar la evapotranspiración real en función de las precipitaciones.

Este método es excesivamente simple ya que se determina la evapotranspiración que tendría lugar en una región sin la acción del hombre y suponiendo que la recarga superficial sólo tiene lugar por la precipitación. Además, los datos que utiliza son medias mensuales, por lo que habría que admitir que la evapotranspiración y las precipitaciones están repartidas de forma homogénea a lo largo de cada mes.

El modelo parte de la suposición de que al inicio de año hidrológico el suelo está seco. Se asigna un valor de capacidad de campo, a partir del cual se producirá recarga, y se supone que el suelo se puede volver a secar, estando toda el agua que entre a partir de ese estado inicial, disponible para la evaporación directa del suelo y que no se produce ningún tipo de extracción por las plantas.

El valor de la capacidad de campo para suelos limoso arcillosos suele ser equivalente a 50 litros, pudiendo llegar hasta 100 litros, y se suele expresar en mm.

Con estos valores, la evapotranspiración real es igual a la potencial cuando la precipitación es mayor que el valor de ETP, y cuando sea menor será igual a la precipitación más las reservas de agua que haya en el suelo, que en ningún caso superará la capacidad de campo asignada, y cuando el suelo esté totalmente seco, sólo será equivalente a la precipitación.

Método de Turc

El método de Turc (1954) es un modelo empírico sencillo de cálculo de la evapotranspiración real basado en la temperatura y precipitación medias mensuales, aunque también existe un modelo de cálculo para periodos de diez dias.

La fórmula de Turc da la evapotranspiración anual en mm y se expresa como:

$$ET = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \left(\frac{P}{L}\right)^2}}$$

P es la precipitación media anual y L es una función de T, que viene expresada en función de la temperatura media mensual (t_i) y precipitación media P_i, según:

$$T = \frac{\sum_i^{12} t_i P_i}{\sum_i^{12} P_i};$$

La función L (T) se calcula del modo siguiente: $L = 300 + 25T + 0.05T^3$

Medida de la evapotranspiración en la parcela experimental

La medida de la evapotranspiración en los lisímetros se ha determinado mediante el balance de agua a partir de la expresión: $R = I + Es + ET + \Delta V$

donde R es la Recarga procedente tanto de la precipitación como de los riegos efectuados, el término I es la infiltración, que es el volumen lixiviado por los lisímetros, el término Es es la escorrentía, que es nula en los lisímetros, ET es la evapotranspiración y ΔV es la variación del volumen de agua almacenada en el suelo (Vol_{final}-$Vol_{inicial}$).

Por lo tanto, la ET se puede expresar como: $ET= R - I - \Delta V$

En marzo de 1998 se determinó la humedad inicial para el periodo de estudio, y en septiembre de 1999 se determinó gravimétricamente la humedad en todos los lisímetros, por lo que tenemos, al menos, el balance para el periodo de dos años.

Para calcular con más detalle la evapotranspiración diaria se dispone de datos de humedad del lisímetro 9 para los dos años de observación, aunque hay varios meses sin datos debido a problemas con el lector y de calibración con la sonda TDR móvil. En julio de 1999 se inició una campaña de detalle con medidas diarias de la evapotranspiración a partir de la variación de la humedad en los 17 lisímetros. Las medidas de los tensiómetros se han desestimado para el cálculo de la humedad, y sólo se han considerado los valores obtenidos con el método del TDR.

6.2. DETERMINACION EMPIRICA DE LA EVAPOTRANSPIRACION

6.2.1 Introducción

La complejidad de los métodos es un factor que se debe considerar a la hora de comparar los resultados obtenidos. Sin duda alguna, la simplicidad de algunos métodos ha sido la clave de su éxito; sin embargo, la simplificación de un proceso tan complejo como la evapotranspiración puede provocar la obtención de resultados muy alejados de la realidad, y con grandes errores.

De los métodos escogidos para este estudio, los más simples son el método de Turc y el de Thornthwaite, mientras que los métodos de Allen y Penman son mucho más complejos y requieren un número mayor de variables. Estas variables no siempre se disponen en las estaciones meteorológicas, y se deben calcular empíricamente a partir de otros datos de las estaciones, por lo que el cálculo puede resultar complejo.

En cuanto a la temporalidad del cálculo, los métodos de Thornthwaite y Turc sólo permiten calcular valores mensuales, aunque hay posibilidad de hacerlos decenales, mientras que con los métodos de Allen y Penman se ha determinado la evapotranspiración horaria, por lo que la precisión de cálculo es mucho mayor.

Por tanto se puede presumir que, independientemente de los resultados que se van a obtener, los métodos de Allen y Penman proporcionan cálculos mucho más fiables que los que se puedan obtener por los métodos de Thornthwaite o Turc.

6.2.2. Cálculo de la ETP mediante el método de Thornthwaite

En este cálculo se han utilizado las horas reales de sol medidas en la estación de Almazora; una vez obtenido el cálculo se ha aplicado la corrección mensual y diaria, ya que el método de Thornthwaite está calculado para meses de 30 días y días de 12 horas de sol.

En la tabla 6.3 se presentan los valores de evapotranspiración mensual. La evapotranspiración es de 570.2 mm/año para todo el año 1998, y de 607.1 mm para los meses de enero a septiembre de 1999. Esta diferencia se debe a que las temperaturas medias durante el año 1999 han sido más altas que en 1998, sobre todo las temperaturas estivales. La evapotranspiración total para el periodo de estudio en la parcela experimental, según el método de Thornthwaite, desde marzo de 1998 hasta septiembre de 1999, es de 1149.8 mm.

Tabla 6.3. *Valores de Evapotranspiración Potencial obtenidos por el método de Thornthwaite y expresados en mm/mes desde enero de 1998 hasta septiembre de 1999. Los datos meteorológicos para el cálculo se han tomado de las estaciones Cast1 y Grao*

Periodo	Tª media	Indice de calor	ETP (mm)
Enero-98	11.7	3.6	14.51
Febrero-98	11.1	3.3	13.03
Marzo-98	12.8	4.1	23.35
Abril-98	15.1	5.3	35.80
Mayo-98	17.1	6.4	41.43
Junio-98	21.5	9.1	80.03
Julio-98	24.5	11.1	118.47
Agosto-98	24.4	11.0	101.83
Septiembre-98	22.7	9.9	63.58
Octubre-98	17.3	6.5	46.15
Noviembre-98	13.4	4.4	21.67
Diciembre-98	9.6	2.7	10.39
Enero-99	10.5	3.1	15.22
Febrero-99	11.4	3.5	19.24
Marzo-99	13.9	4.7	28.82
Abril-99	17.4	6.6	51.24
Mayo-99	21.3	9.0	70.74
Junio-99	24.2	10.9	90.77
Julio-99	27.3	13.1	124.17
Agosto-99	28.3	13.8	123.69
Septiembre-99	24.6	11.2	83.26

Los meses de menor evaporación son diciembre y febrero de 1998 con 10.4 mm y 13.03 mm, mientras que la máxima evaporación según este modelo se produce en los meses de julio y agosto de 1999 con una evapotranspiración de 124 mm.

El método de Thornthwaite parece subestimar los valores de evapotranspiración, sobretodo si se considera que estos cálculos proporcionan

valores de evapotranspiración potencial, que rara vez se pueden dar en un clima como el nuestro con escasas precipitaciones.

Con objeto de comparar los resultados obtenidos y valorar su representatividad, se ha determinado la evapotranspiración con el modelo de Thornthwaite para la serie de 1960 a 1990, con los valores de temperaturas medias mensuales. Con estos valores se ha calculado el índice anual de calor y los valores de ET corregidos, que se muestran en la tabla 6.4. La evapotranspiración media es de 501 mm/año, que resulta mucho más baja que la presentada en otros estudios (Pérez-Cueva, 1994; ITGME, 1989).

Tabla 6.4. *Valores de evapotranspiración media mensual tomando la temperatura media de una serie de 30 años, desde 1960 a 1990, con el método de Thornthwaite con las correcciones mensual y diaria. Datos de la serie histórica de la estación de Almazora-Castellón*

Mes	Tª media	Indice de Calor	ET mensual mm
Enero	9.9	2.8	11.72
Febrero	10.7	3.2	12.81
Marzo	12.1	3.8	20.09
Abril	14.1	4.8	26.89
Mayo	17.3	6.5	46.37
Junio	20.9	8.7	68.85
Julio	24.0	10.7	97.43
Agosto	24.2	10.9	86.22
Septiembre	22.1	9.5	61.70
Octubre	18.0	7.0	37.79
Noviembre	13.4	4.4	19.38
Diciembre	10.5	3.1	11.90
Media anual	**16.43**	ETp anual	**501.1**

Se puede decir que el estudio se ha llevado a cabo en dos años muy diferentes; 1998 fue un año muy seco, de escasas precipitaciones que prolongaron la temporada de riegos hasta noviembre, pero con temperaturas suaves. A pesar de que el año 1999 ha sido muy caluroso, con una temperatura media casi dos grados superior a la de 1998 para los diez primeros meses, siendo especialmente caluroso el verano con una temperatura media en julio y agosto superior en más de 3º a los valores de la serie histórica, 1999 presentó mayores precipitaciones, sobretodo al final del verano, que acortaron la temporada de riegos, siendo el último riego el 17 de agosto.

En cuanto a la evapotranspiración, el valor de la ET para 1998 fue inferior a la media anual, mientras que 1999 presenta una evapotranspiración mucho mayor en los 10 primeros meses.

6.2.3. Cálculo de la ETo mediante el método de Penman (ETOCIM)

El programa ETOCIM calcula la evapotranspiración de referencia horaria (ETo) mediante el método que se utiliza en el California Irrigation Management Information System (CIMIS). El método está basado en el cálculo de Penman que presentaron Pruitt y Doorembos (1977). Este programa precisa la introducción de los datos en ficheros ASCII, y los resultados se muestran en listas con cálculos de 12 horas.

Los resultados obtenidos con este programa permiten la determinación de la evapotranspiración horaria. Todas las variables necesarias, que se han descrito en el capítulo 4, se han determinado en las estaciones meteorológicas salvo la presión de saturación de vapor y la radiación neta, que se han determinada empíricamente. La determinación de estos parámetros se describe en el Anexo III.

Para evitar un excesivo número de datos, se ha calculado la evapotranspiración sólo para los periodos de riego. En el capítulo de metodología se diferenciaron 18 periodos, cada uno de los cuales comienza el día después de cada riego para tener una humedad inicial lo más similar posible (Tuñón et al., 1999). Estos periodos de riego están separados por el invierno, que se ha considerado como un solo periodo desde el día después del último riego de 1998 hasta el día del primer riego de 1999. El último periodo no tiene ningún riego y va desde el 18 de agosto hasta el 30 de septiembre.

Los resultados obtenidos con el método de Penman, en valores mensuales de evapotranspiración, se muestran en la tabla 6.5. La evapotranspiración de referencia obtenida con ETOCIM para el año 1998 es de 1093.7 mm, y para los 10 primeros meses de 1999 es de 1015.7 mm. De forma global, la evapotranspiración que se obtiene es bastante superior a la del cálculo realizado con el método de Thornthwaite.

En la tabla 6.6 se muestra la evapotranspiración para los 18 periodos en los que se ha dividido el estudio. Se ha expresado la fecha del año 1998 con el número del día del año, y en 1999 se ha seguido la numeración empezando el 1 de enero como día 366. Por tanto, el periodo de estudio va desde el día 65 hasta el día 638, siendo en total 573 días, que es algo más de un año y medio.

Se puede destacar que en estos métodos basados en la radiación, la influencia de la temperatura es mucho menor, y las diferencias que se apreciaban entre los dos años para la evapotranspiración con el método de Thornthwaite no son tan evidentes en este caso, pese a tener una mayor evapotranspiración en el año 1999. En los meses de julio y agosto, en los que el modelo de Thornthwaite presenta mucha más evaporación en el año 1999, no son los de mayor evapotranspiración según este modelo, como se puede observar en la tabla 6.5. donde incluso el mes de julio de 1998 tiene una evapotranspiración superior a la del mes de julio de 1999.

Este hecho hace pensar en la posible influencia del calor por advección, ya que estos métodos de radiación presentan una posible subestimación de la evapotranspiración, que en todo caso aumentaría las diferencias con respecto al método de Thornthwaite.

Este calor advectivo, que se manifiesta en esta región por la presencia de vientos de poniente, puede justificar el incremento de la temperatura media de los meses de julio y agosto de 1999. Este aumento momentáneo de las temperaturas puede prolongarse varias jornadas. Y su presencia lleva a la temperatura máxima del siglo, que se produjo el 8 de agosto de 1999, con máximas que oscilaron entre los 35 y 38º C en diferentes puntos de la plana, hacia las 16 horas.

Sin embargo, el calor advectivo es un fenómeno ocasional que no puede justificar el aumento general de las temperaturas de todo el año, que se ha reflejado en la tabla 6.3.

Tabla 6.5. *Evapotranspiración mensual calculada por el método de Penman (Pruitt y Doorembos, 1977) con el programa ETOCIM. Datos de las estaciones Cast1 y Grao*

Periodo	ETo Etocim (mm/mes)
Enero-98	36.35
Febrero-98	46.52
Marzo-98	80.39
Abril-98	107.57
Mayo-98	119.37
Junio-98	146.54
Julio-98	161.35
Agosto-98	140.71
Septiembre-98	100.14
Octubre-98	76.63
Noviembre-98	43.48
Diciembre-98	34.62
Enero-99	38.65
Febrero-99	50.56
Marzo-99	82.35
Abril-99	107.25
Mayo-99	130.7
Junio-99	149.16
Julio-99	153.93
Agosto-99	145.98
Septiembre-99	94.62
Octubre -99	61.87

A partir de los datos obtenidos en la tabla 6.6 se contrasta que la evapotranspiración para todo el periodo de estudio es de 1964.4 mm, bastante más elevada que los 1150 mm de evapotranspiración potencial que se ha determinado con el método de Thornthwaite. Los meses de menor evapotranspiración son los de enero y diciembre de 1998, con 36 y 34 mm respectivamente y los meses con mayor evapotranspiración son los de julio de ambos años, con 161.35 mm en 1998 y 153.93 mm en el año 1999.

Tabla 6.6. *Evapotranspiración de referencia según el método de Penman, calculado con el programa Etocim, para los periodos en los que se ha dividido el estudio. Datos de las estaciones Cast1 y Grao*

Periodo	Día	Fecha inicial	Fecha final	Nº días	ETo (mm) con Penman	ETo (mm/día)
1	65	6 marzo 98	30 marzo 98	25	77.43	3.097
2	90	31 marzo 98	27 abril 98	28	99.87	3.567
3	118	28 abril 98	21 mayo 98	24	84.76	3.522
4	142	22 mayo 98	11 junio 98	21	96.59	4.600
5	163	12 junio 98	2 julio 98	21	106.62	5.077
6	184	3 julio 98	23 julio 98	21	111.6	5.314
7	205	24 julio 98	20 agosto 98	28	130.66	4.666
8	233	21 agosto 98	16 septiembre 98	27	110.6	4.096
9	260	17 septiembre 98	16 octubre 98	30	79.72	2.657
10	290	17 octubre 98	5 noviembre 98	20	42.2	2.110
11	310	6 noviembre 98	2 marzo 99	117	165.41	1.413
12	427	3 marzo 99	13 abril 99	42	129.6	3.086
13	469	14 abril 99	19 mayo 99	32	133.69	4.178
14	505	20 mayo 99	8 junio 99	20	92.19	4.610
15	525	9 junio 99	1 julio 99	23	112.56	4.894
16	548	2 julio 99	21 julio 99	20	100.67	5.034
17	568	22 julio 99	17 agosto 99	27	136.12	5.042
18	595	18 agosto 99	30 septiembre 99	43	154.11	3.580
Total		**6 marzo 98**	**30 septiembre 99**	**573**	**1964.4**	**3.43**

Si se analiza la tasa de evapotranspiración diaria para cada periodo, se puede observar que el periodo 6 es el de mayor evapotranspiración media, con una evapotranspiración media de 5.31 mm; los periodos 5, 16 y 17 también presentan una evapotranspiración media diaria muy similar entre ellas, ligeramente por encima de 5 mm. El periodo 11 es el que presenta menor tasa de evapotranspiración, muy por debajo del resto de periodos, con una evapotranspiración media de 1.41 mm/día.

Si vemos la evolución diaria de la evapotranspiración a lo largo de todo el estudio (figura 6.1), se puede observar que los máximos coinciden con los días de mayor insolación, y los mínimos a los días de menor radiación solar. Pero entrando en detalle se puede ver la presencia de días con una evapotranspiración baja incluso en los meses de agosto inferiores a 1 mm/día.

Esos días de evaporación baja corresponden a días muy nublados después de lluvias que han cargado la atmósfera de humedad; estas condiciones, junto a una radiación solar muy baja, hacen que la evapotranspiración sea menor que la del invierno, pero con temperaturas cercanas a los 20º C.

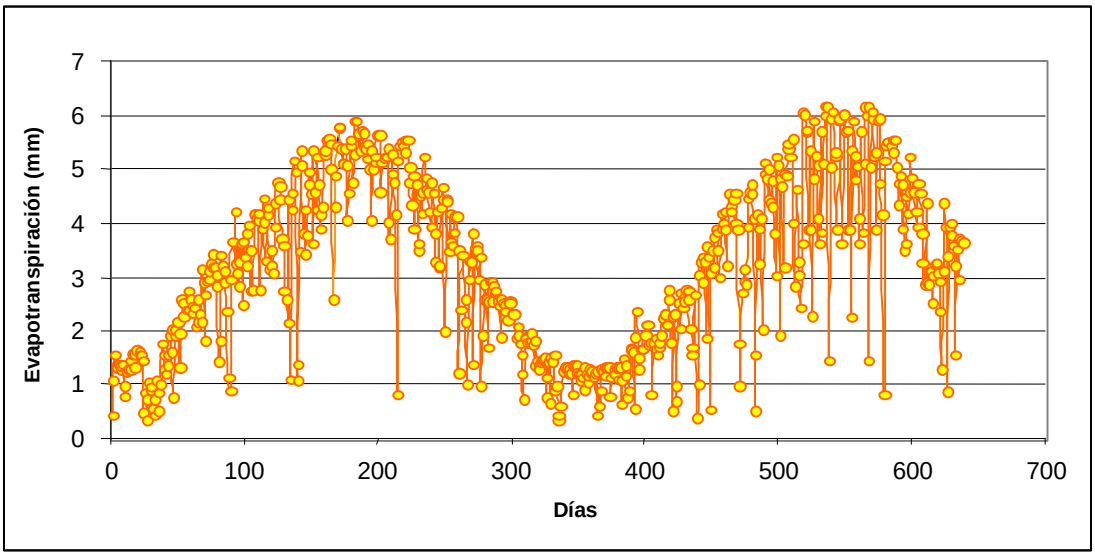


Figura 6.1. *Evapotranspiración diaria calculada a partir de datos horarios según el método de Penman, calculada por el programa Etocim*

Se puede observar que la influencia de la nubosidad, que disminuye la radiación solar, tiene cierta repercusión. De forma que, pese a que en el segundo año la evapotranspiración supere los 5 mm/día durante muchos días, incluso más de 6 mm/día en varias jornadas, hay una gran amplitud de valores, presentando en general un valor medio inferior al del año 1998, debido a las frecuentes tormentas. Esto se puede observar en la figura 6.2, en la que se ha representado las horas mensuales de sol, medidas en la estación de Almazora, para el periodo de estudio.

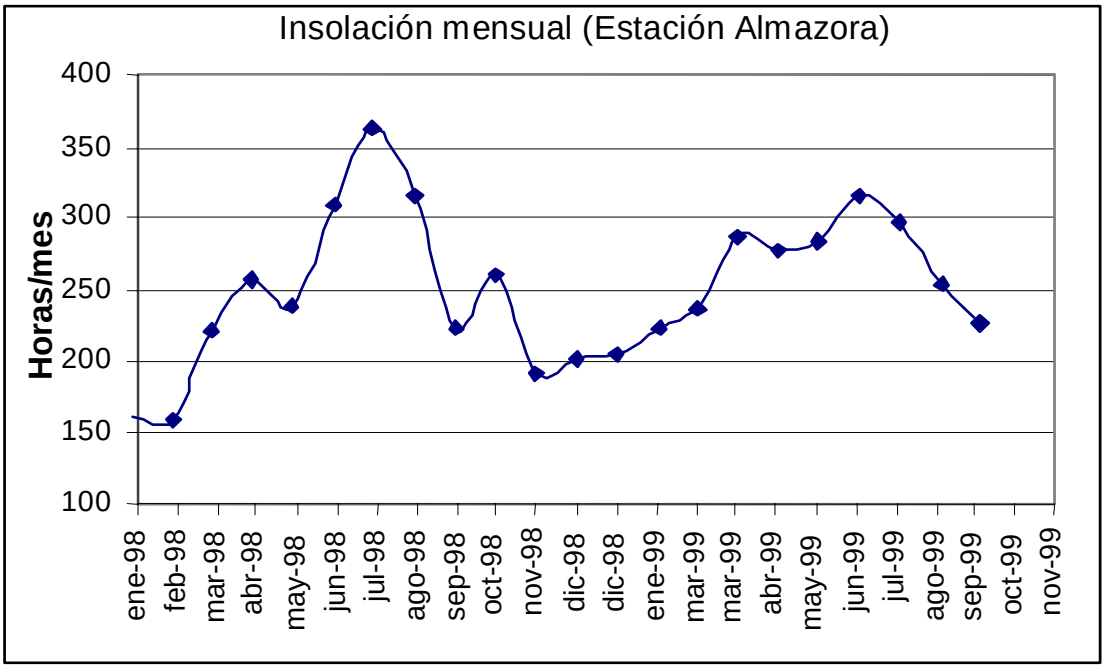


Figura 6.2. *Horas de insolación mensual medidas en la estación de Almazora-Castellón para los meses de estudio (datos INM-MMA)*

6.2.4. Cálculo de la (ETo) mediante el método de Allen

El método de Allen también determina la evapotranspiración de referencia, pero los parámetros de resistencia aerodinámica y fisiológica son de un cultivo hipotético. Todas las variables que se precisan en este cálculo han sido medidas en las estaciones meteorológicas o calculadas según se describe en el anexo III. Parte de estas variables son comunes al método de Penman.

Los cálculos de evapotranspiración por meses con el modelo de Allen se muestran en la tabla 6.7. La evapotranspiración para el año 1998 es de 1080.7 mm y para los 10 primeros meses de 1999 es de 1033.9 mm. Los meses con menor evapotranspiración son diciembre de 1998, con 37.99 mm y enero del mismo año, con 41,6 mm., mientras que los de mayor evapotranspiración son también los meses de julio de ambos años, con más de 150 mm mensuales, que coincide con la tendencia mostrada en el modelo de Penman.

Tabla 6.7. *Evapotranspiración mensual obtenida con el modelo de Allen, para el periodo de estudio. Datos de las estaciones Cast1 y Grao*

Periodo	ETo Allen (mm/mes)
Enero-98	41.60
Febrero-98	43.82
Marzo-98	77.01
Abril-98	112.70
Mayo-98	107.64
Junio-98	132.71
Julio-98	152.63
Agosto-98	133.76
Septiembre-98	106.41
Octubre-98	80.88
Noviembre-98	53.57
Diciembre-98	37.99
Enero-99	42.57
Febrero-99	56.07
Marzo-99	89.67
Abril-99	113.44
Mayo-99	127.60
Junio-99	140.72
Julio-99	155.27
Agosto-99	143.96
Septiembre-99	98.51
Octubre -99	66.09

Al igual que con el método de Penman, se ha determinado la evapotranspiración horaria para los 19 meses de estudio, lo cual proporciona un gran número de resultados que se han simplificado en cálculos diarios que se muestran agrupados en periodos.

Estos 18 periodos del estudio se han descrito en el capítulo de metodología de modo que en la tabla 6.8 se presentan exclusivamente los resultados de la evapotranspiración por el método de Allen para esos periodos, resultando un total de 1954.4 mm, casi coincidente con el modelo de Penman, para el que se han obtenido 1964.4 mm. Se ha determinado la tasa diaria de evapotranspiración, y el periodo de mayor evapotranspiración media diaria es el periodo 16, que corresponde a Julio de 1999, mientras que el segundo periodo de máxima evapotranspiración es el periodo 6, correspondiente a Julio de 1998, y la mínima evapotranspiración se da en el periodo de invierno con una evapotranspiración media diaria de 1.6 mm.

Tabla 6.8. *Cálculo de la evapotranspiración por el modelo de Allen para los 18 periodos de estudio. Datos de las estaciones Cast.1 y Grao*

Periodo	Día	Fecha inicial	Fecha final	Nº días	ETo (mm) con Allen	ETo (mm/día)
1	65	6 marzo 98	30 marzo 98	25	64.677	2.587
2	90	31 marzo 98	27 abril 98	28	104.889	3.746
3	118	28 abril 98	21 mayo 98	24	76.695	3.195
4	142	22 mayo 98	11 junio 98	21	87.751	4.179
5	163	12 junio 98	2 julio 98	21	96.997	4.618
6	184	3 julio 98	23 julio 98	21	105.566	5.027
7	205	24 julio 98	20 agosto 98	28	124.486	4.446
8	233	21 agosto 98	16 septiembre 98	27	110.598	4.096
9	260	17 septiembre 98	16 octubre 98	30	85.648	2.855
10	290	17 octubre 98	5 noviembre 98	20	45.72	2.286
11	310	6 noviembre 98	2 marzo 99	117	186.92	1.597
12	427	3 marzo 99	13 abril 99	42	140.39	3.343
13	469	14 abril 99	19 mayo 99	32	134.084	4.19
14	505	20 mayo 99	8 junio 99	20	88.701	4.435
15	525	9 junio 99	1 julio 99	23	109.053	4.741
16	548	2 julio 99	21 julio 99	20	105.338	5.267
17	568	22 julio 99	17 agosto 99	27	129.104	4.782
18	595	18 agosto 99	30 septiembre 99	43	157.767	3.669
Total		**6 marzo 98**	**30 septiembre 99**	**573**	**1554.4**	**3.41**

En cuanto a los datos diarios, se puede ver en la figura 6.3 que los valores obtenidos por este método son más heterogéneos que los obtenidos con el modelo de Penman. En primer lugar es de destacar que los valores tienen mayor amplitud y alcanzan valores de evapotranspiración diaria superior a 6 mm/día en varias jornadas, tanto en 1998 como en 1999.

Los valores mínimos coinciden con los del modelo de Penman y responden a valores de evapotranspiración en días nublados o de tormentas. Sin embargo, los valores absolutos de estos mínimos son ligeramente superiores a los del modelo de Penman y en ningún caso se encuentran valores por debajo de 1 mm. en verano.

Los días en que hay picos de evapotranspiración elevada coinciden con fuertes vientos, humedad relativa muy baja y temperaturas que llegan a superar los 32ºC en el 4 y 5 de mayo de 1998 (días 489 y 490), por ejemplo, lo cual es una situación de advección muy evidente, que parece justificar la mayor dispersión de los valores, tanto los máximos como los mínimos.

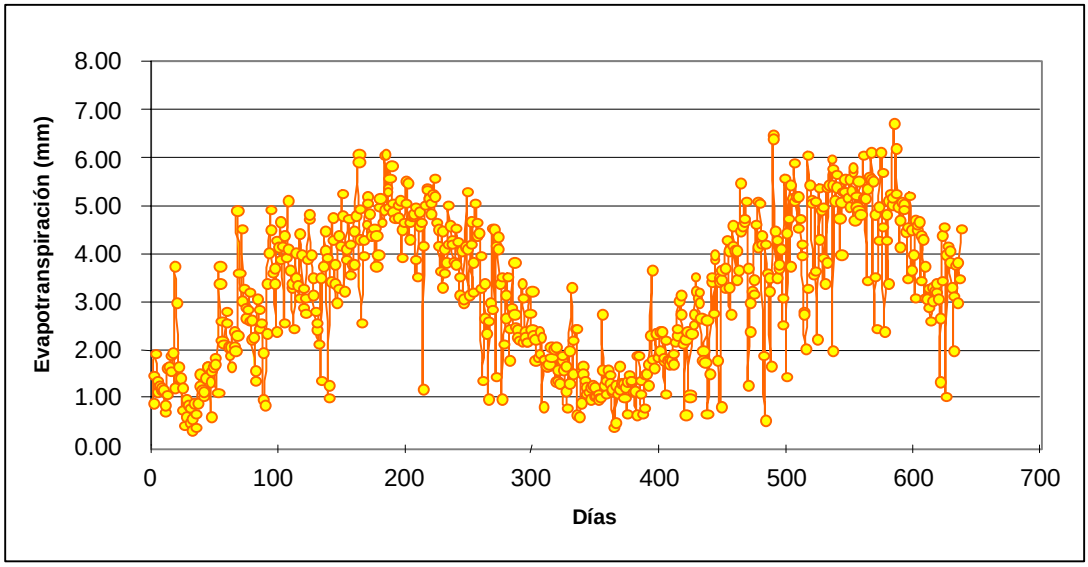


Figura 6.3. *Valores de evapotranspiración diaria obtenidos a partir del cálculo horario con el modelo de ETo de Allen*

6.2.5 Comparación de los resultados obtenidos con métodos empíricos

El método de Thornthwaite presenta unos valores muy diferentes a los otros dos métodos, mucho más homogéneos entre sí.

La principal diferencia es que los valores de Thornthwaite son casi la mitad de los que se muestran con los métodos de radiación. En la tabla 6.9 se han expresado los valores para el año 1998, para los 10 primeros meses de 1999, y por último la evapotranspiración del periodo de estudio en la parcela experimental, que va desde marzo de 1998 a septiembre de 1999.

Tabla 6.9. *Valores de Evapotranspiración obtenidos con los tres métodos empíricos. Datos de las estaciones Cast1 y Grao*

	Thornthwaite	Penman	Allen
1998	570.25	1093.67	1080.71
1999 (Hasta octubre)	652.45	1015.07	1033.9
Periodo de riegos	1149.84	1964.0	1954.4

En la figura 6.4 se pueden ver los valores de evapotranspiración mensual calculados con los tres modelos empíricos y los valores de evaporación en evaporímetro Piché situado en la estación de Almazora-Castellón. Se observa que la evapotranspiración es muy similar para los cálculos hechos por los métodos de Penman y Allen, siendo máxima en los meses estivales llegando a valores de hasta 160 mm/mes.

Las diferencias con el método de Thornthwaite son menores en estos meses, ya que la relación entre la temperatura y la evapotranspiración es mucho mayor en los meses de verano. La evapotranspiración determinada por Thornthwaite para los meses de verano es unos 120 mm, que es un 75% de la estimación por los modelos de radiación. En los meses de invierno, en los que la evapotranspiración es mínima, los valores difieren hasta un 50%. Sin embargo, las mayores diferencias se hallan para los meses de primavera donde se puede ver que la estimación de Thornthwaite llega a ser del 25% de la calculada por los otros métodos.

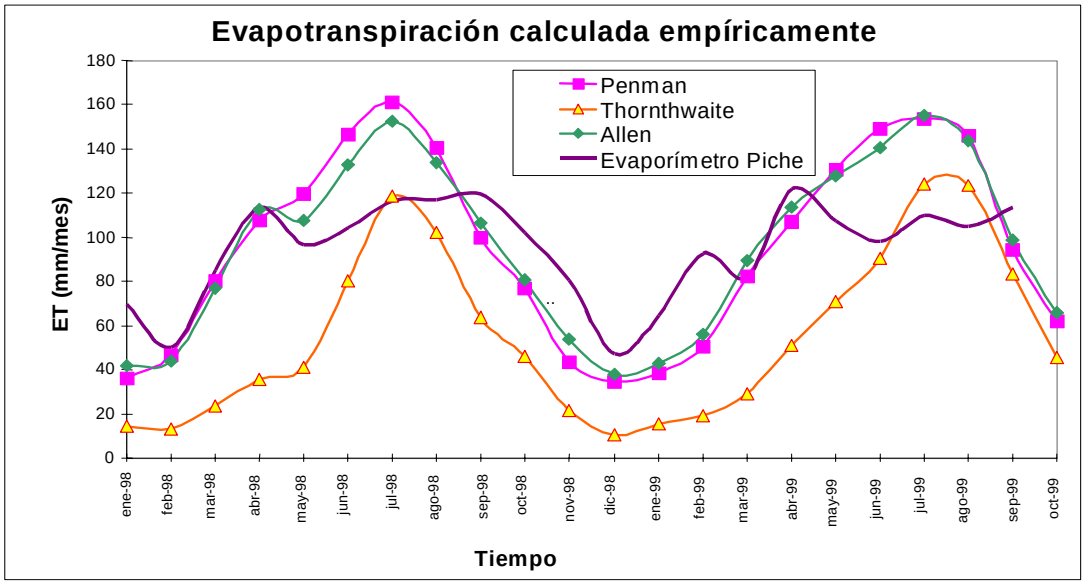


Figura 6.4. *Comparación de los valores mensuales de evapotranspiración obtenidos a partir de los modelos empíricos con los datos de evaporación con evaporímetro Piché de la estación de Almazora-Castellón*

Se puede apreciar una gran similitud de los tres métodos para los últimos meses de 1999. Este hecho se debe a que, como ya se ha mencionado previamente, la aparición de frecuentes tormentas a finales del verano han provocado la disminución de la radiación, y un aumento general de la humedad relativa, de forma que en los modelos de Penman y Allen, la temperatura pasa a ser el factor más determinante junto con el viento, que es el responsable de las pequeñas variaciones existentes. Estas tormentas han provocado la disminución de la radiación solar, como se ha visto en la figura 6.2.

Si se comparan los valores obtenidos con el evaporímetro de la estación de Almazora se puede apreciar que el método de Thornthwaite proporciona valores muy por debajo de los que se obtienen con el evaporímetro, y que con los métodos de Penman y Allen se obtienen valores más elevados para los meses de verano e inferiores para los meses de invierno. Estas diferencias con estos métodos se deben fundamentalmente a que con ellos se determina la evapotranspiración, y no sólo evaporación, que es lo que se determina experimentalmente con el evaporímetro Piche y empíricamente con el método de Thornthwaite.

Otra de las principales diferencias entre los métodos es que mientras el método de Thornthwaite proporciona valores medios mensuales, los métodos de Penman y Allen han permitido el cálculo horario de la evapotranspiración.

6.2.6. Cálculo de la ETR por métodos empíricos

Hasta ahora se ha determinado evapotranspiración potencial mediante el método de Thornthwaite, y la evapotranspiración de referencia por los métodos de Penman y Allen; estos resultados no son comparables entre sí, ya que expresan conceptos realmente diferentes.

Con objeto de tener una mejor aproximación a la comparación de métodos, se ha calculado la evapotranspiración real (ETR) con los resultados medidos en la parcela, aunque no debe olvidarse que la evapotranspiración de referencia es una evapotranspiración real de un cultivo de césped[1].

Los métodos empíricos escogidos para determinar la ETR han sido el método de Thornthwaite y el de Turc, que son los métodos que convencionalmente se han venido utilizando en los cálculos de balance en las cuencas hidrográficas y para los sistemas acuíferos.

Con estos métodos se han calculado los valores medios de ETR a partir de los valores mensuales para las estaciones de Castellón. Almazora-Cs, Bechí, Burriana, Vall d'Uixó, Nuels (poble) y Villarreal (Perona), de la serie de 1960 a 1990 (Pérez-Cueva, 1994). Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 6.10 y los cálculos se incluyen en el anexo III.

Tabla 6.10. *Valores medios de evapotranspiración real anual según los métodos empíricos de Thornthwaite y Turc calculados con los datos históricos de precipitación y temperatura*

Estación	ETR (Thornthwaite)	ETR (Turc)
Castellón	375.56	445.68
Almazora-Cs	302.88	429.87
Bechí	387.87	496.81
Burriana	334.59	448.62
Vall de Uxó	345.67	458.64
Nules (pueblo)	365.52	453.03
Villarreal (Perona)	361.41	478.38

Los valores obtenidos varían desde los 303 mm en la estación de Almazora y los 388 mm para Bechí con el método de Thornthwaite. Los resultados obtenidos por el método de Turc son más altos, entre 430 mm para la estación de Almazora y

[1] *la evapotranspiración de referencia, según la FAO-24 Doorembos y Pruitt (1977), es la evapotranspiración correspondiente a una superficie extensa de césped de unos 8 a 15 cm de alto, que proporciona una cubierta de césped verde de altura uniforme, en crecimiento constante, que ensombrece completamente la superficie del suelo y no tiene restricciones de agua.*

497 mm en la estación de Bechí. Esta variación para las diferentes estaciones está directamente relacionada con la variabilidad espacial de las precipitaciones.

En la figura 6.5 se muestra un gráfico comparativo del valor experimental de evaporación, medido en el evaporímetro Piché de la estación de Almazora – Castellón, con los valores de evapotranspiración real mensual, según el modelo del balance del suelo de Thornthwaite aplicado a los valores de ETP de esa misma estación.

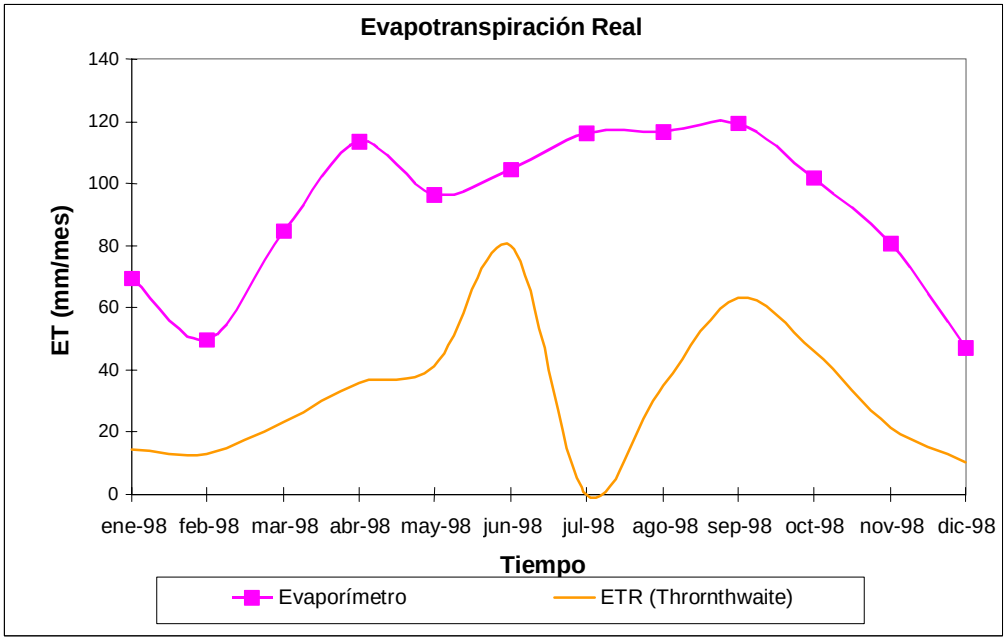


Figura 6.5. *Comparación de la evaporación en evaporímetro y ETR por el método de Thornthwaite*

Un primer hecho destacable es que la evapotranspiración real, según este método, es muy inferior a la que se produce en el evaporímetro, como ya se puso de manifiesto con el cálculo de la ETP. La evolución estos dos parámetros difieren bastante, aunque presentan una tendencia similar, coincidiendo con una disminución de la evapotranspiración cuando la evapotranspiración real es equivalente a la potencial, a finales de año. El hecho más llamativo es que para el mes de julio la evapotranspiración es nula, lo cual se debe a que durante ese periodo no se produjeron precipitaciones en la estación de Almazora. Los valores máximos de evapotranspiración se producen en junio con casi 80 mm, que es cuando más próximos son los valores del evaporímetro y el cálculo de ETR.

Uno de los principales problemas por los que se tiende a rechazar la aplicación este tipo de métodos es que no se considera el aporte de agua por riegos, que suele ser la principal entrada de agua en regiones con climas semi-áridos y con regadíos, como es nuestro caso. En la tabla 6.11 se ha mostrado el balance de Thornthwaite para la estación de Almazora en el año 1998, y se puede observar cómo, salvo en los meses de julio, agosto y septiembre, la ETR es igual a la ETP, pero es precisamente en esos meses en los que se tiene la mayor tasa de evapotranspiración potencial.

Tabla 6.11. *Balance de suelo según el método de Thornthwaite para la obtención de la ETR en la estación de Almazora (año 1998)*

	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago
Pp (mm)	6.85	5.75	8.3	86.75	99.55	32.3	1.15	11.05	44.8	0.1	0	25.55
ETP (mm)	63.58	46.15	21.67	10.39	14.51	13.03	23.35	35.8	41.43	80.03	118.5	101.8
Pp-ETP (mm)	-56.7	-40.4	-13.4	76.36	85.04	19.27	-22.2	-24.7	3.374	-79.9	-118	-76.3
R.A.U.	0	0	0	50	50	50	27.8	3.047	6.421	0	0	0
ETR	63.16	46.15	21.67	10.39	14.51	13.03	23.35	35.8	41.43	6.521	0	25.55
Excedentes				26.36	85.04	19.27		0	0			

Para determinar la importancia de este hecho se ha realizado el balance de Thornthwaite contabilizando las entradas por riego para tener una estimación más real de la experiencia llevada a cabo en la parcela. Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 6.12. Estos resultados ponen de manifiesto que, la evapotranspiración considerando los aportes por riegos proporcionan un resultado mucho mayor. De hecho pasa de tener 303 mm a 545 mm, que es un incremento del 50%. Y aun en ese caso la estimación de ETR del método de Thornthwaite es casi la mitad que los cálculos de ETo por los métodos de Penman y Allen.

Tabla 6.12. *Balance de Thornthwaite para la obtención de la ETR en la estación de Almazora para el año 1998 considerando las entradas de agua por riego*

	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago
Inputs (mm)	56.85	55.75	58.3	86.75	99.55	32.3	101.2	61.05	94.8	50.1	100	75.55
ETP (mm)	63.58	46.15	21.67	10.39	14.51	13.03	23.35	35.8	41.43	80.03	118.5	101.8
Inputs -ETP (mm)	-6.73	9.601	36.63	76.36	85.04	19.27	77.8	25.25	53.37	-29.9	-18.5	-26.3
R.A.U.	0	0	36.63	50	50	50	50	50	50	20.07	1.573	0
ETR	63.16	46.15	21.67	10.39	14.51	13.03	23.35	35.8	41.43	80.03	118.5	77.12
Excedentes				62.99	85.04	19.27	77.8	25.25	53.37			

Si se realiza el cálculo de la ETR para todo el periodo de estudio de la parcela se obtiene que la ETR es de 421 mm.

Este resultado mejora sensiblemente si se consideran las aportaciones de los riegos, con los que resulta una ETR de 1116 mm. De la misma forma, se han considerado como entradas los riegos en el método de Turc y el resultado es de una evapotranspiración de 998.7 mm para los meses de estudio. Estos cálculos, a los que se ha denominado Thornthwaite y Turc modificados, son mucho más cercanos a los obtenidos experimentalmente en la parcela, como se verá posteriormente, pese a que este aporte de agua de riego no se considera en ningún cálculo de ETR por los métodos de Turc o Thornthwaite, que se expresan sólo en función de la precipitación.

6.2.7. Medidas de Evapotranspiración Real en la parcela experimental

Después de revisar algunos métodos empíricos para el cálculo de la ET, se va a determinar el cálculo de la evapotranspiración medida en los lisímetros de la parcela experimental.

6.2.7.1. Balance de agua con medidas de humedad

La determinación de la evapotranspiración en la parcela se ha realizado por balance a partir de la variación de la humedad, entradas en cada lisímetro, por lluvia y riegos, y salidas por drenaje.

Un primer cálculo es la evapotranspiración real para todo el periodo de estudio, que se inició el 6 de marzo de 1998. Para esa fecha se determinó la humedad inicial con las sondas TDR del lisímetro 9. Desde la finalización de la construcción, en invierno de 1996, hasta el inicio de la experiencia, los lisímetros se han regado con la misma frecuencia y dotación. Estos riegos y las precipitaciones, a lo largo de casi 15 meses, son suficientes para pensar que el perfil de humedad de los lisímetros sea muy parecido, ya que no hubo ningún tipo de extracción de agua salvo la que se ha producido por drenaje, y todos estuvieron bajo las mismas condiciones atmosféricas y sin ningún tipo de cultivo ni cubierta vegetal.

A finales de septiembre de 1999 se concluyó la campaña. En la tabla 6.13 se muestran los valores de evapotranspiración de cada lisímetro, donde no se ha considerado ni el lisímetro 1 ni el 17; el lisímetro 1 estuvo en saturación los primeros meses y el lisímetro 17 ha estado en saturación durante todo el periodo de estudio. El lisímetro 9 tiene una superficie de 3.81 m^2, mientras que los otros lisímetros tienen una superficie de 1 m^2. La profundidad de todos lisímetros es de 1 metro.

La primera distinción es que el lisímetro 15 da valores de ETR mucho más bajos, del orden de 460 mm para los 19 meses. Para el resto de lisímetros el valor medio es de 1126 mm, siendo los de mayor evapotranspiración el 7, el 11 y el 16, con valores por encima de 1200 mm.

En la figura 6.6, se ha representado en columnas el valor de la ETR, y con puntos los porcentajes de ETR respecto al agua que ha entrado en cada lisímetro; las líneas indican el valor medio de cada uno de estos parámetros, calculados sin tener en cuenta el lisímetro 15, cuyo valor se desvía considerablemente de la tendencia general. En esta figura se ve claramente que los lisímetros con vegetación parecen presentar una mayor evapotranspiración respecto al resto de lisímetros. Destaca el lisímetro 16 donde se ha permitido crecer libremente a las hierbas.

Los lisímetros con cítrico, en las columnas más claras, también tienen una ETR por encima de la media, a excepción de los lisímetros fertilizados. El valor medio de los lisímetros con cítrico es de 1157.2 mm mientras que para los lisímetros sin vegetación es de 1091.6 mm, por lo que se puede afirmar que los cítricos, pese a ser jóvenes, provocan una mayor extracción de agua del suelo del lisímetro que la

evaporación directa del suelo. El lisímetro 16, donde se ha permitido el crecimiento de hierbas durante todo el periodo tiene también una evapotranspiración similar, incluso algo superior a los cítricos, con un valor de 1176.4 mm.

Otra consideración es que los lisímetros 7 y 11, en los que no se ha aplicado ningún tipo de fertilización son los que presentan mayor evapotranspiración. Esta circunstancia induce a pensar que la mayor evapotranspiración en estos lisímetros obedece a necesidades nutritivas, en respuesta al gradiente de potencial que genera el floema cuando requiere nutrientes.

El mecanismo de transporte a través del floema parece generar un flujo de masa; se piensa que el flujo que provoca este arrastre de nutrientes puede estar generado por membranas activas de transporte por bombeo que concentran los solutos en los tejidos de los canalículos del floema (Jones, 1983).

Tabla 6.13. *Medidas de evapotranspiración real en la parcela experimental para todo el periodo de estudio (los lisímetros 1 y 17 no se han considerado en este cálculo)*

	Volumen Inicial	Volumen final	Superficie del lisímetro	Lluvias	Riego neto	Salidas	ETR (mm)
Lisímetro 2	306.52	341.44	1.02515	372.03	889.82	95.45	**1103.7**
Lisímetro 3	305.77	387.12	1.02263	371.11	895.10	110.35	**1050.7**
Lisímetro 4	306.52	353.80	1.02515	372.03	897.00	103.58	**1090.7**
Lisímetro 5	308.03	355.82	1.03023	373.87	845.40	64.11	**1074.9**
Lisímetro 6	309.56	308.10	1.03530	380.47	902.00	131.64	**1113.0**
Lisímetro 7	309.56	230.71	1.03530	375.71	869.92	54.25	**1226.9**
Lisímetro 8	309.56	250.79	1.03530	375.71	896.20	95.91	**1192.7**
Lisímetro 9	1139.81	1196.93	3.81207	1383.40	3420.00	371.53	**1147.6**
Lisímetro 10	308.03	323.31	1.03023	378.50	892.70	71.59	**1149.6**
Lisímetro 11	308.03	254.39	1.03023	378.61	904.50	99.78	**1200.7**
Lisímetro 12	312.61	352.18	1.04551	384.22	886.50	122.76	**1060.2**
Lisímetro 13	309.56	356.23	1.03530	375.71	913.00	94.62	**1108.3**
Lisímetro 14	311.08	353.68	1.04040	382.35	907.80	139.14	**1065.4**
Lisímetro 15	309.56	242.26	1.03530	375.71	65.00	29.52	**462.2**
Lisímetro 16	311.08	270.68	1.04040	377.56	872.93	67.02	**1176.4**

Otra posible causa de que los lisímetros fertilizados presenten una menor evapotranspiración podría ser, en el caso del lisímetro 6, que la densidad aparente es bastante más baja que en el resto de lisímetros, lo cual favorecería una mayor velocidad de filtración por vías preferenciales, ya que este lisímetro muestra zonas con densidades aparentes incluso inferiores a 1.3 gr/cm^3 dando un volumen de drenaje mayor. Sin embargo, el lisímetro 12 tiene una densidad aparente normal y bastante homogénea en todo el lisímetro. En el Anexo II se han descrito las características de cada lisímetro, incluyendo un perfil de la densidad aparente en los lisímetros.

En cuanto al tipo de agua de riego, no se aprecian diferencias destacables de evapotranspiración. Sobre el porcentaje de evapotranspiración se observa que los lisímetros con vegetación tienen los mayores porcentajes, superiores al 90%, y llegando a ser mayor al 100% en algún caso. Esto es debido a que el estado de humedad ha sido inferior al final del estudio, que el inicial.

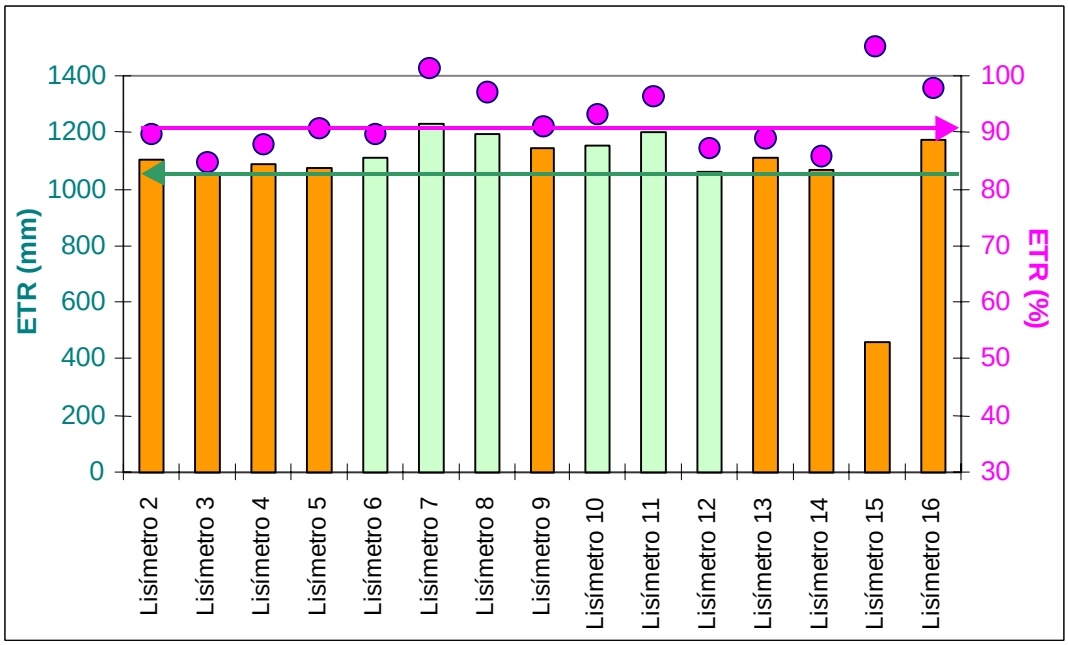


Figura 6.6. *Valores de evapotranspiración real (columnas), y el porcentaje respecto al volumen de agua que ha entrado en el lisímetro (Puntos); las líneas representan los valores medios sin considerar el lisímetro 15*

En los lisímetros sin vegetación no se aprecia ninguna pauta general; por tanto, no se puede distinguir ningún comportamiento entre el tipo de agua de riego aplicada, y las diferencias entre ellos se deben a causas texturales o a otros factores independientes al tipo de agua aplicada.

En la tabla 6.14 se indican los valores calculados por los métodos empíricos para el periodo de estudio y la media obtenida de forma experimental en la parcela. Si se comparan los valores empíricos con los medidos en la parcela experimental, se deduce que los valores de evapotranspiración reales en nuestras condiciones son muy próximos a las estimaciones de la ETR estimada por los métodos de Turc y Thornthwaite modificados, cuando se consideran todos los aportes del riego como entradas.

Una segunda apreciación es que los valores máximos de evapotranspiración real que se han medido en los lisímetros del orden del 60% de la predicción de los modelos de radiación.

Por último, los métodos tradicionales de Thornthwaite y Turc presentan valores de evapotranspiración muy inferiores a los observados experimentalmente. Sin embargo, si se comparan los valores de ETR en el lisímetro 15, en el que sólo se ha efectuado un riego, la evapotranspiración real medida es sensiblemente semejante a la calculada por estos métodos, aunque este primer riego y los riegos previos han provisto al suelo de 120 litros adicionales para la evapotranspiración.

Tabla 6.14. *Valores de evapotranspiración empírica y experimental para el periodo de estudio*

Método	ET (mm)
Penman (ETo)	1964.0
Allen (ETo)	1954.4
Thornthwaite (ETR)	421.6
Thornthwaite modificado (ETR)	1115.7
Turc (ETR)	522.5
Turc modificado (ETR)	998.7
Datos ETR Parcela	1125.8

Por tanto, parece que los métodos tradicionales de Thornthwaite y Turc subestiman la evapotranspiración real en las condiciones climáticas de la parcela experimental en condiciones de riego, de manera que para periodos cortos como son los 18 meses de estudio, el cálculo de los métodos de Turc y Thornthwaite no se pueden aplicar, y probablemente, este error sea menor para series largas de datos, como ya se comentó en el capítulo 4.

Esto se puede apreciar viendo la figura 6.7, donde se ha representado la evolución de la humedad en los primeros 20 cm del suelo del lisímetro 9 a lo largo de dos meses y la evapotranspiración real. En la mayoría de días la evapotranspiración es muy inferior a la potencial, simplemente por la carencia de suficiente agua en el suelo, y cuando se produce una recarga, en este caso por riego, la humedad del suelo aumenta y con ella la evapotranspiración.

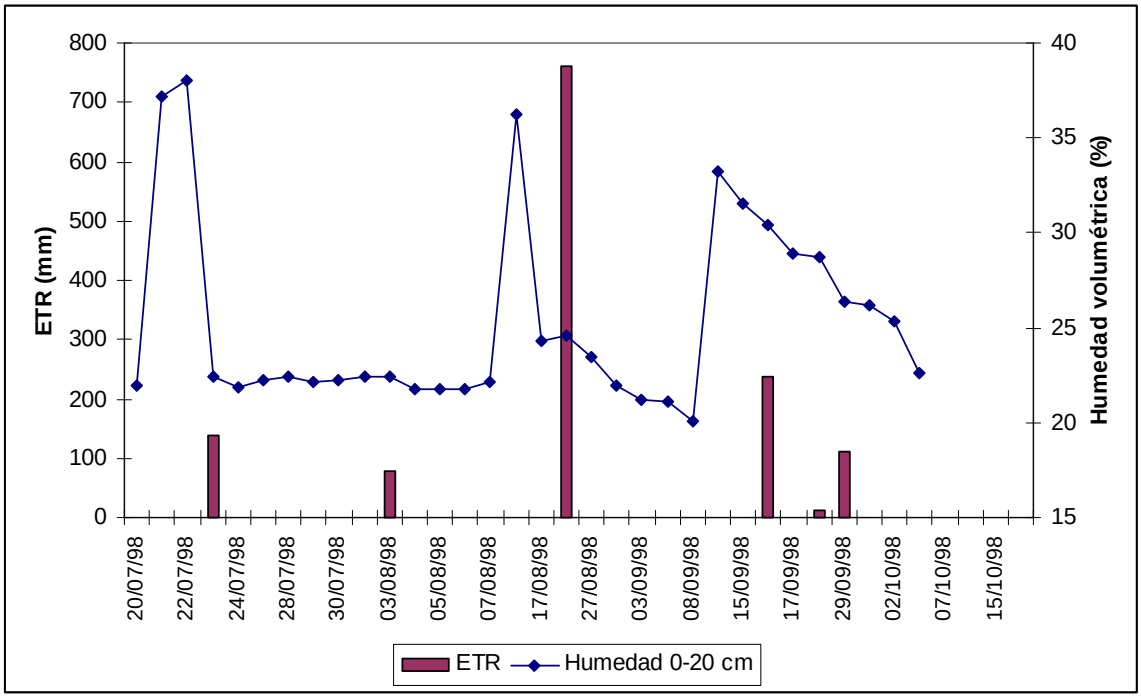


Figura 6.7. *Evolución de la humedad del suelo y medidas de la ETR acumulada entre periodos de observación en el lisímetro 9 para los meses de verano de 1999 (Este lisímetro es el de mayor superficie, de 3.81 m^2)*

Por consiguiente, la utilización del modelo de Thornthwaite sin considerar estos aportes proporciona valores de evapotranspiración muy por debajo de las condiciones reales de la demanda atmosférica, y se puede decir que su utilización conduce a errores incluso superiores al 100 % respecto a la evapotranspiración real, como se sospechaba (Azcón, 1997). Este hecho, junto con la mayor precisión de los métodos radiométricos, son suficientes para descartar el modelo tradicional de Thornthwaite, en condiciones climáticas similares a las de la Plana de Castellón.

En agosto y septiembre de 1999 se realizó una campaña diaria de adquisición de datos de humedad en los lisímetros para estimar posibles diferencias entre los métodos de Allen y Penman. Se realizó un muestreo diario en tres lisímetros y el resto se hizo en días alternos, uno en los regados con agua de pozo y otro en los regados con agua residual. Los lisímetros que se han muestreado a diario han sido el 6, el 9 y el 16, ya que la lectura en estos lisímetros presentan mayores variaciones que en el resto.

En la tabla 6.15 se muestran los valores de evapotranspiración real medidos en función de la variación de humedad en los lisímetros y el cálculo diario con los métodos de Allen y Penman.

Tabla 6.15. *Valores de ETR, a partir de medidas de la humedad con TDR en los lisímetros durante los meses de agosto y septiembre de 1999, y ETR calculada para los mismos periodos con los modelos de Penman y Allen*

	Fecha inicio	Fecha final	ETR	% ETo	Penman	Allen
Lisímetro 2	23/8/99	3/9/99	34.985	73.14	47.830	47.712
Lisímetro 3	17/8/99	3/9/99	40.27	54.13	74. 40	73.654
Lisímetro 4	18/9/99	3/9/99	40.908	58.74	69.640	69.178
Lisímetro 6	19/8/99	31/8/99	40.230	73.57	54.685	54.700
Lisímetro 7	17/9/99	3/9/99	62.496	84.00	74. 40	73.654
Lisímetro 8	19/8/99	3/9/99	58.403	90.35	64.640	64.611
Lisímetro 9	18/9/99	3/9/99	177.742	66.99	265.33	263.56
Lisímetro 10	18/9/99	2/9/99	43.418	65.05	66.750	66.110
Lisímetro 11	18/9/99	2/9/99	66.866	100.17	66.750	66.110
Lisímetro 12	18/9/99	2/9/99	30.635	45.90	66.750	66.110
Lisímetro 14	18/9/99	2/9/99	40.928	61.32	66.750	66.110

Una primera lectura de estos datos es que los valores de evapotranspiración difieren de las previsiones de los métodos empíricos. La mayor evapotranspiración se produce en lisímetros con cítrico, especialmente en el lisímetro 11 que no se fertiliza y se riega con agua de pozo, llegando a ser muy similar a la previsión de los métodos. Estos valores de evapotranspiración diaria están calculados a partir de las variaciones de humedad medidas con la sonda TDR móvil. Las medidas se realizaron a diario tomando entre tres y seis medidas por cada profundidad en cada lisímetro. Las variaciones de lectura del equipo son mayores que la propia variación de la humedad, lo cual lleva a grandes errores cuando se hace un balance entre periodos cortos con una ligera variación de humedad.

En la figura 6.8 se ha representado la evapotranspiración real medida como variaciones de la humedad con la sonda TDR y los valores de ETo para los modelos de Penman y Allen. Se ha escogido el lisímetro 11, que es el que menor desviación presenta en las lecturas diarias y por tanto tiene menor margen de error. Se puede apreciar que las lecturas del TDR en periodos diarios son muy imprecisas, pudiendo dar variaciones de humedad mucho mayores que las que realmente se producen. Esto se ha podido comprobar cuando se produce una recarga, de manera que las lecturas al día siguiente dan valores de humedad que implican un aumento en el volumen de agua almacenada en los lisímetros de 80 litros cuando el riego aplicado ha sido de 50 litros, o con lluvias de 2 litros aumentos de hasta 15 litros en el lisímetro, aunque este lisímetro presenta valores de ETR mayores al resto por la presencia del cítrico y el efecto de succión del floema, que parece aumentar la transpiración en función de las necesidades de nutrientes en la planta.

En principio, se pone de manifiesto que las medidas de humedad con la sonda TDR no son apropiadas para las variaciones diarias en los lisímetros; además, las lecturas, para un mismo punto, tienen una gran oscilación y presentan variaciones de lectura superiores a la propia variación del suelo. De la figura 6.8 se puede deducir que la evolución de la evapotranspiración tiene una misma tendencia en las medidas de humedad y en los cálculos empíricos, aunque las medidas reales presentan máximos muy por encima de los estimados empíricamente y no coinciden con días de climatología anómala con flujos de calor advecticvo, que se ha visto que se reproducen bien con el modelo de Allen.

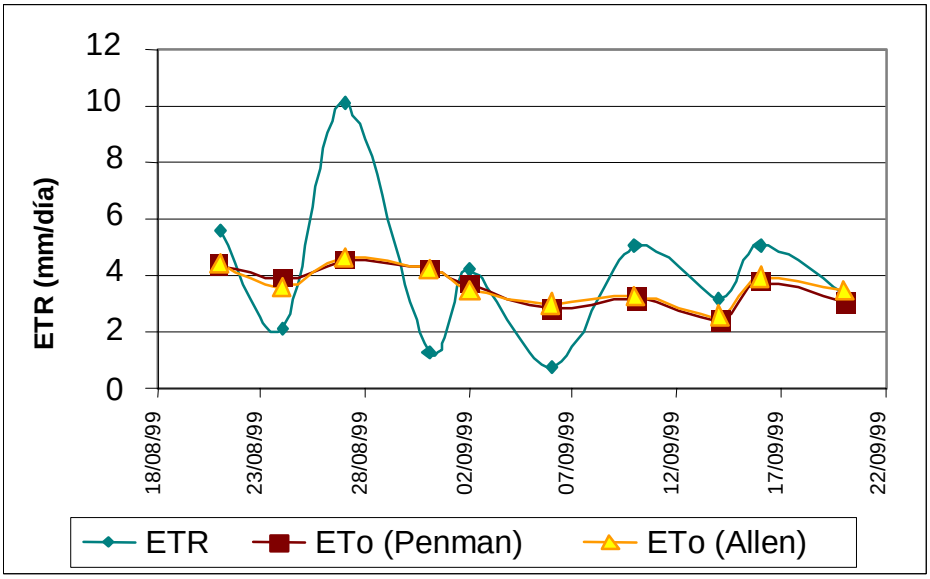


Figura 6.8. *Evolución de la evapotranspiración real medida en el lisímetro 11 con datos de humedad diaria y evapotranspiración de referencia por los modelos empíricos*

Es evidente que parte de estos máximos se producen por la succión de agua para cubrir las necesidades de nutrientes en el cítrico, como ya se ha puesto de manifiesto a lo largo de este capítulo; pero, esta misma tendencia también se muestra en el resto de lisímetros, aunque con valores de evapotranspiración más

bajos. Como se puede apreciar en la figura 6.9, donde se ha representado el lisímetro 12, que tiene cítrico, pero se fertiliza, y existe una tendencia similar aunque menos exagerada.

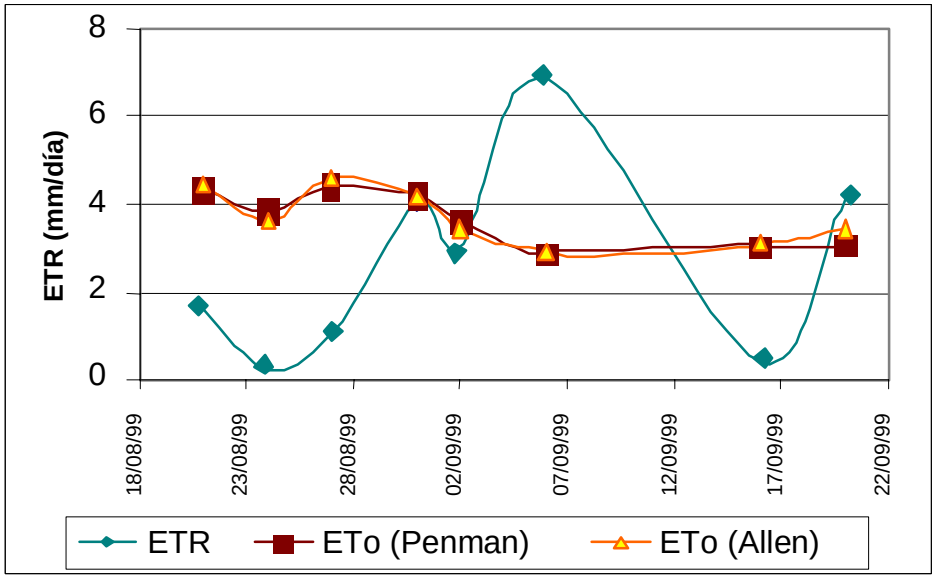


Figura 6.9. *Evolución de la evapotranspiración real medida en el lisímetro 12 con datos de humedad diaria y evapotranspiración de referencia por los modelos empíricos*

Por tanto, la lectura de humedad con TDR se debe de hacer entre periodos largos con gran variación de humedad en el suelo, y tomar siempre periodos de humedad similares para realizar los balances, ya que de este modo el error de medida es menor.

Una tendencia habitual en la realización de balances hídricos es comenzar el balance con el año hidrológico, y se supone que el estado inicial del suelo para el balance a final de agosto es muy similar, pues está totalmente seco en los primeros centímetros, siempre que no se produzcan precipitaciones ni haya riegos en esta época.

En Tuñón et al (1999) se considera que para periodos menores, como pueden ser periodos entre riegos, es mucho mejor iniciar el balance justo el día después de cada riego; así, al menos en los primeros centímetros del suelo, se parte de unas condiciones de humedad mucho más similares que las previas al riego, ya que el estado del suelo depende de la evapotranspiración previa, mucho más variable en función de la climatología. Pese a esta consideración, se pone de manifiesto la necesidad de controlar la variación de humedad a lo largo del perfil del suelo para la realización de cualquier balance hídrico.

El valor medio de ETR obtenido para los lisímetros con cítrico es de 860 mm para los 18 meses, muy inferior a los resultados obtenidos por Castell et al (1987), aunque, en este estudio se determinó la evapotranspiración en árboles adultos.

6.2.8 Modelo de evapotranspiración

Con los resultados obtenidos de evapotranspiración en la parcela y los métodos empíricos se puede realizar un modelo de evapotranspiración.

Se ha visto como los métodos de Thornthwaite, tanto de ETP como de ETR son poco apropiados para el cálculo de la evapotranspiración, a menos que se considere las aportaciones por riego; además estos cálculos tienen una periodicidad mensual.

Los métodos de evapotranspiración de referencia, tanto por el modelo de Penman, como por el modelo de Allen, dan valores mucho más elevados. Sin embargo, estos cálculos se pueden mejorar mediante el coeficiente de cultivo.

Para obtener los valores mensuales de ETR se ha aplicado el valor de Kc mensual, obtenido por Castell et al. (1987), y los resultados obtenidos para los métodos de Penman y Allen se muestran en la tabla 6.16.

Tabla 6.16. *Valores de ETR obtenidos con el coeficiente de cultivo Kc aplicado a los modelos empíricos de Penman y Allen*

Mes	Kc	ETo (Allen)	ETo (Penman)	ETR (Allen)	ETR (Penman)
Marzo 98	0.54	77.01	80.39	41.59	43.41
Abril 98	0.52	112.70	107.57	58.60	55.94
Mayo 98	0.44	107.64	119.37	47.36	52.52
Junio 98	0.53	132.71	146.54	70.34	77.67
Julio 98	0.63	152.63	161.35	96.16	101.65
Agosto 98	0.69	133.76	140.71	92.29	97.09
Septiembre 98	0.68	106.41	100.14	72.36	68.10
Octubre 98	0.66	80.88	76.63	53.38	50.58
Noviembre 98	0.72	53.57	43.48	38.57	31.31
Diciembre 98	0.79	37.99	34.62	30.01	27.35
Enero 99	0.55	42.57	38.65	23.41	21.26
Febrero 99	0.71	56.07	50.56	39.81	35.90
Marzo 99	0.54	89.67	82.35	48.42	44.47
Abril 99	0.52	113.44	107.25	58.99	55.77
Mayo 99	0.44	127.60	130.7	56.14	57.51
Junio 99	0.53	140.72	149.16	74.58	79.05
Julio 99	0.63	155.27	153.93	97.82	96.98
Agosto 99	0.69	143.96	145.98	99.33	100.73
Septiembre 99	0.68	98.51	94.62	66.99	64.34
Total		**1954.4**	**1964**	**1166.2**	**1161.6**

Castell et al. (1987), para un huerto de cítricos adultos de variedad Washington Navel, en Albalat (Valencia), obtuvieron un coeficiente de cultivo de 0.67. que se aplicó al valor de la ETo obtenida por Penman con datos de un tanque de evaporación. En este estudio obtienen valores de evapotranspiración entre 660 y

750 mm en tres parcelas experimentales, siendo de 721 mm para la parcela más similar a nuestra la nuestra.

Nosotros hemos obtenido un valor medio de 1126 mm para los 18 meses de estudio y con árboles jóvenes, y aunque no sea un proceso homogéneo, se puede decir que para 12 meses saldría un valor teórico calculado de 750 mm.

Los resultados obtenidos con este método son sensiblemente mejores que los obtenidos por los métodos de Turc o Thornthwaite.

Según se vió en la tabla 6.14, los valores de ETR que se obtenían eran de 421.6 mm con el método de Thornthwaite y de 522.5 mm con el de Turc para todo el periodo de estudio. Estos resultados mejoraban considerablemente contabilizando los riegos de este periodo, resultando entonces una ETR de 1115.7 con el método de Thornthwaite y de 998.7 mm para el modelo de Turc.

Los cálculos de ETR con los modelos de Penman y Allen, considerando el coeficiente del naranjo obtenido por Castell et al. (1987), son realmente parecidos a los obtenidos en la parcela, por lo que se puede afirmar que con la aplicación de este coeficiente de cultivo mejora sensiblemente los métodos radiométricos, al menos para el periodo de estudio.

6.3 CALCULO DE LA RECARGA

La recarga en la parcela experimental se ha medido directamente a partir de lisímetros, en los que se ha obtenido un balance del suelo determinando experimentalmente la evapotranspiración y comparando los resultados obtenidos con varios métodos empíricos, como se ha visto en el apartado anterior.

El agua recogida en los lisímetros ha correspondido a flujos rápidos, que no corresponden al valor real de la recarga, y a flujos normales que responden a los parámetros hidráulicos del suelo. La determinación del flujo de agua se ha hecho con el modelo de aproximación al flujo de Darcy, que ha sido corroborado por las medidas en los lisímetros. Una vez obtenido el valor real de la recarga se han determinado los parámetros exactos del balance.

6.3.1 Recarga en la parcela experimental

El estudio de la recarga es paralelo a la determinación de la evapotranspiración, pues, en realidad, la recarga medida directamente como volumen de agua infiltrada en el lisímetro ha sido la variable determinada experimentalmente para calcular, de forma indirecta, la evapotranspiración mediante la ecuación del balance de agua en el suelo de los lisímetros. En el epígrafe siguiente se muestra el cálculo de recarga para cada uno de los periodos en los lisímetros, con la diferenciación de la recarga por retorno de riego y la recarga procedente de la infiltración directa del agua de precipitación.

Se han efectuado riegos en todos los lisímetros, a excepción del 15 y el 17. En el año 1998 se realizaron 10 riegos que se prolongaron hasta el 5 de noviembre, por la

ausencia de precipitaciones en los meses de septiembre y octubre; en 1999 el último riego fue el 17 de agosto, ya que hubo precipitaciones que cubrieron las necesidades hídricas de los cítricos. Los lisímetros 9, por ser el de mayor superficie, y 15, que no se riega, no se han considerado en el cálculo para obtener los valores medios que se muestran a continuación.

A efectos de recarga se han diferenciado 18 periodos, empezando el día después de cada riego (Tuñón et al., 1999), de manera que todo el invierno se considera como un único periodo hasta el día después del primer riego de 1999.

En la tabla 6.17 se muestran los valores de la recarga como volumen de agua recogida en los lisímetros y que, por tanto, ha atravesado el primer metro de suelo. Este volumen viene expresado en litros por metro cuadrado. Se ha podido hacer diferenciación de la recarga producida por riego y la recarga de infiltración de lluvia porque casi siempre han sido fenómenos aparentemente independientes.

Sin embargo, conviene recordar que en el primer periodo se incluyen los dos primeros riegos y, que el primer riego estuvo precedido por unas lluvias; por tanto, parte de la recarga del primer periodo viene motivada por el aumento de la humedad inicial del suelo por lluvias. Para los demás periodos sólo hay un riego, justo al final de cada periodo; por este motivo, el último no tiene ningún riego asociado.

Tabla 6.17. *Valores de recarga para todo el periodo de estudio, el valor medio se ha obtenido sin considerar los lisímetros 9 y 15*

Lisímetro	Recarga por infiltración de la lluvia	Recarga por retorno del riego	Recarga total en litros/m^2	% de recarga respecto al agua de entrada
2	62.42	33.03	95.45	**4.92**
3	64.70	45.65	110.35	**6.24**
4	69.95	33.63	103.58	**5.33**
5	22.11	42.01	64.11	**5.17**
6	63.76	70.23	131.64	**8.46**
7	22.87	31.82	54.25	**3.52**
8	52.92	43.03	95.91	**6.38**
9	195.88	179.91	97.51	**5.66**
10	34.73	36.86	71.59	**4.42**
11	59.10	41.46	99.78	**5.85**
12	65.37	57.44	122.76	**7.72**
13	45.60	49.03	94.62	**5.97**
14	73.09	66.12	139.14	**8.03**
15	24.08	3.20	27.28	**5.79**
16	10.66	56.36	67.02	**4.57**
Media	**49.9**	**46.7**	**96.3**	**5.9**

El valor medio de la recarga es de 96.3 mm para los 19 meses del estudio, y la aportación debida a la lluvia, de 49,9 mm, que es ligeramente superior a la aportación por retorno de riego, de 46.7 mm. Estos valores deben entenderse como una respuesta del suelo a los mecanismos de evapotranspiración y el estado de humedad previo en los meses del estudio. Este periodo de estudio es sensiblemente seco, con una precipitación total de 405.9 litros por metro cuadrado, que es muy inferior a la media anual de precipitación en Castellón, cercana a 500 l/m^2año.

Si, además, se considera que los aportes con riego han sido de unos 900 litros, que supone más del doble de entradas que las procedentes de la precipitación, se pone de manifiesto la mayor importancia de las lluvias para la recarga.

Un hecho llamativo en los lisímetros sin vegetación es que el retorno de riego es menor que en los lisímetros con cítrico, a excepción del 7 y el 11, que presentan una mayor transpiración por el denominado *efecto de nutrición por el floema*, como ya se ha visto en el apartado anterior. Este hecho se debe, probablemente, a una mayor temperatura del suelo desnudo al recibir mayor insolación, favoreciendo la evaporación directa del agua, sobretodo si se produce encharcamiento. Este fenómeno se ha descrito en otros estudios (Wallace y Holwill, 1997; Wallace et al.,1999 y Jackson y Wallace, 1999). De hecho, en los lisímetros donde la densidad aparente es menor en la zona superficial, como el 6, se produce una infiltración más rápida y mayor recarga y, por tanto, menor evapotranspiración.

El modelo de recarga parece responder a dos mecanismos que se pueden diferenciar, uno el de los flujos rápidos, cuya determinación ha sido posible por métodos hidroquímicos e hidrodinámicos, y el flujo lento, que responde a un modelo de recarga del tipo flujo pistón. Estos flujos rápidos no se han considerado como recarga, y el volumen de estos flujos se ha descontado tanto de las entradas como de las salidas, por lo que la recarga en cada lisímetro ha sido diferente en función de la aparición de flujos rápidos.

Estos flujos rápidos aparecieron en el primer año por la presencia de hierbas que secaron el suelo. En el riego de abril de 1998 se produjo un flujo instantáneo, llegando a recogerse hasta 12 litros de agua en media hora; este agua era químicamente muy similar al agua de riego. Cuando el suelo presenta una humedad previa a los riegos o lluvias más elevada, este tipo de flujos no han aparecido, ni siquiera con las lluvias de invierno, salvo en el lisímetro 15 que no se riega

Tras el flujo rápido, en abril de 1998, se decidió quitar toda la vegetación, a excepción de los cítricos, menos en dos lisímetros, el 1 y 16, donde se permitió el crecimiento de las hierbas para comprobar su efecto sobre la evapotranspiración, el suelo y el agua de infiltración.

El periodo de máxima recarga coincide con los meses de menor evapotranspiración. Los máximos aportes continuos de agua se producen con las lluvias de los meses de invierno, que provocan la recarga de algo más del 50% de la recarga total, lo cual tiene un efecto de lavado del suelo muy importante como se verá en el capítulo 7.

6.3.1.1. Recarga en los lisímetros sin cítrico

En la figura 6.10 se muestra el porcentaje de recarga respecto al agua de entrada en los lisímetros sin cítrico y el valor medio para cada periodo. Se puede observar que el comportamiento de estos lisímetros es muy similar entre sí y también respecto a la media. El valor de máxima recarga corresponde a los periodos 11 ó 12, según los lisímetros. Los lisímetros 2 y 13 son los que presentan el valor máximo desfasado un periodo, pero que puede deberse a que en el periodo 10 la precipitación es muy baja, de 7,8 mm y una variación pequeña del volumen de recarga modifica considerablemente el valor del porcentaje respecto a esas entradas. Lo más destacable de este gráfico es que la recarga comienza a ser efectiva en los periodos del invierno y en los meses próximos a él, en función de la precipitación, y es prácticamente nula en los meses de mayo a septiembre para los dos años del estudio.

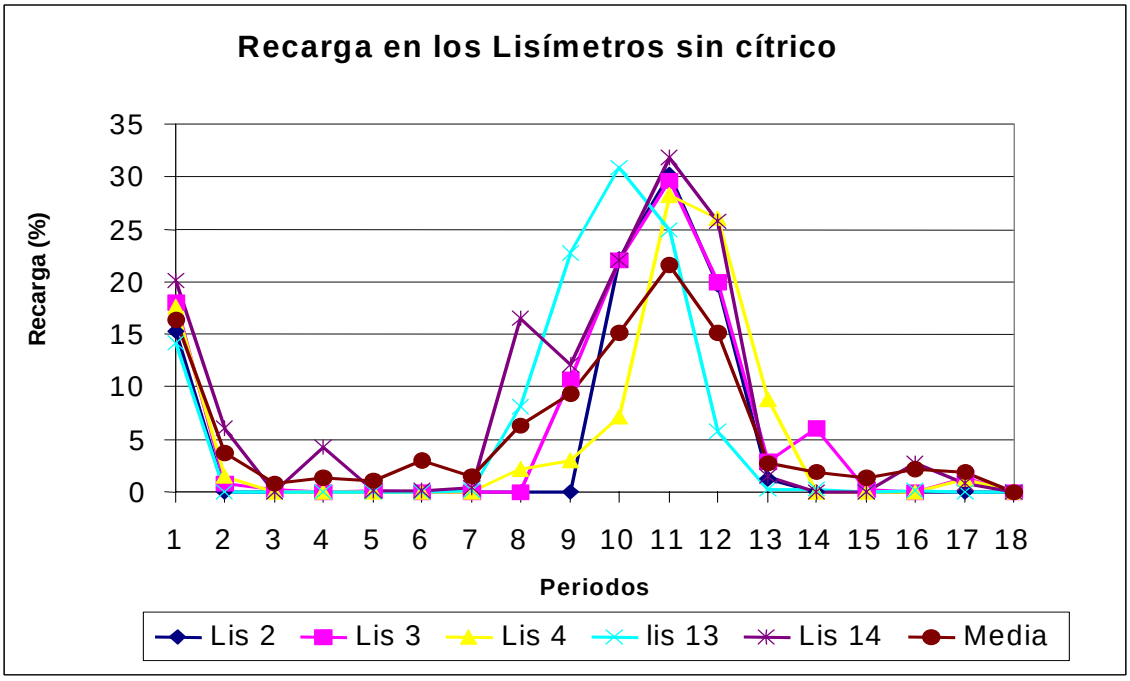


Figura 6.10. *Valores de porcentaje de recarga para los 18 periodos en los lisímetros sin vegetación comparados con la media*

Si se analiza la recarga en valores absolutos de volumen, que se muestra en la figura 6.11, la máxima entrada de agua se produce en los periodos 11 y 12, en el invierno. Durante el periodo 11, que es el más largo y abarca casi todo el invierno, la tasa de evapotranspiración es muy baja, como se ha visto, y además se producen las precipitaciones más importantes de los meses de estudio. En el periodo 12 coinciden unas lluvias justo después del primer riego de 1999, y todos los lisímetros se comportan con esta misma tendencia. Una característica de todos estos lisímetros sin vegetación es que para el periodo de invierno la infiltración es mayor que la media en todos los casos.

Las principales diferencias entre estos lisímetros se dan en los regados con agua de pozo, aunque esta circunstancia es, a priori, casual. El lisímetro 13 presenta un desfase respecto al resto de lisímetros según se ve en la figura 6.10;

en la figura 6.11, con el volumen de infiltración, no existe este desfase, y se observan diferencias de respuesta para este lisímetro respecto al resto de lisímetros; éste tiene una respuesta más rápida ante los eventos de entrada de agua, lo cual provoca que las salidas sean más inmediatas a las precipitaciones. Se puede pensar en que esta respuesta rápida sean flujos preferenciales, pero no son flujos rápidos por las paredes, aunque sí se pueden producir por vías naturales de flujo preferencial, debidas a la penetración de raíces o las propiedades del suelo.

El lisímetro 14 también presenta una respuesta más rápida, sobre todo en el periodo 8; aunque hay que decir que este lisímetro tiene una salida de agua muy superior al resto de lisímetros y que nunca presenta flujos preferenciales tieniendo una gran inercia.

Estos resultados se deben contrastar con las características hidroquímicas de las aguas de drenaje, que se comentan en el capítulo 7.

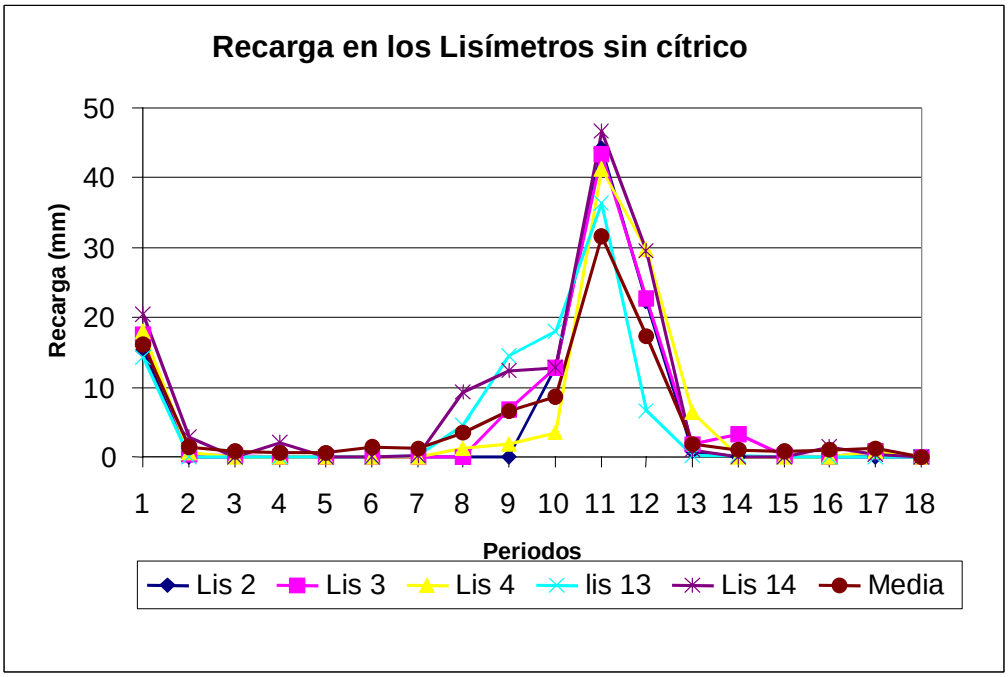


Figura 6.11. *Volumen de recarga en mm para los lisímetros sin cítrico*

Otra diferencia importante que se obtiene de los datos de recarga es la importancia de la precipitación, puesta de manifiesto en varias ocasiones a lo largo del presente trabajo. En las figuras 6.12 y 6.13 se puede ver las gráficas con el cálculo aproximado de la recarga debida a la precipitación y al retorno del riego.

En primer lugar, se pueden diferenciar cuatro eventos de recarga, dos relacionados con el riego y otros dos relacionados con la precipitación. Sin embargo, una interpretación más detallada pone de manifiesto la dependencia de ambos procesos.

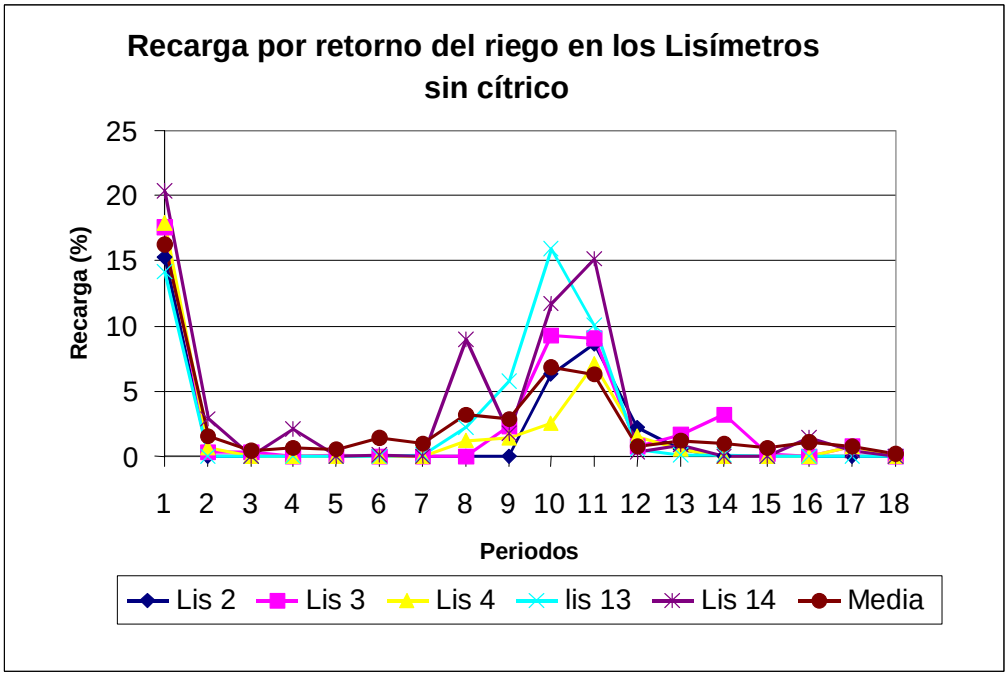


Figura 6.12. *Recarga debida la retorno de riego en los lisímetros sin cítrico*

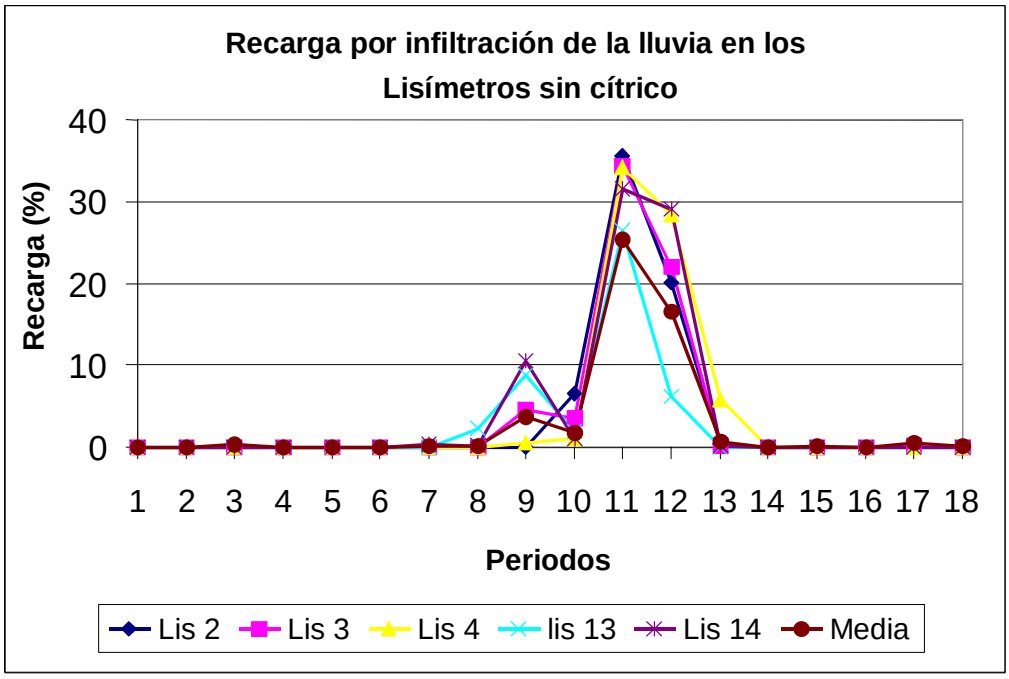


Figura 6.13. *Recarga debida a la infiltración de la precipitación en los lisímetros sin cítrico*

Para el retorno del riego, representado en la figura 6.12, se observan dos máximos relativos, uno que coincide con el primer periodo y que es el más importante, y otro entre los periodos 10 y 11. Cada periodo comienza con la respuesta de los lisímetros al riego del día anterior, a excepción del primer periodo que incluye dos riegos. El valor medio de la recarga, considerando sólo el riego, también es inferior al de estos lisímetros sin cítrico.

En la figura 6.13 se representa la recarga debida por infiltración de la lluvia. Se observa que la mayor recarga se produce en los periodos 11 y 12, y también hay un máximo relativo en el periodo 9.

Se sigue observando que la recarga es mayor que la media en estos lisímetros, excepto el lisímetro 13 que presenta menor recarga para el periodo 12.

Con estos gráficos se puede apreciar de forma más clara las diferencias de los lisímetros 13 y 14. Tienen recarga el periodo 8, probablemente relacionada con unas lluvias del periodo 7, insuficientes para producir recarga pero aumentan el contenido de humedad de los lisímetros, de forma que este riego del 20 de agosto de 1998 produce recarga en estos dos lisímetros.

Las precipitaciones del periodo 9 no son abundantes, pero producen mayor recarga en los lisímetros 13 y 14 y una recarga importante con el riego para el periodo 10, en el que las precipitaciones son escasas.

Es en el periodo 11 cuando, tras el riego, se producen unas lluvias prolongadas y todos los lisímetros tienen una misma respuesta, de forma que se produce la máxima recarga por lluvias, pues coincide que es el periodo de mayor pluviometría de todo el estudio y el de menor evapotranspiración.

6.3.1.2. Recarga en los lisímetros con cítrico

En los lisímetros con cítrico los resultados de porcentaje de recarga obtenidos no son tan homogéneos como en el caso anterior. En la figura 6.14 se ha representado el porcentaje de recarga respecto al agua que ha entrado en cada lisímetro. El porcentaje de recarga, a lo largo de todo el estudio, es mucho más irregular, aunque se observa que el máximo se sigue localizando en el periodo de invierno. La mayor recarga se produce en los lisímetros 6 y 12, que son precisamente los que se fertilizan, mientras que la menor recarga se da claramente en el lisímetro 7 que siempre está por debajo de la media.

La intercepción, que está en función del índice foliar, y la presencia de algunos flujos rápidos pueden ser el origen de esta mayor heterogeneidad de los resultados, ya que alteran la relación entre las entradas y salidas. De hecho, si se observan los valores absolutos de recarga, como se refleja en la figura 6.15, el comportamiento es mucho más homogéneo. Se ve que el periodo en que se produce la mayor parte de la recarga es el periodo 11 para todos los lisímetros, y todos siguen la misma evolución, estando claramente los lisímetros 6 y 12 por encima de la media y el lisímetro 7 por debajo del comportamiento general.

En las figura 6.16 se ha representado el aporte del retorno de riego para los lisímetros con cítrico, expresando el volumen en mm. Una primera observación de estos gráficos es que, comparados con los lisímetros sin cítrico, tiene valores de recarga ligeramente inferiores, que coincide con los valores superiores de evapotranspiración. Sin embargo, esta diferencia es mucho más evidente para la recarga por retorno del riego que para la producida por la precipitación, representada en la figura 6.17.

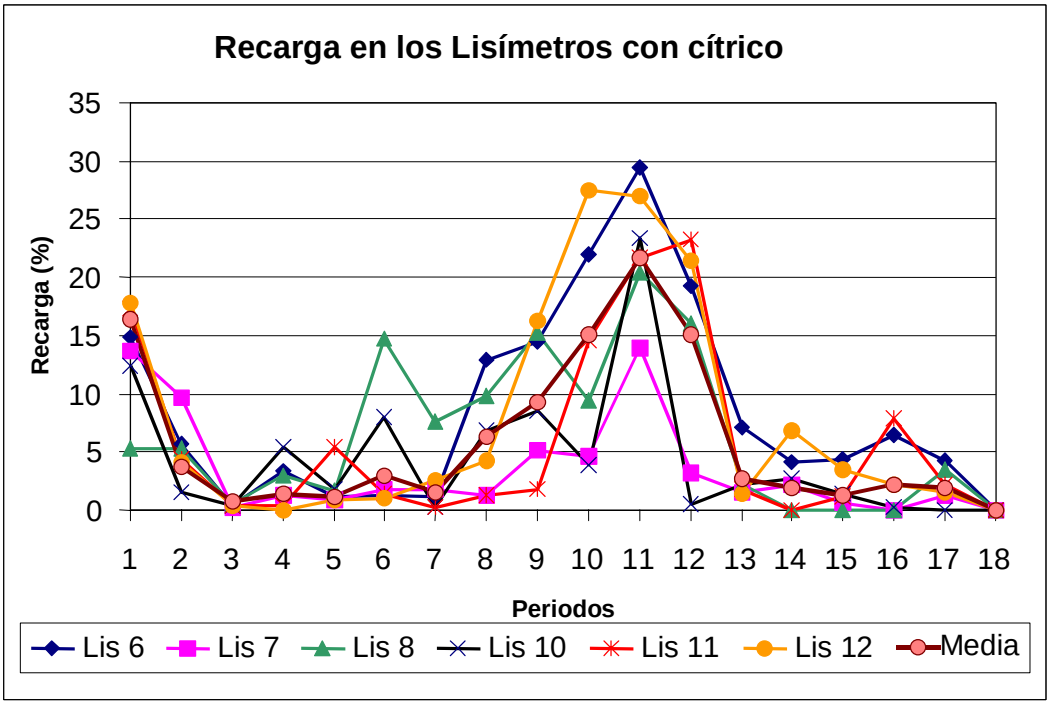


Figura 6.14. *Evolución de la recarga, expresada en porcentaje, para los lisímetros con cítrico*

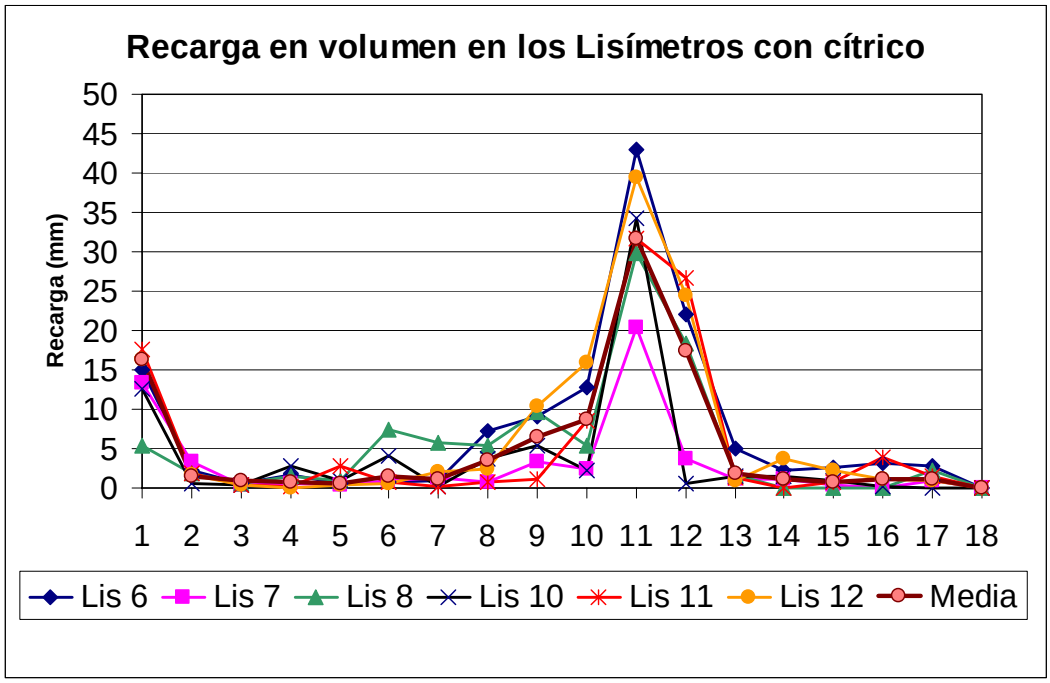


Figura 6.15. *Evolución de la recarga en mm de los lisímetros con cítrico para los 18 periodos del estudio*

Otro hecho a destacar es que los valores de recarga por retorno del riego para el primer periodo son exactamente iguales en los dos tipos de lisímetro; lo cual es lógico, pues los cítricos se plantaron en ese periodo y no ejercen ninguna influencia aparente hasta el periodo 4 ó 5, cuando se empiezan a reconocer diferencias entre ambos.

Resalta la similitud entre los lisímetros 6 y 14, para la recarga por riego, que se puede observar en las figuras 6.12 y 6.16. Esta similitud corrobora la relación que hay entre estos lisímetros de flujo rápido, que, además, son precisamente los de mayor tasa de recarga.

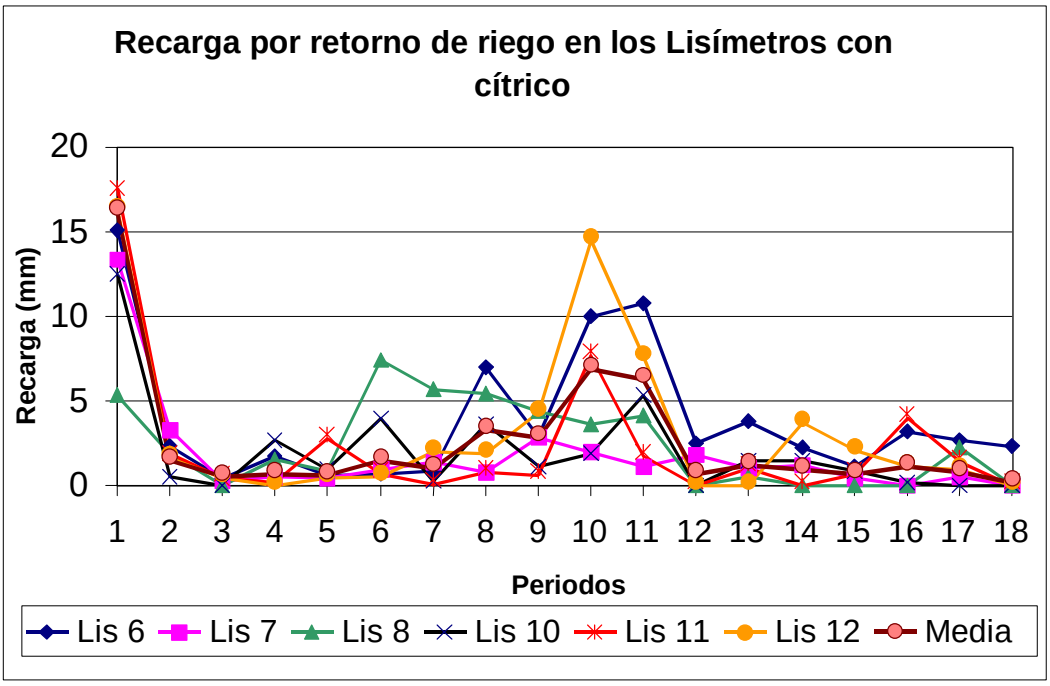


Figura 6.16. *Volumen de recarga en los lisímetros con cítrico debidos al retorno de riego*

La única desviación de la tendencia general es la que presenta el lisímetro 8, que tiene una máxima recarga para el periodo 6, y se mantiene, más o menos, con una tendencia descendente hasta el periodo 11, y prácticamente en todo el segundo año de riegos no tiene recarga. Este lisímetro, que se riega con agua residual y que se fertiliza con lodos de depuradora, puede haber sufrido cambios en la conductividad hidráulica por un exceso de sólidos en suspensión del agua de riego y las fertilizaciones con lodos, sobretodo a partir del segundo año, que se pasó a fertilizar con lodos procedentes de la depuradora de Castellón, mientras que en el año 1998 se fertilizaba con lodos procedentes de la depuradora de Burriana. La principal diferencia de ambos lodos es que Burriana genera aguas residuales prácticamente de origen urbano, y Castellón recibe una gran cantidad de aguas industriales con unas características bastantes diferentes.

Al igual que en el caso de la recarga producida por el retorno del riego, en la recarga procedente de la infiltración del agua de lluvia, en la figura 6.17 se puede comparar la evolución entre estos lisímetros con cítrico y los lisímetros sin cítrico, presentada en la figura 6.13. Entre estas dos figuras la similitud es casi total; tan sólo el valor absoluto de recarga permite diferenciarlos, siendo ligeramente superior en los lisímetros sin cítrico. Esta recarga menor en los lisímetros con cítrico puede venir motivada por una mayor evapotranspiración, o por la intercepción de la precipitación, que hace que la lluvia que alcance el suelo sea ligeramente menor.

Sí se aprecia bien el comportamiento diferente que presenta el lisímetro 7, con muy poca recarga incluso en el periodo de máxima infiltración.

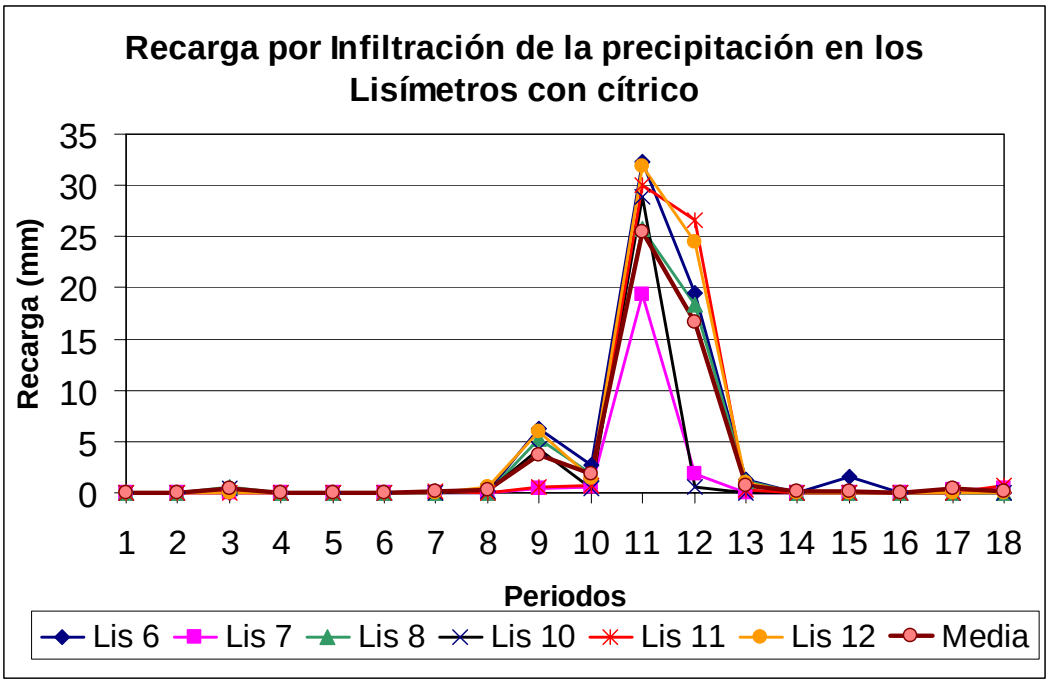


Figura 6.17. *Recarga debida a la infiltración de la precipitación en los lisímetros con cítrico*

6.3.1.3. Recarga en el resto de lisímetros

El lisímetro 15, que no se riega, el lisímetro 16, que tiene hierbas, y el lisímetro 9, que es el de mayor superficie, presentan un comportamiento que difiere del resto de lisímetros. En la figura 6.18, se ha representado el gráfico correspondiente a los porcentajes de recarga respecto a las entradas de estos lisímetros y del valor medio de los otros lisímetros.

Destaca la gran diferencia del lisímetro 15, que muestra una mayor efectividad de recarga con las primeras lluvias del periodo 10, que son las primeras precipitaciones que se dan fuera del verano. El lisímetro muestra un comportamiento totalmente normal, siendo casi paralelo a la evolución de la media. El lisímetro 16 por su parte muestra una recarga casi nula durante todo el tiempo de observación, menos el primer periodo cuando todavía no habían aparecido las hierbas, y muestra un pequeño máximo en el periodo 8, que es justo en el verano cuando las hierbas están prácticamente secas.

Si vemos la evolución de la recarga de estos lisímetros en volumen absoluto (figura 6.19) destaca la mayor efectividad del lisímetro 9, que se ha expresado el volumen como equivalente a una superficie unitaria. Se puede apreciar que el lisímetro 15 ya muestra otros valores; la máxima recarga se produce en el periodo 12, y es que con las lluvias de los periodos de invierno se produjeron infiltraciones rápidas que dieron aguas con muy baja conductividad, inferiores a 200 µS/cm, las cuales se interpretaron como flujos rápidos y no se han contabilizado en el cálculo de la recarga. El lisímetro 9 sigue teniendo un comportamiento muy parecido a la

media, y el lisímetro 16 ni siquiera supera la recarga del lisímetro 15 en volumen para los periodos de invierno.

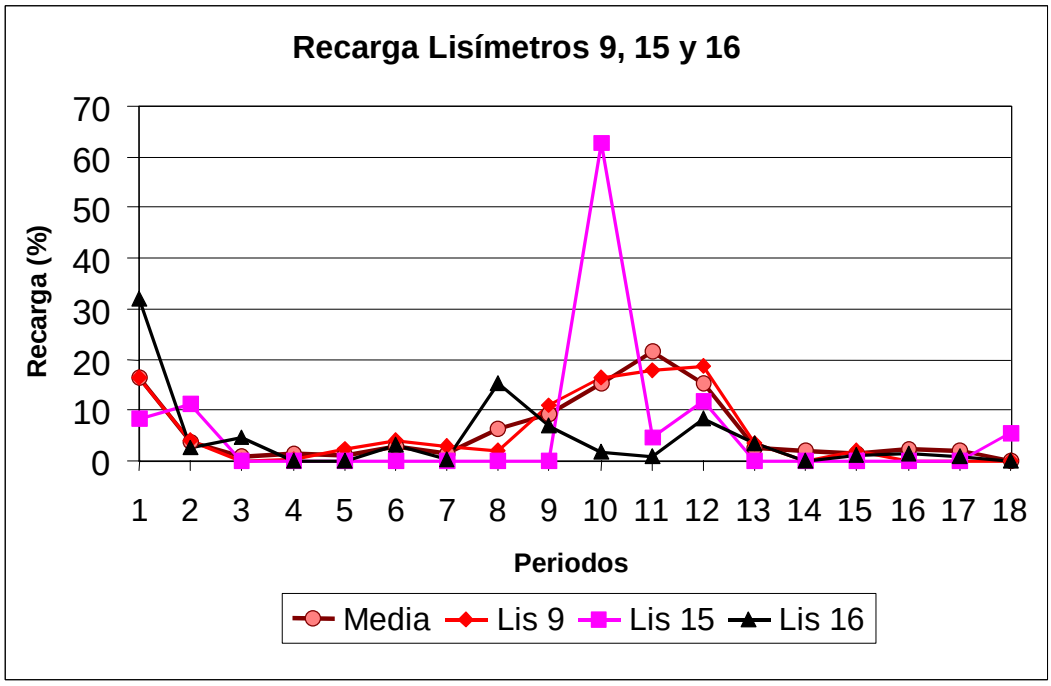


Figura 6.18. *Evolución de la recarga en porcentaje para los lisímetros 9, 15 y 16*

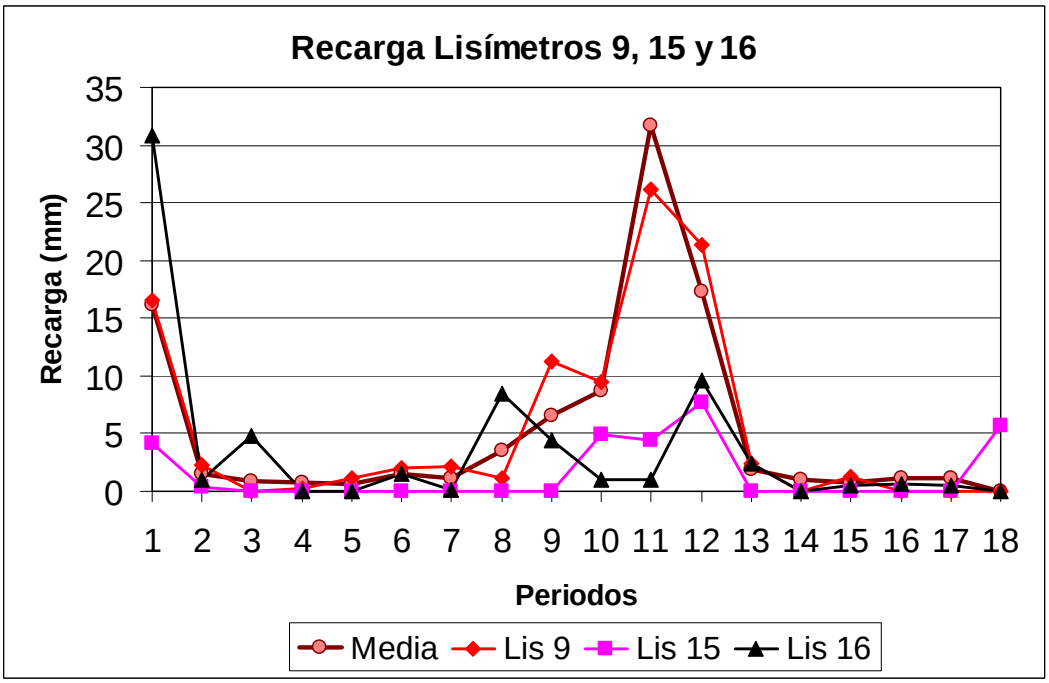


Figura 6.19. *Evolución del volumen de recarga en los lisímetros 9, 15 y 16*

En la figura 6.20 se muestra la recarga procedente del riego. La principal característica de este gráfico es el efecto que ha provocado la aparición de vegetación en el lisímetro 16, ya que en esta figura se puede comprobar que al principio, cuando no existe vegetación, la tasa de infiltración es de las más altas, más del doble de la media, y después, salvo a final de verano, cuando la mayor parte de la cubierta vegetal estaba seca, no se produce recarga. El lisímetro 15,

obviamente, presenta un valor nulo de recarga, en todo el periodo porque no recibe ningún riego, excepto en el primer periodo que se regó una vez.

En cuanto a la recarga por la precipitación, en la figura 6.21 se puede observar que el lisímetro 15 presenta una recarga efectiva en los periodos 10 al 12, pese a no haber tenido ningún aporte a lo largo del año. Este es el motivo por el que presenta una mayor efectividad de recarga, como se ha podido observar en la figura 6.18.

Además, para el lisímetro 15 también se han eliminado los aportes por flujo preferencial; que, sin embargo, existen en los suelos inalterados en condiciones normales, aunque no tan evidentes como las paredes de los lisímetros, por lo que sería de esperar una mayor recarga en condiciones reales, o en lisímetros de mayor superficie por longitud de los límites. El lisímetro 16 presenta una recarga nula en todo el periodo de observación salvo en el periodo 12 donde coinciden unas lluvias prolongadas justo después del primer riego de 1999. El lisímetro 9 tiene un comportamiento similar a la media, por lo que se puede afirmar que la superficie no es lo suficientemente grande como para mostrar diferencias por el efecto de las paredes.

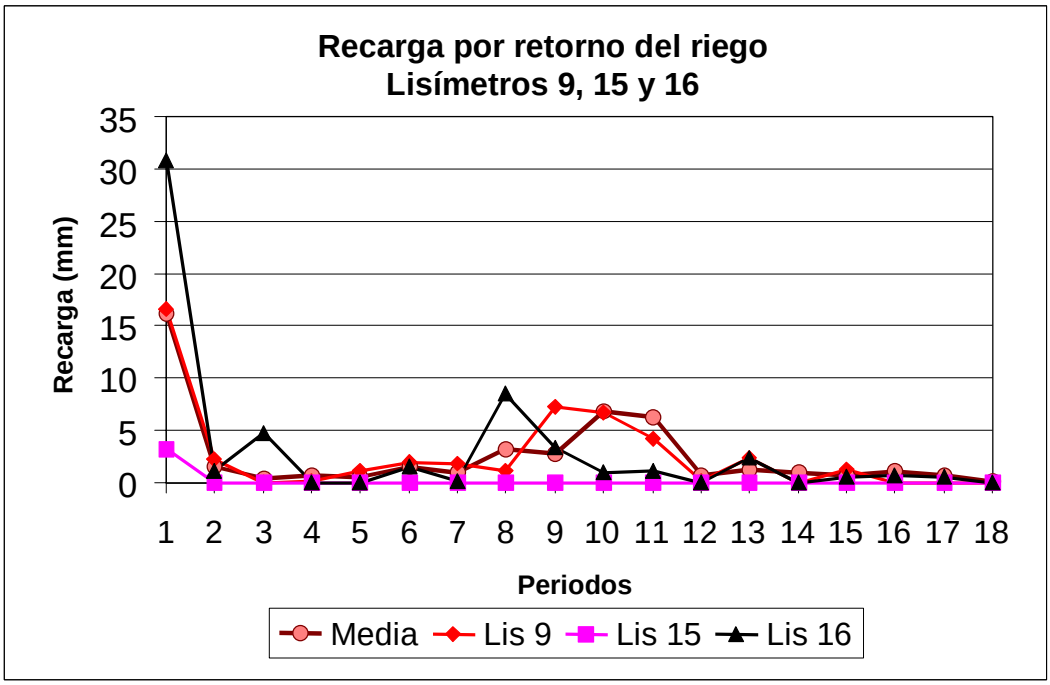


Figura 6.20. *Volumen de recarga procedente del riego en los lisímetros, 9, 15 y 16*

Por tanto, se puede decir que la respuesta del suelo ante un evento de entrada de agua depende fundamentalmente de las condiciones de humedad; a pesar de que los eventos de riego y precipitación se han producido de forma aislada, la inercia y la capacidad de retención del suelo, junto con la evapotranspiración y el tiempo transcurrido entre dos eventos de entrada de agua van a ser los que condicionen la recarga. Un hecho evidente es que cuando el suelo de un lisímetro presenta una densidad aparente baja, en las capas superficiales, se favorece la infiltración y, sobretodo, cuando el lisímetro presenta una densidad muy baja en todo el perfil, la

capacidad de retención es menor y se produce una mayor infiltración. Este hecho se ha manifestado claramente en los lisímetros 6, 12 y 13, estos lisímetros son los que presentan una densidad aparente menor en los primeros 40 cm, más acusadamente en los 20 primeros. La densidad aparente media en todos los lisímetros es cercana a 1.7 g/cm^3, en estos lisímetros la densidad aparente en los primeros centímetros es inferior a 1.6 g/cm^3 en todos ellos. Sin duda alguna, el que menor densidad aparente presenta es el lisímetro 6 que tiene una densidad aparente media de 1.46 g/cm^3, que justifica la rápida respuesta que tiene ante los episodios de entrada de agua.

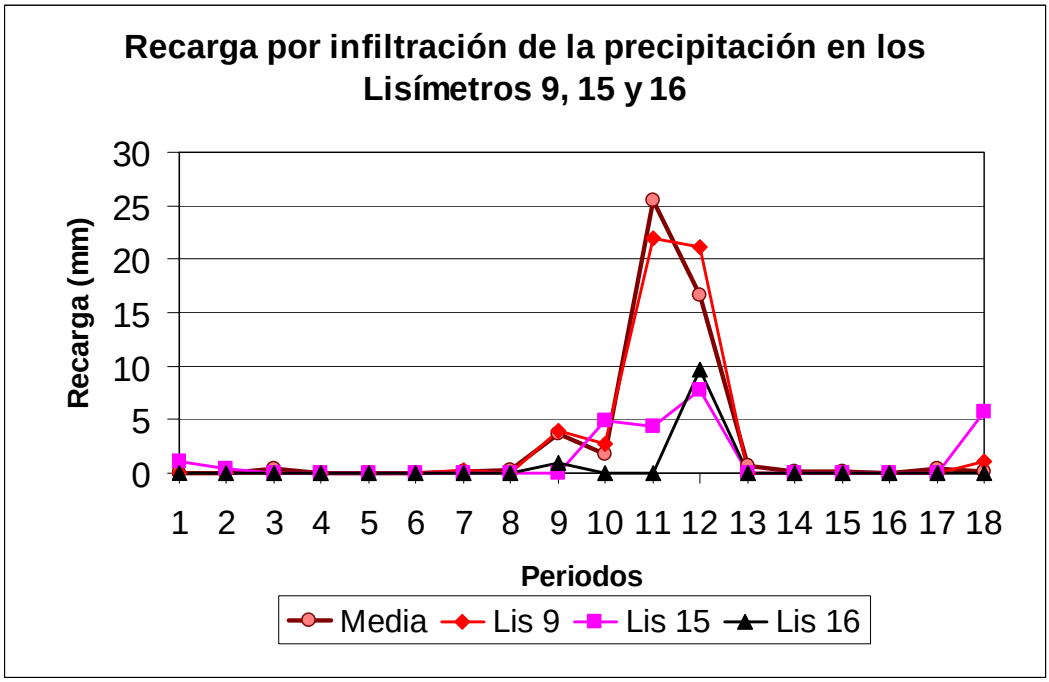


Figura 6.21. *Recarga debida a la precipitación en los lisímetros 9, 15 y 16*

6.4. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

6.4.1. Sobre la Evapotranspiración

Los métodos empíricos que se han aplicado en este estudio han resultado ser, en general, poco satisfactorios. De todos ellos sólo los modelos de Allen y Penman, considerando el coeficiente de cultivo obtenido por Castell et al (1987), dan resultados aceptables.

Los métodos de Thornthwaite, tanto para determinar la evapotranspiración potencial como la evapotranspiración real, y el método de Turc de cálculo de la evapotranspiración real han proporcionado valores realmente deficientes. La utilización para cualquier estimación de la evapotranspiración, en condiciones climáticas similares a nuestro entorno, con cualquiera de estos métodos es un grave error que conviene mejorar.

Si se consideran los aportes del riego, con los de precipitación, en los balances de Thornthwaite o en la fórmula de Turc, se obtienen resultados muy próximos a los medidos en la parcela.

Sin embargo, este valor de ETR obtenido para el balance de suelo de Thornthwaite está muy próximo a la evapotranspiración potencial. Y asumir este valor como aceptable sería cometer un error. De hecho, como se ha visto, los valores de evaporación en el evaporímetro Piché de la estación de Almazora-Castellón son mucho más elevados. Por otro lado, los resultados obtenidos en el lisímetro 15, eliminando los aportes del primer riego, son inferiores a los obtenidos por los métodos empíricos de ETR, como era de esperar, ya que las lluvias no se producen de forma homogénea y, de hecho, se produce recarga en este lisímetro, que no se refleja en los excedentes del balance de Thornthwaite.

En cuanto a las determinaciones de la evapotranspiración en los lisímetros. Los valores experimentales obtenidos están sujetos a un cierto margen de error derivado de las condiciones del entorno, que no son las más apropiada. Sin embargo, la aplicación del coeficiente de cultivo mejora muy satisfactoriamente los resultados obtenidos, al menos para todo el periodo de estudio, pues se ha visto que las medidas diarias de ETR con la sonda TDR están sujetas a un error superior a la propia variación del suelo, por lo que no se puede corroborar la predicción de la evapotranspiración diaria, ni mucho menos horaria, con los equipos actuales de la estación lisimétrica.

Considerando la transformación que se está llevando a cabo en la Plana de Castellón, con nuevas plantaciones de variedades resistentes al virus de la tristeza, modificando la disposición de las filas y aplicando riego localizado, es de suponer que en pocos años toda la Plana se habrá transformado, por lo que se ha de tratar de reproducir estas mismas condiciones en la parcela experimental y su entorno y continuar la investigación hasta conseguir un modelo más apropiado que ayude al mejor aprovechamiento de los recursos hídricos.

En la tabla 6.16 se muestra una recopilación de los resultados obtenidos de evapotranspiración, en los que se muestran resultados de evapotranspiración potencial (ETp), evapotranspiración de referencia (ETo) y evapotranspiración real (ETR) calculados de forma empírica y también los valores de la ETR medida en la parcela para los meses de riegos de la parcela, desde marzo de 1998 hasta 30 de septiembre de 1999.

Los métodos de cálculo de ETR con el método de Turc se han realizado para los datos de la estación de Almazora. Para los valores de ETR modificados se ha considerado los riegos efectuados en cada mes y se han sumado al valor de la precipitación mensual del año 1998. Siendo una aproximación, pues precisamente este año los riegos se prolongaron hasta noviembre. Por lo que sólo se puede hacer una valoración cualitativa de los resultados obtenidos de esta forma.

Tabla 6.18. *Evapotranspiración obtenida con modelos empíricos y datos de evapotranspiración medida experimentalmente en la parcela*

METODO	1998	1999	Periodo riegos
ETp Thornthwaite	570.2	607.1	1149.8
ETR Thornthwaite	303	/	421.6
ETR Turc	430		522.46
ETR Thornthwaite modificado	545	/	1115.7
ETR Turc modificado			998.68
ETo Penman	1093.7	1015.7	1964.4
ETo Allen	1080.7	1033.9	1954.4
ETo Penman con coef. de cultivo			1161
ETo Allen con coef. de cultivo			1166
ETR Lisímetros con cítrico			1157.2
ETR Lisímetros sin cítrico			1082.3

De los resultados obtenidos con los modelos se puede deducir que con los modelos de Penman y Allen se obtienen resultados muy semejantes a los valores de evapotranspiración con cítrico medidos en la parcela, aunque como se ha dicho, no se dispone de equipos para saber si las estimaciones diarias y horarias que proporcionan estos métodos son las que realmente se han dado en la parcela.

El método de Turc modificado proporciona un valor de evapotranspiración próximo al que se ha medido en los lisímetros, aunque con valores inferiores a los que se ha determinado en los lisímetros sin cítrico.

El valor obtenido por el método de Thornthwaite considerando los riegos proporciona un resultado muy similar a la ETR de los lisímetros, y también a los métodos de Allen y Penman. Sin embargo, hay que considerar que este valor es muy próximo al valor de la evapotranspiración potencial obtenida por este método, de 1149.8 mm, por lo que se obligaría a admitir que el suelo ha estado en condiciones hídricas adecuadas para satisfacer la demanda atmosférica durante el 97% de los días del periodo de estudio.

En cuanto a la evapotranspiración medida en la parcela, se ha visto que la mayor evapotranspiración corresponde a los lisímetros con vegetación, especialmente al lisímetro con hierbas, el 16, y a los lisímetros con cítrico sin fertilizar. En la tabla 6.19 se puede ver la tasa de evapotranspiración, expresada como porcentaje del agua que ha entrado en cada lisímetro.

La tasa de evapotranspiración muestra de forma sintética las diferencias en la evapotranspiración que se han ido exponiendo para los diferentes tipos de lisímetros.

Un hecho llamativo es que la tasa de evapotranspiración mínima se produce en el lisímetro 15, que no se riega, y esto se debe a que la mayor parte de las lluvias se

han producido en el invierno, cuando la tasa de evaporación es mínima, lo cual tiene una fuerte repercusión en la recarga como ya se ha puesto de manifiesto.

Tabla 6.19. *Valores de la tasa de evapotranspiración en los lisímetros*

	Lluvias	Riego neto	Entradas	ETR (mm)	ETR (%)
Lisímetro 2	372.03	889.82	1261.85	**1103.7**	**87.47**
Lisímetro 3	371.11	895.10	1266.21	**1050.7**	**82.98**
Lisímetro 4	372.03	897.00	1269.03	**1090.7**	**85.95**
Lisímetro 5	373.87	845.40	1219.27	**1074.9**	**88.16**
Lisímetro 6	380.47	902.00	1282.47	**1113.0**	**86.79**
Lisímetro 7	375.71	869.92	1245.63	**1226.9**	**98.50**
Lisímetro 8	375.71	896.20	1271.91	**1192.7**	**93.77**
Lisímetro 9	1383.40	3420.00	4803.4	**1147.6**	**91.03**
Lisímetro 10	378.50	892.70	1271.2	**1149.6**	**90.43**
Lisímetro 11	378.61	904.50	1283.11	**1200.7**	**93.58**
Lisímetro 12	384.22	886.50	1270.72	**1060.2**	**83.43**
Lisímetro 13	375.71	913.00	1288.71	**1108.3**	**86.00**
Lisímetro 14	382.35	907.80	1290.15	**1065.4**	**82.58**
Lisímetro 15	375.71	65.00	440.71	**462.2**	**104.88**
Lisímetro 16	377.56	872.93	1250.49	**1176.4**	**94.08**

6.4.2. Sobre la recarga

Los valores de recarga obtenidos en los lisímetros tienen un margen de error menor que los valores obtenidos de evapotranspiración, ya que se tienen medidas directas de la recarga producida en cada evento de entrada por riego o lluvia.

En primer lugar hay que decir que se ha podido realizar la diferenciación entre los aportes por retorno del riego y la recarga inducida por la precipitación que, como se comentó en el capítulo 2, se produce casi exclusivamente en forma de lluvia.

El hecho más destacable es, sin duda, la obtención del porcentaje del retorno del riego. Este porcentaje es muy inferior a cualquiera de las estimaciones existentes en los balances del acuífero de la Plana, en los que se le asignaba un valor de más del 25%.

En la tabla 6.20 se muestran los valores de recarga en mm y el porcentaje de recarga para cada lisímetro en todo el periodo de estudio, desde marzo de 1998 hasta octubre de 1999. Para obtener el valor medio no se ha considerado ni el lisímetro 9 ni el 15. El valor medio del retorno del riego es aproximadamente del 5%, y salvo en lisímetros donde se ha constatado una respuesta rápida, se alcanzan porcentajes mayores, que en ningún caso superan el 8 %.

La recarga a partir de la precipitación es mucho más importante que la recarga por retorno del riego. El valor medio de la recarga por lluvia es del 13.5 %, y en algún caso está cercano al 20%.

Tabla 6.20. *Valores de recarga obtenidos para todo el periodo de estudio en los lisímetros. Para obtener los valores medios no se han considerado los lisímetros 9 y 15*

Lisímetro	Recarga Riego	%	Recarga Lluvia	%	Recarga Total	%
2	33.027	3.71	62.418	16.98	95.445	7.59
3	45.648	5.10	64.7	17.61	110.348	8.74
4	33.632	3.75	69.95	19.03	103.582	8.19
5	42.007	4.97	22.106	6.02	64.113	5.29
6	70.229	7.79	63.755	17.35	131.642	10.37
7	31.824	3.66	22.871	6.22	54.245	4.38
8	43.029	4.80	52.919	14.40	95.906	7.59
9	179.923	5.26	195.87	12.67	371.527	7.48
10	36.858	4.13	34.733	9.45	71.591	5.68
11	41.46	4.58	59.096	16.08	99.776	7.84
12	57.437	6.48	65.374	17.79	122.761	9.79
13	49.026	5.37	45.597	12.41	94.623	7.39
14	66.116	7.28	73.088	19.89	139.14	10.91
15	3.2	6.40	20.283	5.52	17.803	4.26
16	56.357	6.46	10.661	2.90	67.018	5.40
MEDIA	**46.67**	**5.24**	**49.79**	**13.55**	**96.17**	**7.63**

En la tabla 6.21 se muestra el valor medio de la recarga diferenciando los lisímetros sin vegetación, los lisímetros con cítrico, el lisímetro 16, con hierbas, y los valores de recarga en el lisímetro 9, de mayor superficie, y el lisímetro 15, que no se riega.

Se puede apreciar que los valores de recarga debida a los riegos tienen un valor muy parecido en todos los casos, incluso para el lisímetro 15 que sólo se regó una vez en el primer periodo. Parece existir una recarga ligeramente mayor en los lisímetros con vegetación, más notable en el lisímetro con hierbas, probablemente motivada por una mayor infiltración en los primeros centímetros del suelo a través de los tallos y raíces de la vegetación, lo cual reduce la evaporación directa del agua encharcada en superficie, que se suele producir en este tipo de riego por inundación.

Otro hecho destacable es la menor recarga por lluvia de los lisímetros con vegetación, probablemente debido a la intercepción de la lluvia, que no alcanza el lisímetro, y también por la transpiración, sobretodo en el lisímetro 16, donde las plantas consumieron gran cantidad de agua incluso en invierno cuando la evaporación era mínima.

Tabla 6.21. *Valores de recarga media para los diferentes tipos de lisímetros*

Lisímetros	Recarga Riego	%	Recarga Lluvia	%	Recarga Total	%
Sin vegetación	44.91	5.03	56.31	15.32	101.21	8.02
Con cítrico	46.81	5.24	49.79	13.55	95.99	7.61
Con hierbas	56.357	6.46	10.661	2.90	67.018	5.40
9	179.923	5.26	195.87	12.67	371.527	7.48
15	3.2	6.40	20.283	5.52	17.803	4.26

En las tablas 6.22 a 6.36 se muestran los resultados de recarga para cada lisímetro. En estas tablas se muestra la recarga determinada por periodos, diferenciando la recarga producida por retorno del riego y la recarga directa de la precipitación. En las tablas se incluye el número de días de cada periodo, la dosis de riego aplicada, los flujos preferenciales, si se han producido, y la lluvia en cada periodo. El valor del riego neto se ha obtenido descontando el volumen de los flujos preferenciales al riego aplicado. Las entradas globales se han calculado sumando las lluvias de cada periodo y el riego neto. El volumen de recarga se ha medido directamente del drenaje de los lisímetros, y el porcentaje muestra el volumen de agua de drenaje respecto al volumen de entrada en cada periodo.

La mayor parte de la recarga se produce en invierno, en los periodos 1, 11 y 12. Y, salvo en lisímetros con flujos preferenciales elevados, la recarga de la precipitación durante el otoño e invierno es del 30%, lo cual demuestra la gran importancia de la precipitación como se ha ido poniendo de manifiesto a lo largo de este estudio. Además,se debe tener en consideración que todo el periodo de estudio ha sido muy seco, con escasas precipitaciones. Esto también conlleva a una mayor aportación de agua de riego. Y en condiciones climáticas normales, con mayores precipitaciones en otoño y primavera, sería de esperar un aumento de la recarga debida a la precipitación y el retorno del riego tendría una cuantía menor.

Los lisímetros que presentan mayor tasa de recarga son el 14 y el 6 con valores ligeramente superiores al 10%, mientras que los de menor tasa son los lisímetros 5, 7, 15 y el 16 con tasas de recarga inferiores al 6%. De estos lisímetros el 15 no se riega, por lo que su baja tasa de recarga está justificada, y los otros lisímetros son los que presentan vegetación y no se fertilizan, por lo que tienen un consumo mayor de agua como se ha visto.

En cuanto a la recarga por riego, salvo en algunos lisímetros, que se llega a alcanzar el 30% en algunos lisímetros para la recarga del riego de después del invierno, raramente pasa del 15%, siendo nula en muchos periodos. Sin embargo, para la recarga por precipitación normalmente se encuentran valores del 40 % y en muchos casos se supera, alcanzando tasas de recarga de hasta el 80% en algún periodo, salvo para los lisímetros 15, que no se riega, y el 16 que tiene hierbas.

Tabla 6.22. *Valores de recarga determinados en el lisímetro 2*

Periodo	Nº Días	Dosis Riego	Flujo Prefer	Riego Neto	Lluvias	Entrada total	Recarga Riego	%	Recarga Lluvia	%	Recarga Total	%
1	24	100	1	99	1.4	100.4	15.294	15.45	0	0.00	15.294	15.23
2	28	50	11	39	3.6	42.6	0.025	0.06	0	0.00	0.025	0.06
3	24	65		65	39.7	104.7	0	0.00	0	0.00	0	0.00
4	21	50	11.77	38.23	0.2	38.43	0	0.00	0	0.00	0	0.00
5	21	50		50	0.8	50.8	0	0.00	0	0.00	0	0.00
6	21	50		50	0.2	50.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
7	28	50		50	25.2	75.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
8	27	50		50	5.8	55.8	0	0.00	0	0.00	0	0.00
9	30	50		50	13.6	63.6	0	0.00	0.015	0.11	0.015	0.02
10	20	50		50	7.8	57.8	6.36	12.72	6.45	82.69	12.81	22.16
11	117	50		50	96.3	146.3	8.59	17.18	35.537	36.90	44.127	30.16
12	42	50	1.41	48.59	64.5	113.09	2.188	4.50	20.1	31.16	22.288	19.71
13	32	50		50	22.1	72.1	0.57	1.14	0.316	1.43	0.886	1.23
14	20	50		50	3.2	53.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
15	23	50		50	10.5	60.5	0	0.00	0	0.00	0	0.00
16	20	50		50	0.2	50.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
17	27	50		50	13.2	63.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
18	44	50		0	59.2	59.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
Total	**569**	**965**	**25.18**	**889.8**	**367.5**	**1257.32**	**33.027**	**3.71**	**62.418**	**16.98**	**95.445**	**7.59**

Tabla 6.23. *Valores de recarga determinados en el lisímetro 3*

Periodo	Nº Días	Dosis Riego	Flujo Prefer	Riego Neto	Lluvias	Entrada total	Recarga Riego	%	Recarga Lluvia	%	Recarga Total	%
1	24	100	4	96	1.4	97.4	17.595	18.33	0	0.00	17.595	18.06
2	28	50	12.5	37.5	3.6	41.1	0.355	0.95	0	0.00	0.355	0.86
3	24	65		65	39.7	104.7	0.3	0.46	0	0.00	0.3	0.29
4	21	50		50	0.2	50.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
5	21	50		50	0.8	50.8	0.064	0.13	0	0.00	0.064	0.13
6	21	50		50	0.2	50.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
7	28	50		50	25.2	75.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
8	27	50		50	5.8	55.8	0	0.00	0	0.00	0	0.00
9	30	50		50	13.6	63.6	2.3	4.60	4.5	33.09	6.8	10.69
10	20	50		50	7.8	57.8	9.245	18.49	3.5	44.87	12.745	22.05
11	117	50		50	96.3	146.3	9.12	18.24	34.29	35.61	43.41	29.67
12	42	50		50	64.5	114.5	0.758	1.52	22.045	34.18	22.803	19.92
13	32	50	3.4	46.6	22.1	68.7	1.703	3.65	0.255	1.15	1.958	2.85
14	20	50		50	3.2	53.2	3.228	6.46	0	0.00	3.228	6.07
15	23	50		50	10.5	60.5	0.2	0.40	0	0.00	0.2	0.33
16	20	50		50	0.2	50.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
17	27	50		50	13.2	63.2	0.78	1.56	0.11	0.83	0.89	1.41
18	44	50		0	59.2	59.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
Total	**569**	**965**	**19.9**	**895.1**	**367.5**	**1262.6**	**45.648**	**5.10**	**64.7**	**17.61**	**110.348**	**8.74**

Tabla 6.24. *Valores de recarga determinados en el lisímetro 4*

Periodo	Nº Días	Dosis Riego	Flujo Prefer	Riego Neto	Lluvias	Entrada total	Recarga Riego	%	Recarga Lluvia	%	Recarga Total	%
1	24	100		100	1.4	101.4	17.908	17.91	0	0.00	17.908	17.66
2	28	50	10	40	3.6	43.6	0.685	1.71	0	0.00	0.685	1.57
3	24	65		65	39.7	104.7	0	0.00	0	0.00	0	0.00
4	21	50		50	0.2	50.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
5	21	50		50	0.8	50.8	0	0.00	0	0.00	0	0.00
6	21	50		50	0.2	50.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
7	28	50		50	25.2	75.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
8	27	50		50	5.8	55.8	1.2	2.40	0	0.00	1.2	2.15
9	30	50		50	13.6	63.6	1.4	2.80	0.544	4.00	1.944	3.06
10	20	50	8	42	7.8	49.8	2.5	5.95	1.075	13.78	3.575	7.18
11	117	50		50	96.3	146.3	7.036	14.07	34.192	35.51	41.228	28.18
12	42	50		50	64.5	114.5	1.563	3.13	28.289	43.86	29.852	26.07
13	32	50		50	22.1	72.1	0.54	1.08	5.85	26.47	6.39	8.86
14	20	50		50	3.2	53.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
15	23	50		50	10.5	60.5	0	0.00	0	0.00	0	0.00
16	20	50		50	0.2	50.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
17	27	50		50	13.2	63.2	0.8	1.60	0	0.00	0.8	1.27
18	44	50		0	59.2	59.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
Total	**569**	**965**	**18**	**897**	**367.5**	**1264.5**	**33.632**	**3.75**	**69.95**	**19.03**	**103.582**	**8.19**

Tabla 6.25. *Valores de recarga determinados en el lisímetro 5*

Periodo	Nº Días	Dosis Riego	Flujo Prefer	Riego Neto	Lluvias	Entrada total	Recarga Riego	%	Recarga Lluvia	%	Recarga Total	%
1	24	100		100	1.4	101.4	14.056	14.06	0	0.00	14.056	13.86
2	28	50	15	35	3.6	38.6	2.2	6.29	0	0.00	2.2	5.70
3	24	65		65	39.7	104.7	0	0.00	4.5	11.34	4.5	4.30
4	21	50	7.25	42.75	0.2	42.95	0.76	1.78	0	0.00	0.76	1.77
5	21	50	8	42	0.8	42.8	0.9	2.14	0	0.00	0.9	2.10
6	21	50	4.5	45.5	0.2	45.7	2.8	6.15	0	0.00	2.8	6.13
7	28	50	5.2	44.8	25.2	70	2	4.46	1.2	4.76	3.2	4.57
8	27	50	6.6	43.4	5.8	49.2	3.775	8.70	0	0.00	3.775	7.67
9	30	50	10	40	13.6	53.6	1.625	4.06	0	0.00	1.625	3.03
10	20	50	8.2	41.8	7.8	49.6	3	7.18	0.7	8.97	3.7	7.46
11	117	50	4.85	45.15	96.3	141.45	2.004	4.44	4.04	4.20	6.044	4.27
12	42	50		50	64.5	114.5	0.251	0.50	4.33	6.71	4.581	4.00
13	32	50		50	22.1	72.1	0.14	0.28	0.143	0.65	0.283	0.39
14	20	50		50	3.2	53.2	1.628	3.26	1.1	34.38	2.728	5.13
15	23	50		50	10.5	60.5	2.043	4.09	0.31	2.95	2.353	3.89
16	20	50		50	0.2	50.2	4.825	9.65	0	0.00	4.825	9.61
17	27	50		50	13.2	63.2	0	0.00	5.783	43.81	5.783	9.15
18	44	50		0	59.2	59.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
Total	**569**	**965**	**69.6**	**845.4**	**367.5**	**1212.9**	**42.007**	**4.97**	**22.106**	**6.02**	**64.113**	**5.29**

Tabla 6.26. *Valores de recarga determinados en el lisímetro 6*

Periodo	Nº Días	Dosis Riego	Flujo Prefer	Riego Neto	Lluvias	Entrada total	Recarga Riego	%	Recarga Lluvia	%	Recarga Total	%
1	24	100		100	1.4	101.4	15.045	15.05	0	0.00	15.045	14.84
2	28	50	13	37	3.6	40.6	2.29	6.19	0	0.00	2.29	5.64
3	24	65		65	39.7	104.7	0.465	0.72	0	0.00	0.465	0.44
4	21	50		50	0.2	50.2	1.7	3.40	0	0.00	1.7	3.39
5	21	50		50	0.8	50.8	0.615	1.23	0	0.00	0.615	1.21
6	21	50		50	0.2	50.2	0.675	1.35	0	0.00	0.675	1.34
7	28	50		50	25.2	75.2	0.88	1.76	0	0.00	0.88	1.17
8	27	50		50	5.8	55.8	7	14.00	0.195	3.36	7.195	12.89
9	30	50		50	13.6	63.6	2.93	5.86	6.23	45.81	9.16	14.40
10	20	50		50	7.8	57.8	10	20.00	2.69	34.49	12.69	21.96
11	117	50		50	96.3	146.3	10.75	21.50	32.252	33.49	43.002	29.39
12	42	50		50	64.5	114.5	2.499	5.00	19.534	30.29	22.033	19.24
13	32	50		50	22.1	72.1	3.767	7.53	1.319	5.97	5.086	7.05
14	20	50		50	3.2	53.2	2.226	4.45	0	0.00	2.226	4.18
15	23	50		50	10.5	60.5	1.115	2.23	1.535	14.62	2.65	4.38
16	20	50		50	0.2	50.2	3.23	6.46	0	0.00	3.23	6.43
17	27	50		50	13.2	63.2	2.7	5.40	0	0.00	2.7	4.27
18	44	50		0	59.2	59.2	2.342	0.00	0	0.00	0	0.00
Total	**569**	**965**	**13**	**902**	**367.5**	**1269.5**	**70.229**	**7.79**	**63.755**	**17.35**	**131.642**	**10.37**

Tabla 6.27. *Valores de recarga determinados en el lisímetro 7*

Periodo	Nº Días	Dosis Riego	Flujo Prefer	Riego Neto	Lluvias	Entrada total	Recarga Riego	%	Recarga Lluvia	%	Recarga Total	%
1	24	100	4.38	95.62	1.4	97.02	13.325	13.94	0	0.00	13.325	13.73
2	28	50	20	30	3.6	33.6	3.245	10.82	0	0.00	3.245	9.66
3	24	65		65	39.7	104.7	0.3	0.46	0	0.00	0.3	0.29
4	21	50	5.2	44.8	0.2	45	0.56	1.25	0	0.00	0.56	1.24
5	21	50	4	46	0.8	46.8	0.4	0.87	0	0.00	0.4	0.85
6	21	50		50	0.2	50.2	0.91	1.82	0	0.00	0.91	1.81
7	28	50		50	25.2	75.2	1.35	2.70	0	0.00	1.35	1.80
8	27	50		50	5.8	55.8	0.75	1.50	0	0.00	0.75	1.34
9	30	50		50	13.6	63.6	2.825	5.65	0.425	3.13	3.25	5.11
10	20	50	4	46	7.8	53.8	2	4.35	0.5	6.41	2.5	4.65
11	117	50		50	96.3	146.3	1.137	2.27	19.28	20.02	20.417	13.96
12	42	50		50	64.5	114.5	1.85	3.70	1.851	2.87	3.701	3.23
13	32	50		50	22.1	72.1	1.05	2.10	0.065	0.29	1.115	1.55
14	20	50		50	3.2	53.2	1.165	2.33	0	0.00	1.165	2.19
15	23	50		50	10.5	60.5	0.417	0.83	0	0.00	0.417	0.69
16	20	50	7.5	42.5	0.2	42.7	0	0.00	0	0.00	0	0.00
17	27	50		50	13.2	63.2	0.54	1.08	0.3	2.27	0.84	1.33
18	44	50		0	59.2	59.2	0	0.00	0.45	0.76	0	0.00
Total	**569**	**965**	**45.08**	**869.92**	**367.5**	**1237.42**	**31.824**	**3.66**	**22.871**	**6.22**	**54.245**	**4.38**

Tabla 6.28. *Valores de recarga determinados en el lisímetro 8*

Periodo	Nº Días	Dosis Riego	Flujo Prefer	Riego Neto	Lluvias	Entrada total	Recarga Riego	%	Recarga Lluvia	%	Recarga Total	%
1	24	100	0.8	99.2	1.4	100.6	5.376	5.42	0	0.00	5.376	5.34
2	28	50	18	32	3.6	35.6	1.9	5.94	0	0.00	1.9	5.34
3	24	65		65	39.7	104.7	0	0.00	0.5	1.26	0.5	0.48
4	21	50		50	0.2	50.2	1.51	3.02	0	0.00	1.51	3.01
5	21	50		50	0.8	50.8	0.88	1.76	0	0.00	0.88	1.73
6	21	50		50	0.2	50.2	7.375	14.75	0	0.00	7.375	14.69
7	28	50		50	25.2	75.2	5.7	11.40	0	0.00	5.7	7.58
8	27	50		50	5.8	55.8	5.46	10.92	0	0.00	5.46	9.78
9	30	50		50	13.6	63.6	4.37	8.74	5.315	39.08	9.685	15.23
10	20	50		50	7.8	57.8	3.62	7.24	1.8	23.08	5.42	9.38
11	117	50		50	96.3	146.3	4.119	8.24	25.753	26.74	29.872	20.42
12	42	50		50	64.5	114.5	0	0.00	18.391	28.51	18.391	16.06
13	32	50		50	22.1	72.1	0.499	1.00	1.118	5.06	1.617	2.24
14	20	50		50	3.2	53.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
15	23	50		50	10.5	60.5	0	0.00	0	0.00	0	0.00
16	20	50		50	0.2	50.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
17	27	50		50	13.2	63.2	2.22	4.44	0	0.00	2.22	3.51
18	44	50		0	59.2	59.2	0	0.00	0.042	0.07	0	0.00
Total	**569**	**965**	**18.8**	**896.2**	**367.5**	**1263.7**	**43.029**	**4.80**	**52.919**	**14.40**	**95.906**	**7.59**

Tabla 6.29. *Valores de recarga determinados en el lisímetro 9*

Periodo	Nº Días	Dosis Riego	Flujo Prefer	Riego Neto	Lluvias	Entrada total	Recarga Riego	%	Recarga Lluvia	%	Recarga Total	%
1	24	380		380	5.334	385.334	63.281	16.65	0	0.00	63.281	16.42
2	28	190		190	13.716	203.716	8.425	4.43	0	0.00	8.425	4.14
3	24	190		190	151.257	341.257	0	0.00	0.175	0.12	0.175	0.05
4	21	190		190	0.762	190.762	0.74	0.39	0	0.00	0.74	0.39
5	21	190		190	3.048	193.048	4.175	2.20	0	0.00	4.175	2.16
6	21	190		190	0.762	190.762	7.675	4.04	0	0.00	7.675	4.02
7	28	190		190	96.012	286.012	6.774	3.57	1.2	1.25	7.974	2.79
8	27	190		190	22.098	212.098	4.4	2.32	0	0.00	4.4	2.07
9	30	190		190	198.12	388.12	27.81	14.64	14.89	7.52	42.7	11.00
10	20	190		190	29.718	219.718	25.6	13.47	10.65	35.84	36.25	16.50
11	117	190		190	366.903	556.903	15.98	8.41	83.775	22.83	99.755	17.91
12	42	190		190	245.745	435.745	0.69	0.36	80.771	32.87	81.461	18.69
13	32	190		190	84.201	274.201	9.2	4.84	0.143	0.17	9.343	3.41
14	20	190		190	12.192	202.192	0.128	0.07	0	0.00	0.128	0.06
15	23	190		190	40.005	230.005	4.86	2.56	0	0.00	4.86	2.11
16	20	190		190	0.762	190.762	0.025	0.01	0	0.00	0.025	0.01
17	27	190		190	50.292	240.292	0.16	0.08	0	0.00	0.16	0.07
18	44	190		0	225.552	225.552	0	0.00	4.266	1.89	0	0.00
Total	**569**	**3610**	**0**	**3420**	**1546.479**	**4966.479**	**179.923**	**5.26**	**195.87**	**12.67**	**371.527**	**7.48**

Tabla 6.30. *Valores de recarga determinados en el lisímetro 10*

Periodo	Nº Días	Dosis Riego	Flujo Prefer	Riego Neto	Lluvias	Entrada total	Recarga Riego	%	Recarga Lluvia	%	Recarga Total	%
1	24	100		100	1.4	101.4	12.525	12.53	0	0.00	12.525	12.35
2	28	50	17	33	3.6	36.6	0.55	1.67	0	0.00	0.55	1.50
3	24	65		65	39.7	104.7	0	0.00	0.42	1.06	0.42	0.40
4	21	50		50	0.2	50.2	2.71	5.42	0	0.00	2.71	5.40
5	21	50		50	0.8	50.8	0.91	1.82	0	0.00	0.91	1.79
6	21	50		50	0.2	50.2	4	8.00	0	0.00	4	7.97
7	28	50		50	25.2	75.2	0.23	0.46	0	0.00	0.23	0.31
8	27	50		50	5.8	55.8	3.63	7.26	0.16	2.76	3.79	6.79
9	30	50		50	13.6	63.6	1.12	2.24	4.29	31.54	5.41	8.51
10	20	50		50	7.8	57.8	1.865	3.73	0.36	4.62	2.225	3.85
11	117	50		50	96.3	146.3	5.311	10.62	28.935	30.05	34.246	23.41
12	42	50		50	64.5	114.5	0	0.00	0.568	0.88	0.568	0.50
13	32	50	5.3	44.7	22.1	66.8	1.5	3.36	0	0.00	1.5	2.25
14	20	50		50	3.2	53.2	1.46	2.92	0	0.00	1.46	2.74
15	23	50		50	10.5	60.5	0.885	1.77	0	0.00	0.885	1.46
16	20	50		50	0.2	50.2	0.162	0.32	0	0.00	0.162	0.32
17	27	50		50	13.2	63.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
18	44	50		0	59.2	59.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
Total	**569**	**965**	**22.3**	**892.7**	**367.5**	**1260.2**	**36.858**	**4.13**	**34.733**	**9.45**	**71.591**	**5.68**

Tabla 6.31. *Valores de recarga determinados en el lisímetro 11*

Periodo	Nº Días	Dosis Riego	Flujo Prefer	Riego Neto	Lluvias	Entrada total	Recarga Riego	%	Recarga Lluvia	%	Recarga Total	%
1	24	100		100	1.4	101.4	17.577	17.58	0	0.00	17.577	17.33
2	28	50	10.5	39.5	3.6	43.1	1.915	4.85	0	0.00	1.915	4.44
3	24	65		65	39.7	104.7	0.451	0.69	0	0.00	0.451	0.43
4	21	50		50	0.2	50.2	0.2	0.40	0	0.00	0.2	0.40
5	21	50		50	0.8	50.8	2.74	5.48	0	0.00	2.74	5.39
6	21	50		50	0.2	50.2	0.7	1.40	0	0.00	0.7	1.39
7	28	50		50	25.2	75.2	0.1	0.20	0.084	0.33	0.184	0.24
8	27	50		50	5.8	55.8	0.75	1.50	0	0.00	0.75	1.34
9	30	50		50	13.6	63.6	0.625	1.25	0.55	4.04	1.175	1.85
10	20	50		50	7.8	57.8	7.66	15.32	0.78	10.00	8.44	14.60
11	117	50		50	96.3	146.3	1.692	3.38	30.003	31.16	31.695	21.66
12	42	50		50	64.5	114.5	0	0.00	26.654	41.32	26.654	23.28
13	32	50		50	22.1	72.1	1.05	2.10	0.245	1.11	1.295	1.80
14	20	50		50	3.2	53.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
15	23	50		50	10.5	60.5	0.685	1.37	0	0.00	0.685	1.13
16	20	50		50	0.2	50.2	3.925	7.85	0	0.00	3.925	7.82
17	27	50		50	13.2	63.2	1.39	2.78	0	0.00	1.39	2.20
18	44	50		0	59.2	59.2	0	0.00	0.78	1.32	0	0.00
Total	**569**	**965**	**10.5**	**904.5**	**367.5**	**1272**	**41.46**	**4.58**	**59.096**	**16.08**	**99.776**	**7.84**

Tabla 6.32. *Valores de recarga determinados en el lisímetro 12*

Periodo	Nº Días	Dosis Riego	Flujo Prefer	Riego Neto	Lluvias	Entrada total	Recarga Riego	%	Recarga Lluvia	%	Recarga Total	%
1	24	100	10.2	89.8	1.4	91.2	16.312	18.16	0	0.00	16.312	17.89
2	28	50	13.5	36.5	3.6	40.1	1.665	4.56	0	0.00	1.665	4.15
3	24	65		65	39.7	104.7	0.46	0.71	0	0.00	0.46	0.44
4	21	50		50	0.2	50.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
5	21	50		50	0.8	50.8	0.46	0.92	0	0.00	0.46	0.91
6	21	50		50	0.2	50.2	0.49	0.98	0	0.00	0.49	0.98
7	28	50		50	25.2	75.2	1.97	3.94	0	0.00	1.97	2.62
8	27	50		50	5.8	55.8	1.875	3.75	0.535	9.22	2.41	4.32
9	30	50		50	13.6	63.6	4.31	8.62	6.03	44.34	10.34	16.26
10	20	50		50	7.8	57.8	14.505	29.01	1.4	17.95	15.905	27.52
11	117	50		50	96.3	146.3	7.58	15.16	31.905	33.13	39.485	26.99
12	42	50		50	64.5	114.5	0	0.00	24.479	37.95	24.479	21.38
13	32	50	4.8	45.2	22.1	67.3	0	0.00	0.93	4.21	0.93	1.38
14	20	50		50	3.2	53.2	3.665	7.33	0	0.00	3.665	6.89
15	23	50		50	10.5	60.5	2.1	4.20	0.045	0.43	2.145	3.55
16	20	50		50	0.2	50.2	1.09	2.18	0	0.00	1.09	2.17
17	27	50		50	13.2	63.2	0.955	1.91	0	0.00	0.955	1.51
18	44	50		0	59.2	59.2	0	0.00	0.05	0.08	0	0.00
Total	**569**	**965**	**28.5**	**886.5**	**367.5**	**1254**	**57.437**	**6.48**	**65.374**	**17.79**	**122.761**	**9.79**

Tabla 6.33. *Valores de recarga determinados en el lisímetro 13*

Periodo	Nº Días	Dosis Riego	Flujo Prefer	Riego Neto	Lluvias	Entrada total	Recarga Riego	%	Recarga Lluvia	%	Recarga Total	%
1	24	100	2	98	1.4	99.4	14.163	14.45	0	0.00	14.163	14.25
2	28	50		50	3.6	53.6	0	0.00	0	0.00	0	0.00
3	24	65		65	39.7	104.7	0	0.00	0	0.00	0	0.00
4	21	50		50	0.2	50.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
5	21	50		50	0.8	50.8	0	0.00	0	0.00	0	0.00
6	21	50		50	0.2	50.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
7	28	50		50	25.2	75.2	0.13	0.26	0	0.00	0.13	0.17
8	27	50		50	5.8	55.8	2.25	4.50	2.265	39.05	4.515	8.09
9	30	50		50	13.6	63.6	5.7	11.40	8.735	64.23	14.435	22.70
10	20	50		50	7.8	57.8	15.875	31.75	2	25.64	17.875	30.93
11	117	50		50	96.3	146.3	10.015	20.03	26.45	27.47	36.465	24.92
12	42	50		50	64.5	114.5	0.555	1.11	6.147	9.53	6.702	5.85
13	32	50		50	22.1	72.1	0.155	0.31	0	0.00	0.155	0.21
14	20	50		50	3.2	53.2	0.128	0.26	0	0.00	0.128	0.24
15	23	50		50	10.5	60.5	0	0.00	0	0.00	0	0.00
16	20	50		50	0.2	50.2	0.055	0.11	0	0.00	0.055	0.11
17	27	50		50	13.2	63.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
18	44	50		0	59.2	59.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
Total	**569**	**965**	**2**	**913**	**367.5**	**1280.5**	**49.026**	**5.37**	**45.597**	**12.41**	**94.623**	**7.39**

Tabla 6.34. *Valores de recarga determinados en el lisímetro 14*

Periodo	Nº Días	Dosis Riego	Flujo Prefer	Riego Neto	Lluvias	Entrada total	Recarga Riego	%	Recarga Lluvia	%	Recarga Total	%
1	24	100		100	1.4	101.4	20.37	20.37	0	0.00	20.37	20.09
2	28	50	7.2	42.8	3.6	46.4	2.84	6.64	0	0.00	2.84	6.12
3	24	65		65	39.7	104.7	0	0.00	0	0.00	0	0.00
4	21	50		50	0.2	50.2	2.11	4.22	0	0.00	2.11	4.20
5	21	50		50	0.8	50.8	0.045	0.09	0	0.00	0.045	0.09
6	21	50		50	0.2	50.2	0.077	0.15	0	0.00	0.077	0.15
7	28	50		50	25.2	75.2	0	0.00	0.274	1.09	0.274	0.36
8	27	50		50	5.8	55.8	9	18.00	0.23	3.97	9.23	16.54
9	30	50		50	13.6	63.6	1.78	3.56	10.545	77.54	12.325	19.38
10	20	50		50	7.8	57.8	11.7	23.40	1.08	13.85	12.78	22.11
11	117	50		50	96.3	146.3	15.136	30.27	31.48	32.69	46.616	31.86
12	42	50		50	64.5	114.5	0.342	0.68	29.135	45.17	29.477	25.74
13	32	50		50	22.1	72.1	0.876	1.75	0.22	1.00	1.096	1.52
14	20	50		50	3.2	53.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
15	23	50		50	10.5	60.5	0	0.00	0	0.00	0	0.00
16	20	50		50	0.2	50.2	1.41	2.82	0	0.00	1.41	2.81
17	27	50		50	13.2	63.2	0.43	0.86	0.06	0.45	0.49	0.78
18	44	50		0	59.2	59.2	0	0.00	0.064	0.11	0	0.00
Total	**569**	**965**	**7.2**	**907.8**	**367.5**	**1275.3**	**66.116**	**7.28**	**73.088**	**19.89**	**139.14**	**10.91**

Tabla 6.35. *Valores de recarga determinados en el lisímetro 15*

Periodo	Nº Días	Dosis Riego	Flujo Prefer	Riego Neto	Lluvias	Entrada total	Recarga Riego	%	Recarga Lluvia	%	Recarga Total	%
1	24	50		50	1.4	51.4	3.2	6.40	1.026	73.29	4.226	8.22
2	28	0		0	3.6	3.6	0	0	0.402	11.17	0.402	11.17
3	24	0		0	39.7	39.7	0	0	0	0.00	0	0.00
4	21	0		0	0.2	0.2	0	0	0	0.00	0	0.00
5	21	0		0	0.8	0.8	0	0	0	0.00	0	0.00
6	21	0		0	0.2	0.2	0	0	0	0.00	0	0.00
7	28	0		0	25.2	25.2	0	0	0	0.00	0	0.00
8	27	0		0	5.8	5.8	0	0	0	0.00	0	0.00
9	30	0		0	13.6	13.6	0	0	0	0.00	0	0
10	20	0	0.3	0	7.8	7.05	0	0	4.37	62.82	4.90	62.82
11	117	0		0	96.3	96.3	0	0	4.37	4.54	4.37	4.54
12	42	0		0	64.5	64.5	0	0	7.705	11.95	7.705	11.95
13	32	0		0	22.1	22.1	0	0	0	0.00	0	0.00
14	20	0		0	3.2	3.2	0	0	0	0.00	0	0.00
15	23	0		0	10.5	10.5	0	0	0	0.00	0	0.00
16	20	0		0	0.2	0.2	0	0	0	0.00	0	0.00
17	27	0		0	13.2	13.2	0	0	0	0.00	0	0.00
18	44	0	3.6	0	59.2	55.6	0	0	5.68	10.21	5.68	10.21
Total	**569**	**50**	**3.9**	**50**	**363.6**	**413.6**	**3.2**	**6.40**	**18.40**	**5.06**	**21.603**	**5.22**

Tabla 6.36. *Valores de recarga determinados en el lisímetro 16*

Periodo	Nº Días	Dosis Riego	Flujo Prefer	Riego Neto	Lluvias	Entrada total	Recarga Riego	%	Recarga Lluvia	%	Recarga Total	%
1	24	100	5.1	94.9	1.4	96.3	30.869	32.53	0	0.00	30.869	32.06
2	28	50	13.55	36.45	3.6	40.05	1.048	2.88	0	0.00	1.048	2.62
3	24	65		65	39.7	104.7	4.75	7.31	0	0.00	4.75	4.54
4	21	50		50	0.2	50.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
5	21	50		50	0.8	50.8	0	0.00	0	0.00	0	0.00
6	21	50		50	0.2	50.2	1.525	3.05	0	0.00	1.525	3.04
7	28	50		50	25.2	75.2	0.12	0.24	0	0.00	0.12	0.16
8	27	50		50	5.8	55.8	8.485	16.97	0	0.00	8.485	15.21
9	30	50		50	13.6	63.6	3.37	6.74	1.015	7.46	4.385	6.89
10	20	50		50	7.8	57.8	1.04	2.08	0	0.00	1.04	1.80
11	117	50		50	96.3	146.3	1.06	2.12	0	0.00	1.06	0.72
12	42	50		50	64.5	114.5	0	0.00	9.646	14.96	9.646	8.42
13	32	50	4.5	45.5	22.1	67.6	2.36	5.19	0	0.00	2.36	3.49
14	20	50	7.6	42.4	3.2	45.6	0	0.00	0	0.00	0	0.00
15	23	50	6	44	10.5	54.5	0.56	1.27	0	0.00	0.56	1.03
16	20	50	5.325	44.675	0.2	44.875	0.63	1.41	0	0.00	0.63	1.40
17	27	50		50	13.2	63.2	0.54	1.08	0	0.00	0.54	0.85
18	44	50		0	59.2	59.2	0	0.00	0	0.00	0	0.00
Total	**569**	**965**	**42.075**	**872.925**	**367.5**	**1240.425**	**56.357**	**6.46**	**10.661**	**2.90**	**67.018**	**5.40**

CAPITULO 7

HIDROQUIMICA DE LAS AGUAS DE DRENAJE

7.1. INTRODUCCION

Es un hecho generalmente aceptado que tanto la infiltración eficaz derivada de las precipitaciones como el denominado retorno de riego son los responsables de la lixiviación de sales desde el suelo hacia el acuífero, a través de la zona no saturada. Realmente, la existencia de esta fracción de lavado es necesaria para mantener la salinidad de los suelos agrícolas, en los que se puede esperar una fuerte tasa de evapotranspiración y en los que se aplican notables cantidades de fertilizantes, en muchos casos superiores a las necesidades reales de las plantas.

En la mayor parte de los casos, la contaminación por nitratos de las aguas subterráneas se relaciona con la lixiviación de fertilizantes, especialmente en áreas agrícolas con suelos de elevada conductividad hidráulica o regados mediante sistemas de riego por inundación. En algunos trabajos (Guimerá, 1992; Morell et al., 1996) se ha llegado a estimar que los nitratos que llegan al acuífero representan más del 90% de los aplicados, si bien es cierto que estas estimaciones sólo pueden considerarse aproximativas ya que se basan en la evolución de las concentraciones de nitrato en el agua intersticial y en cálculos teóricos de la infiltración.

Sin embargo, este tipo de aproximaciones al flujo másico en áreas agrícolas no son muy frecuentes para otros iones, con la notable excepción de los cloruros que, debido a su carácter no reactivo se utiliza, precisamente, para cálculos de estimación de la recarga.

Parece evidente que la lixiviación depende, a igualdad de otros factores, del tipo de agua utilizada para el riego, especialmente cuando se trata de aguas de alta salinidad o de aguas residuales. Las aguas salinas, además de aportar mayores cantidades de sales al suelo, pueden ser altamente reactivas en la búsqueda del equilibrio químico con la matriz sólida (Morell, 1986; Giménez, 1994) y provocar importantes modificaciones a causa de intercambios iónicos.

En cuanto a las aguas residuales, normalmente más salinas que las aguas naturales, su carga orgánica puede también inducir importantes cambios en el suelo y dar lugar a lixiviados de características específicas. La tesis doctoral de Esteller (1994) ofrece interesantes conclusiones sobre los procesos que afectan al agua de infiltración derivada del riego con aguas residuales urbanas en una parcela experimental situada junto a estación lisimétrica. El trabajo de Esteller es esencialmente cualitativo ya que no disponía de información relativa al flujo de agua, excepto unos tensiómetros en los niveles superficiales del suelo, de manera que no aporta información suficiente sobre el balance de masas. Realmente, la construcción de los lisímetros estuvo motivada por la necesidad de constatar y cuantificar los mecanismos puestos de manifiesto por Esteller.

En este capítulo se estudia la evolución de los iones mayoritarios en los lisímetros durante el periodo marzo de 1998 a septiembre de 1999.

7.2. MODELO CONCEPTUAL DEL FLUJO EN LOS LISIMETROS

El flujo de agua en el suelo y en la zona no saturada se puede considerar esencialmente como un proceso transitorio ya que el movimiento no es continuo, sino que depende básicamente de las condiciones de contorno, y se pueden esperar pérdidas importantes de agua, esencialmente por evapotranspiración. Las lluvias o las aplicaciones de agua de riego se pueden considerar como impulsos que generan flujo cuya intensidad depende básicamente de las condiciones iniciales de suelo.

Cuando el grado de humedad del suelo es muy bajo, el frente de humectación, definido por la interfase entre una zona húmeda y una zona seca, se desplaza de manera más o menos uniforme; una vez cesa la infiltración desde la superficie, tiene lugar una cierta redistribución del agua en el suelo, hasta alcanzar un perfil de equilibrio en el que el flujo está prácticamente ausente, al menos en suelos de textura media a fina.

Si sobre este suelo húmedo tiene lugar una nueva entrada de agua, las condiciones del flujo dependen fuertemente del grado de humedad. Para humedades bajas, este agua puede circular a través de poros vacíos sin desplazar al agua ya existente, pero si la humedad es alta, del orden de la capacidad de campo, el agua recientemente infiltrada tiene que desplazar al agua preexistente, como un flujo pistón, de manera que el nuevo frente de humedad estará formado por el agua original. Este comportamiento es muy importante para comprender la infiltración en suelos húmedos, especialmente cuando el agua infiltrada está contaminada (Miyazaki, 1993).

Cuando la textura del suelo es fina existe la posibilidad de que parte del agua preexistente permanezca alrededor de las partículas del suelo durante la infiltración. Esta agua se denomina agua inmóvil (Van Genuchten, 1976), cuya cuantificación es uno de los retos más importantes en la teoría de la infiltración.

Cuando el flujo de agua es lento, como ocurre en las últimas fases de la redistribución, el transporte de solutos tiene lugar casi exclusivamente por difusión, es decir, que prácticamente no se desplazan de manera apreciable; pero cuando el flujo es rápido el transporte de solutos es más efectivo y tiene lugar esencialmente mediante flujo pistón (Porro y Wierenga, 1993), al menos para condiciones iniciales de suelos húmedos. Singh y Kumar (1996) matizan estas condiciones en función del tiempo de residencia y del movimiento del frente de agua y asumen para suelos verticalmente no homogéneos que el movimiento del agua tiene lugar por pulsaciones que trasladan una masa de agua de una "columna" a otra (*column approach*), mientras que el movimiento en seno de cada columna tiene lugar esencialmente por dispersión.

Realmente, los medios porosos se pueden considerar formados por dos dominios; un dominio "móvil" en el que el transporte de solutos ocurre por advección y dispersión, y un dominio "inmóvil" en el que domina la difusión (Brusseau y Rao, 1990; Sardin et al., 1991). El transporte de solutos entre estos dos dominios es normalmente de tipo difusivo.

En condiciones de campo, tanto el flujo de agua como el flujo másico asociado pueden estar modificados por la heterogeneidad de las propiedades del suelo y por flujos preferenciales.

Las heterogeneidades pueden ser tanto en la vertical como en la horizontal, aunque los suelos tienden a ser más homogéneos en horizontal donde los cambios en sus propiedades tiene lugar de manera gradual. Estos cambios suponen modificaciones en las propiedades hidráulicas del suelo y afectan notablemente al flujo. Sin embargo, las desviaciones más importantes del flujo ideal tienen lugar a causa de la aparición de flujos preferenciales, en suelos estructurados en los que existan huecos de tamaño apreciable debidos a la actividad de organismos o a raíces, por ejemplo.

Según Kung (1990a,b), los flujos preferenciales se pueden clasificar, según su origen, en tres tipos: digitaciones (*fingering flow*), embudos (*funneled flow*) y desviaciones (*bypassing flow*). En general, los flujos preferenciales se consideran como flujo saturado cuya velocidad e importancia son mucho más altas que los flujos saturados de la matriz de los suelos.

En el caso de las parcelas experimentales, además de alguno de estos tipos de flujo preferencial, se puede esperar también la existencia de flujos preferenciales inducidos a causa de la instalación de piezómetros, sondas, tensiómetros o cápsulas de succión. En el caso particular de los lisímetros, además, la retracción del suelo a causa de la pérdida de humedad puede provocar la aparición de canales preferenciales a lo largo de las paredes del lisímetro, por donde puede producirse flujo de tipo bypass. Este fenómeno, que puede originar graves distorsiones en los cálculos si no se controla adecuadamente, es conocido como "efecto pared" (a veces también se ha descrito como "efecto maceta") y puede ser especialmente intenso en los lisímetros que soportan cubierta vegetal.

Modelo adoptado

A medida que aumenta el conocimiento de los mecanismos físicos, químicos y biológicos que afectan al flujo de agua y al transporte de solutos en los suelos, los modelos conceptuales y de simulación se hacen más complejos y contienen mayor número de variables cuya evaluación independiente es difícil. Por otra parte, promediar y simplificar estos procesos puede permitir el uso de modelos relativamente simples que requieran sólo un número limitado de parámetros para su control y que, a pesar de su simplificación, representen satisfactoriamente los mecanismos reales. Cualquiera que sea el camino elegido, es importante que todos los procesos implicados sean tenidos en cuenta (Wierenga, 1995).

Los objetivos básicos planteados en este trabajo y, sobre todo, el tratamiento preliminar de los datos obtenidos, aconsejan adoptar un modelo simple, más o menos uniforme, que sirva para explicar razonablemente las principales características del flujo de agua y de transporte de solutos en los lisímetros. Sin duda, deben esperarse desviaciones a este modelo a causa de las diferencias intrínsecas existentes entre los lisímetros (densidades aparentes) y de las distintas condiciones de contorno impuestas (riego, vegetación,...).

Se asume que el flujo es no estacionario y de tipo pistón, que las variaciones verticales de las características del suelo no son significativas, que el frente de humedad es paralelo a la superficie del suelo y que la redistribución de la humedad tiende a homogeneizar el contenido de agua en el mismo nivel. Se asume también que los aportes de agua a los lisímetros provocan infiltración cuando se supera la capacidad de campo del suelo y provocan un pulso que hace avanzar el frente de humedad hasta dar lugar a la salida de agua por el fondo del lisímetro (drenaje).

Respecto a los flujos preferenciales, durante la construcción de los lisímetros se tomaron algunas precauciones (pared rugosa, repisas de derivación) que no se han mostrado totalmente eficaces, de manera que a veces se han producido flujos preferenciales, especialmente cuando la humedad del lisímetro era baja, que se han podido cuantificar y, por tanto, deducir tanto del agua de entrada como del agua de drenaje. Respecto a los flujos preferenciales no inducidos se estima que pueden ser significativos en los niveles superficiales pero de escasa entidad en los más profundos, en los que se desarrolla preferentemente el flujo pistón.

Desde el punto de vista de los solutos, se asume que los procesos de difusión en las etapas de no flujo no suponen avances significativos sino más bien homogeneización, y que el transporte de masas tiene lugar esencialmente con el agua móvil (advección-dispersión).

Por otra parte, se considera que la evaporación, y en cierta medida también la transpiración, provocan la acumulación temporal de sales en los niveles superficiales y que estas sales pueden ser disueltas y lixiviadas cuando el suelo alcanza grados de humedad cercanos a la saturación, y que parte de esta agua puede ser pistoneada posteriormente (lavado del suelo).

En la figura 7.1. se muestra esquemáticamente el modelo conceptual adoptado, que se simplifica con la entrada de agua y fertilizantes que, en algunos casos, puede dar lugar a la infiltración de agua según el denominado "frente". En los niveles superficiales se puede producir cierta acumulación de sales a causa de la evapotranspiración.

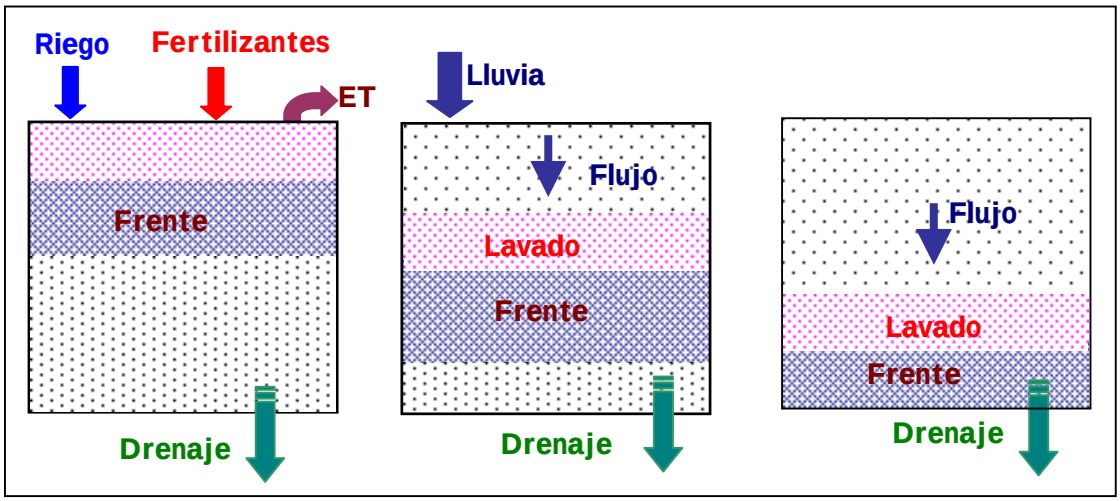


Figura 7.1. *Modelo conceptual del flujo pistón en los lisímetros*

Si tiene lugar un evento de lluvia de suficiente intensidad, el frente de humedad es pistoneado, al mismo tiempo que el agua de reciente entrada puede lavar las sales dando lugar a un frente superpuesto (lavado). Finalmente, el frente inicial puede llegar a ser drenado.

7.3. ENTRADAS Y SALIDAS DE AGUA Y MASAS

Las características más notables de los lisímetros se resumen en la figura 7.2.

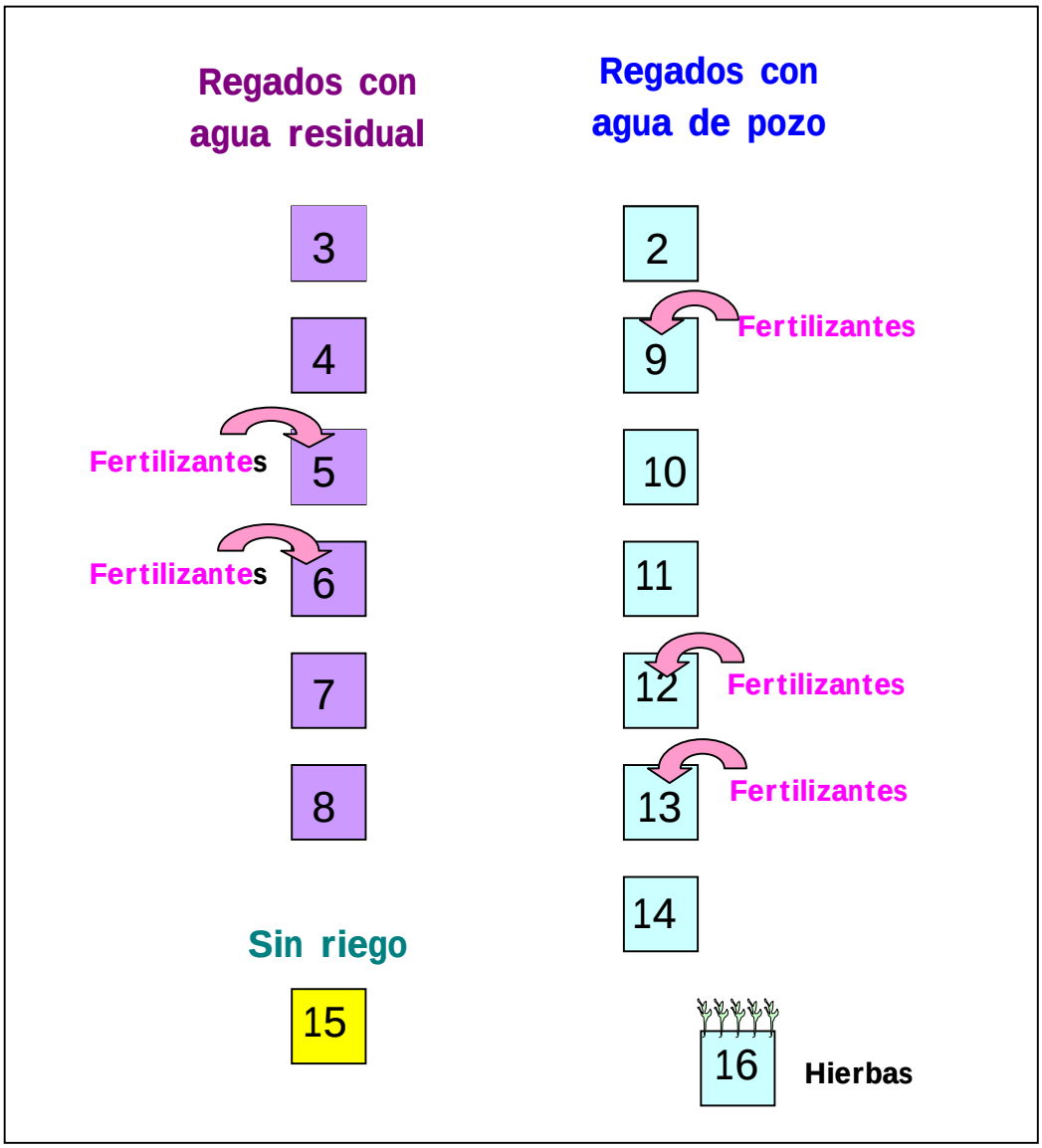


Figura 7.2. *Operaciones llevadas a cabo en cada lisímetro*

La discretización temporal que se ha efectuado para el estudio del balance de masas no es constante. A diferencia de los periodos escogidos para la recarga, en este estudio se han diferenciado 19 periodos, cuyo inicio corresponde a los días de riego. Otra diferencia es que hay un periodo más al dividir el invierno en dos periodos. Por tanto, el periodo nº 12, que corresponde al segundo periodo invernal, no comienza con ningún riego y se ha iniciado el 1 de diciembre. En la tabla 7.1. se

indica la duración de los periodos, las fechas inicial y final, y el día ordinal comenzando a contar el primer día del año 1998.

Tabla 7.1. *Discretización temporal de los 19 periodos escogidos para el estudio hidroquímico de las aguas de drenaje*

Periodo	Día	Fecha inicial	Fecha final	Nº días
1	65	6 marzo 98	29 marzo 98	24
2	89	30 marzo 98	26 abril 98	28
3	117	27 abril 98	20 mayo 98	24
4	141	21 mayo 98	10 junio 98	21
5	162	11 junio 98	1 julio 98	21
6	183	2 julio 98	22 julio 98	21
7	204	23 julio 98	19 agosto 98	28
8	232	20 agosto 98	15 septiembre 98	27
9	259	16 septiembre 98	15 octubre 98	30
10	289	16 octubre 98	4 noviembre 98	20
11	309	5 noviembre 98	30 noviembre 98	26
12	335	1 diciembre 98	1 marzo 99	91
13	426	2 marzo 99	12 abril 99	42
14	468	13 abril 99	18 mayo 99	32
15	504	19 mayo 99	7 junio 99	20
16	524	8 junio 99	30 junio 99	23
17	547	1 julio 99	20 julio 99	20
18	567	21 julio 99	16 agosto 99	27
19	594	17 agosto 99	30 septiembre 99	44

Los balances comparativos de agua y masa se han realizado considerando que las entradas y las salidas tienen lugar el primer día de cada periodo, lo que en buena medida se asemeja al comportamiento real, ya que la mayor parte del drenaje ocurre durante los primeros días inmediatos al riego. Los eventos lluviosos que han generado drenaje han sido escasos y, salvo alguna excepción, están comprendidos en el periodo invernal.

Las entradas de agua en los lisímetros tienen lugar a partir de las lluvias y de los riegos aplicados.

Los datos de precipitación obtenidos en la estación meteorológica han sido completados y corregidos con los obtenidos en una estación cercana (Grao) de la Conselleria de Medio Ambiente.

La cantidad de precipitación caída en cada periodo se refleja en la tabla 7.2. Conviene destacar que el periodo de estudio ha sido relativamente seco, con una cantidad de precipitación de 367.5 mm durante todo el periodo de estudio (19 meses), que es del mismo orden que la media anual.

Los riegos se han aplicado por inundación, con un volumen de 50 litros por riego en cada lisímetro (190 litros en el nº 9). En la campaña de 1998 se han realizado 11 riegos, lo que equivale a una dotación de 5500 m^3/ha/año, que es del mismo orden

que la normalmente utilizada en el riego de cítricos. En la campaña de 1999 se han realizado solamente 7 riegos, equivalentes a una dotación de 3500 m^3/ha/año, debido a que el inicio de la campaña fue lluvioso –lo que permitió espaciar más los primeros riegos- y a que se ha cerrado la campaña el 17 de agosto, dos meses antes que en 1998.

Tabla 7.2. *Precipitación (en mm) recogida en cada periodo*

Periodo	Precipitación	Periodo	Precipitación
1	1.4	11	4.3
2	3,6	12	93.7
3	39.7	13	64.5
4	0.2	14	22.1
5	0.8	15	3.2
6	0.2	16	10.5
7	25.2	17	0.2
8	5.8	18	13.2
9	13.6	19	59.2
10	7.8		

Las salidas de agua se refieren al volumen total de agua de drenaje recogida en cada periodo.

Las entradas de masa en los lisímetros se deben al agua de riego, al agua de lluvia y a la aplicación de fertilizantes. Otras posibles entradas, como la fijación de nitrógeno atmosférico, no han sido tenidas en cuenta, bien por su escasa entidad o bien porque a efectos de balance pueden ser anuladas con salidas equivalentes, como puede ser la volatilización de especies de nitrógeno.

Las aguas de riego, tanto la procedente de pozos como la residual, se han analizado para cada riego, y sus aportes han sido cuantificados en cada caso, ya que, aunque no de manera notable, existen variaciones temporales en su composición.

La composición media de estas aguas se indica en la tabla 7.3. En cuanto al agua de lluvia, sólo se han analizado 5 muestras recogidas en la propia estación lisimétrica. En la tabla 7.3. se indica la media obtenida, que ha sido utilizada para los cálculos de aporte de masas debida a la lluvia.

En los lisímetros 5, 6, 9, 12 y 13 se han aplicado fertilizantes. En la tabla 7.4. se indican las fechas de aplicación, el tipo de fertilizante, la cantidad aplicada y las masas correspondientes a cada ion una vez que el fertilizante es disuelto. En el lisímetro 9 la cantidad aplicada ha sido 3.8 veces mayor.

Tabla 7.3. *Composición media de las aguas de riego y lluvia. Concentración en mg/l y conductividad en µS/cm*

	Agua de pozo	Agua residual	Agua de lluvia
Conductividad	1350	2280	180
Cloruros	73.5	319.5	7.1
Sulfatos	457.1	545.7	54.8
Nitratos	82.7	26.5	0
Sodio	44.8	167.9	3.6
Calcio	124.2	155.3	4.8
Magnesio	31.1	44.1	1.1
Potasio	2.1	18.7	0.9

Tabla 7.4.*Fertilizaciones aplicadas*

Día	Fecha	Fertilizante	Masas iónicas
65	**6 marzo 98**	**48** gr $HPO_4(NH_4)_2$	**57.4514** gr de SO_4^{2-}
		54 gr $(NH_4)_2SO_4$	**14.8213** gr de K^+
		33 gr K_2SO_4	**27.8211** gr de NH_4^+
141	**21 mayo 98**	**54** gr $(NH_4)_2SO_4$	**34.9091** gr de SO_4^{2-} **13.0909** gr de NH_4^+
183	**2 julio 98**	**48** gr $HPO_4(NH_4)_2$	**57.4514** gr de SO_4^{2-}
		54 gr $(NH_4)_2SO_4$	**14.8213** gr de K^+
		33 gr K_2SO_4	**27.8211** gr de NH_4^+
232	**20 agosto 98**	**48** gr $HPO_4(NH_4)_2$	**57.4514** gr de SO_4^{2-}
		54 gr $(NH_4)_2SO_4$	**14.8213** gr de K^+
		33 gr K_2SO_4	**27.8211** gr de NH_4^+
468	**13 abril 99**	**72** gr $HPO_4(NH_4)_2$	**82. 5965** gr de SO_4^{2-}
		81 gr $(NH_4)_2SO_4$	**19.3126** gr de K^+
		43 gr K_2SO_4	**41.9537** gr de NH_4^+
524	**8 junio 99**	**95** gr $(NH_4)_2SO_4$	**69.0909** gr de SO_4^{2-} **25.9091** gr de NH_4^+
494	**17 agosto 99**	**90** gr NH_4NO_3	**69.7500** gr de NO_3^- **20.2500** gr de NH_4^+

A efectos prácticos, se ha considerado que el amonio se oxida a nitrato antes de alcanzar la salida de los lisímetros, ya que los análisis de amonio realizados han puesto de manifiesto que su presencia en las aguas de drenaje es prácticamente despreciable.

Las salidas de masa se han obtenido mediante la suma de las masas parciales de todas las muestras de aguas de drenaje recogidas en los lisímetros, en las que se ha realizado la determinación de los iones mayoritarios.

7.4. CARACTERIZACION IONICA DE LAS AGUAS DE DRENAJE

Los procesos de evapotranspiración y de interacción agua-suelo modifican sustancialmente las características químicas del agua de infiltración. Si, en primera aproximación, se consideran los lisímetros como "cajas negras" en las que existen aguas de entrada (subterránea o residual), de características más o menos constantes, y aguas de salida (drenaje), el estudio de la composición iónica de estas últimas puede proporcionar información básica sobre los procesos que ocurren en los lisímetros.

Como se ha puesto de manifiesto en capítulos anteriores, las características del flujo en cada uno de los lisímetros tiene sus propias peculiaridades que se derivan no sólo de las diferencias intrínsecas inherentes a suelos alterados sino también a las distintas condiciones de contorno impuestas, algunas significativas y de resultados apreciables, como la existencia o no de riegos, y la presencia o ausencia de cítricos o de hierbas, y otras condiciones de difícil calibración pero que pueden originar comportamientos diferentes, como puede ser el tipo de agua utilizada para el riego, que puede originar cambios estructurales en el suelo, bien por interacción de tipo químico (adsorción, precipitación, disolución) o bien de tipo físico (filtración), que pueden modificar las condiciones hidrodinámicas del suelo, esencialmente su permeabilidad. En ciertos casos, la existencia de edificios radiculares estables o la generación de hierbas en algunas épocas afectan notablemente tanto a la redistribución del agua en el suelo, imponiendo perfiles de humedad específicos, como al destino de algunos iones ya que estas raíces actúan como sumideros selectivos.

Por consiguiente, es necesario admitir que existen dos tipos de factores de incertidumbre, el primero relacionado con las características constructivas de los lisímetros y el segundo con las condiciones impuestas en los mismos. El resultado global es que en cada lisímetro se encuentran respuestas distintas en el detalle, que a veces se pueden diferenciar y justificar, pero que en ocasiones pueden pasar desapercibidas o confundirse. Sin embargo, también se puede admitir que, en general, el comportamiento de los diferentes lisímetros responde a pautas comunes, tanto más parecidas cuanto mayor sea la coincidencia de sus condiciones de contorno, que permiten una primera aproximación a los procesos que ocurren en su seno.

7.4.1. Evolución de los iones cloruro, sulfato y nitrato

Se admite que el ion cloruro presenta un comportamiento quasi-conservativo, ya que se desplaza con el agua sin interaccionar con la matriz sólida del suelo, pero puede estar parcialmente afectado por procesos de absorción radicular y, puede, ocasional y temporalmente, acumularse en los niveles superficiales a causa de la evapotranspiración. Probablemente, la llegada posterior de agua puede lavar estas sales acumuladas y formar un frente salino como el descrito en el modelo conceptual propuesto.

Se considera, asimismo, que el ion nitrato sea la especie nitrogenada estable y móvil, de manera que tanto el amonio como el nitrógeno orgánico, presentes en los fertilizantes y en las aguas residuales, pueden sufrir procesos de oxidación y mineralización, respectivamente, que den lugar a que en las aguas de drenaje sea la única especie de nitrógeno encontrada. Los procesos de volatilización, fijación atmosférica y, singularmente, de absorción radicular, afectan al destino de los compuestos nitrogenados; otros procesos, como la adsorción o el intercambio iónico también pueden esperarse.

Respecto al ion sulfato, se supone que se comporta de manera conservativa y que sólo está afectado por procesos de absorción radicular y, eventualmente, de acumulación en los niveles superficiales del suelo.

La figura 7.3. muestra la evolución a lo largo del periodo de estudio de las concentraciones de estos tres iones en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea. Se han representado las concentraciones medias de los lisímetros 2, 9, 10, 11, 12, 13, 14 y 16, sin diferenciar si han sido fertilizados o no. Realmente, en tres de ellos (9, 12 y 13) se ha fertilizado por lo que las concentraciones calculadas representan una media globalizada.

Llama la atención la elevada concentración de sulfato en las aguas de drenaje, que se debe al efecto conjunto de las fertilizaciones y del alto contenido de sulfatos en las aguas de riego, que presenta una media de 457 mg/l.

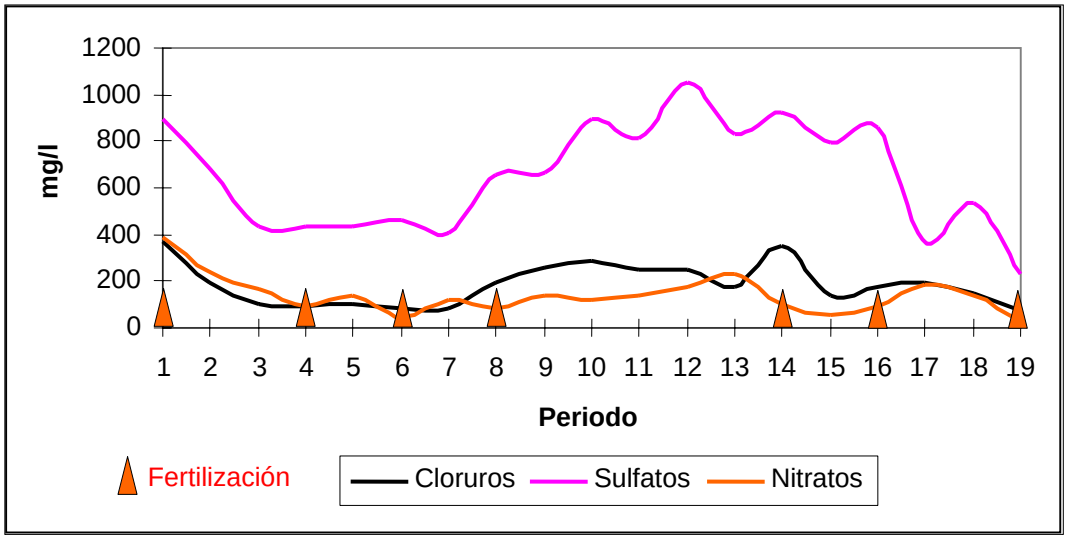


Figura 7.3. *Concentración media de los aniones cloruro, sulfato y nitrato en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea*

Sin duda, es este un hecho de enorme interés, ya que el problema de los sulfatos en el acuífero de la Plana de Castellón no está suficientemente conocido. Como se ha indicado en el capítulo 3, las aguas de buena parte del acuífero son sulfatadas y, al menos en parte, el origen de estos sulfatos está relacionado con la alimentación lateral desde los acuíferos de borde, especialmente al sur del río Mijares. Giménez (1994) investigó el origen de estas elevadas concentraciones de sulfatos y llegó a la conclusión de que en su mayor parte tenían el origen descrito y descartaba que las actividades agrícolas contribuyeran apreciablemente a su

presencia en el acuífero. Fundamentaba esta conclusión en que los datos históricos conocidos ponían de manifiesto que en los años 60 ya existían elevadas concentraciones de sulfatos en el sector meridional del acuífero, cuando los contenidos de nitratos eran relativamente bajos. Sin perjuicio de que este razonamiento pueda seguir siendo válido en condiciones hidrodinámicas muy específicas, como es el caso del sector mencionado, los procesos de flujo de sulfatos en áreas agrícolas reflejados en la figura 7.3. parecen indicar incuestionablemente que la agricultura tradicional genera entrada de sulfatos en el acuífero. Esteller (1994) pone de manifiesto que este proceso es especialmente relevante cuando se utilizan aguas residuales para el riego. Por otra parte, la aplicación de sulfato amónico como fertilizante sólo tiene como objetivo la aplicación de amonio, de forma que los sulfatos no tienen otro fin que facilitar la solubilidad del fertilizante. En cualquier caso, parece evidente que las entradas de sulfatos asociadas al agua de riego y a los fertilizantes superan con mucho las necesidades de los cultivos, que son muy limitadas, y se favorece su lixiviación y el deterioro progresivo del agua subterránea. Sin duda, esta cuestión merece mayor atención de la que se le ha prestado.

La evolución de la concentración de nitratos sigue un cierto paralelismo con la de los sulfatos pero con valores sensiblemente menores, raramente por encima de 200 mg/l. Realmente, la masa de nitrato (o de especies de nitrógeno) que entra en los lisímetros es sensiblemente inferior a la de sulfatos, sobre todo debido a su menor contenido en el agua de riego (valor medio de 82.7 mg/l); además, las pérdidas por absorción deben ser muy superiores y también pueden esperarse otros mecanismos de pérdida como la volatilización y el intercambio iónico del amonio.

La concentración media de cloruros en el agua de riego es de 73.5 mg/l. La evolución de su concentración en las aguas de drenaje revela procesos de concentración que llegan a triplicar la concentración inicial.

Una característica común al comportamiento de los tres iones es su tendencia general en la evolución de sus concentraciones. En la figura 7.3. se puede distinguir una fase inicial, que incluye los periodos 1 al 3, en el que las aguas de drenaje presentan concentraciones decrecientes hasta alcanzar valores del orden de las del agua de riego, que constituye una segunda fase, entre los periodos 4 y 7, es decir, hasta mediado el verano. Este comportamiento se interpreta como el drenaje de agua ya existente en los lisímetros antes de comenzar la campaña de riego y de fertilizaciones. No hay que olvidar que durante más de un año los lisímetros habían sido abundantemente regados y habían recibido aportes por precipitaciones.

A partir del periodo 8, y hasta prácticamente el 16, es decir, durante todo el invierno y la primavera siguientes, las concentraciones aumentan progresivamente, sobre todo la de los sulfatos, lo que se interpreta como la llegada de las aplicaciones de agua y fertilizantes realizadas en la primera campaña. Sin duda, las lluvias acaecidas en los últimos meses del año han originado el avance del frente de humedad y han provocado mayor drenaje. En los últimos periodos las concentraciones medias vuelven a bajar.

Si se observa la evolución de los sulfatos con mayor detalle, se aprecia la existencia de picos que pueden corresponder a pulsos de salida correspondientes a las entradas de fertilizantes y desfasados en el tiempo, según el modelo de flujo pistón asumido. A falta de mayor precisión, si se considera que los máximos relativos encontrados en los periodos 8, 10, 12 y 14 corresponden al drenaje de las entradas efectuadas en las primeras cuatro fertilizaciones, el desfase temporal es del orden de 5 a 6 meses, lo que implica que el flujo en los lisímetros tiene una velocidad media aproximada de 0.6 cm/día, que no contradice la estimación de Esteller (1994) en un suelo similar en la misma parcela, que era de 1.4 cm/día en condiciones de casi saturación.

Las consideraciones hasta ahora efectuadas se han referido al comportamiento medio de los iones. En la figura 7.4. se diferencia la evolución de los sulfatos, también en concentraciones medias, en los lisímetros que son fertilizados y en los que no se fertilizan. La principal conclusión que se puede extraer es que, en general, las concentraciones de sulfatos son más altas cuando existe fertilización, como era de esperar, y que puntualmente llegan a alcanzar valores superiores a 1600 mg/l.

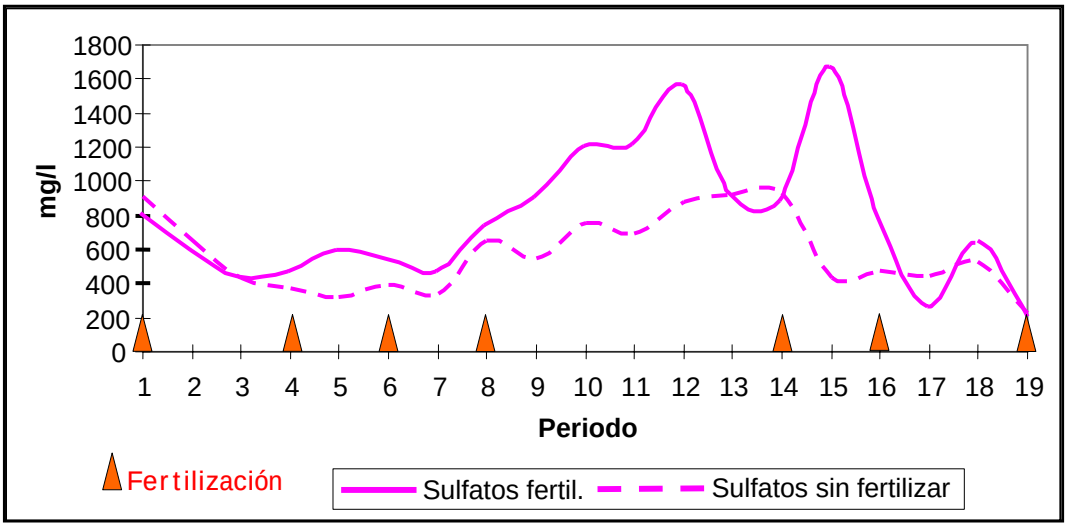


Figura 7.4. *Concentración media de sulfatos en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea*

En la figura 7.5. se muestra la misma diferenciación para los nitratos. En este caso lo más destacable es que no se aprecian diferencias notables. La evolución correspondiente a los lisímetros con fertilización se asemeja notablemente a la curva de los sulfatos, pero con concentraciones que no siempre son superiores a las encontradas en los lisímetros no fertilizados. Por otra parte, el tipo de curvas responde bastante bien al modelo de salida por pulsos, aunque con cierto desfase entre ambas. Probablemente, la existencia o no de árboles puede justificar estas diferencias de comportamiento.

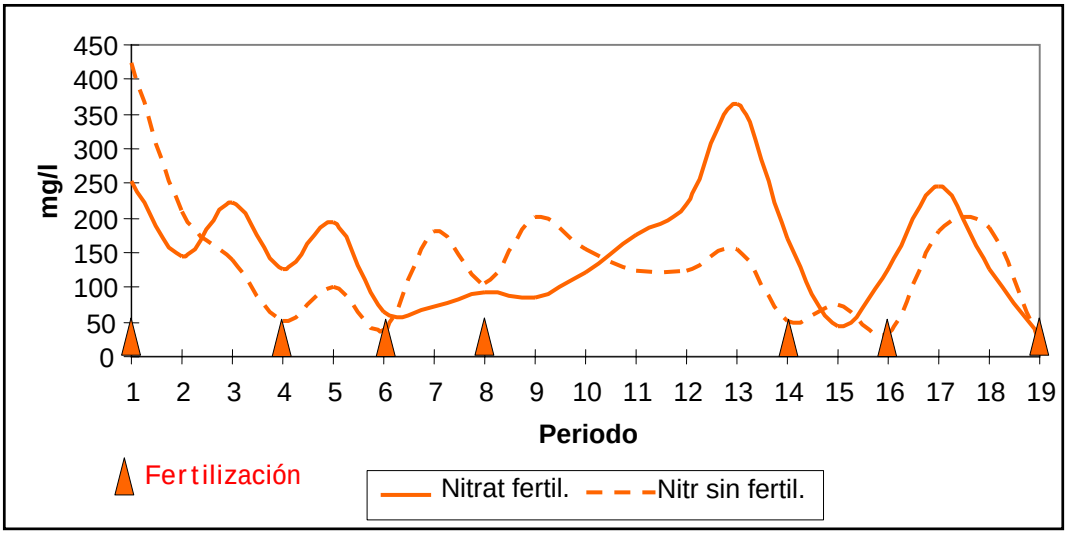


Figura 7.5. *Concentración media de nitratos en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea*

La figura 7.6. refleja la evolución de las concentraciones medias de los aniones cloruro, sulfato y nitrato en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua residual.

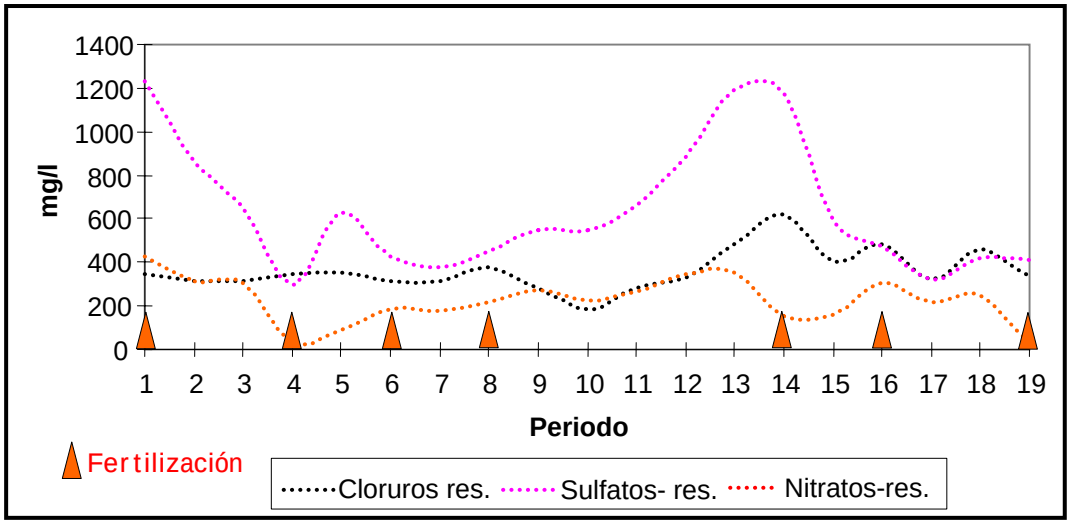


Figura 7.6. *Concentración media de los aniones cloruro, sulfato y nitrato en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua residual*

Las diferencias y semejanzas con la figura 7.3., que refleja la misma evolución en los lisímetros regados con agua subterránea, se evidencian mejor si se comparan los iones por separado, como se muestra en las figuras 7.7, 7.8. y 7.9, que corresponden, respectivamente, a la evolución de los cloruros, sulfatos y nitratos en ambos tipos de lisímetros.

En la figura 7.7. se pone de manifiesto que los cloruros son más elevados en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua residual, con concentraciones que raramente son inferiores a 300 mg/l y que llegan a alcanzar máximos de 600 mg/l. En cambio, en el caso de los lisímetros regados con agua subterránea las

concentraciones máximas raramente superan los 300 mg/l. Hay que tener en cuenta que las concentraciones medias de cloruros en las aguas de riego son de 73.5 mg/l en las aguas subterráneas y de 319,5 en las aguas residuales, lo que supone que las aguas de drenaje, en ambos casos, se concentran entre dos y tres veces respecto al agua de entrada.

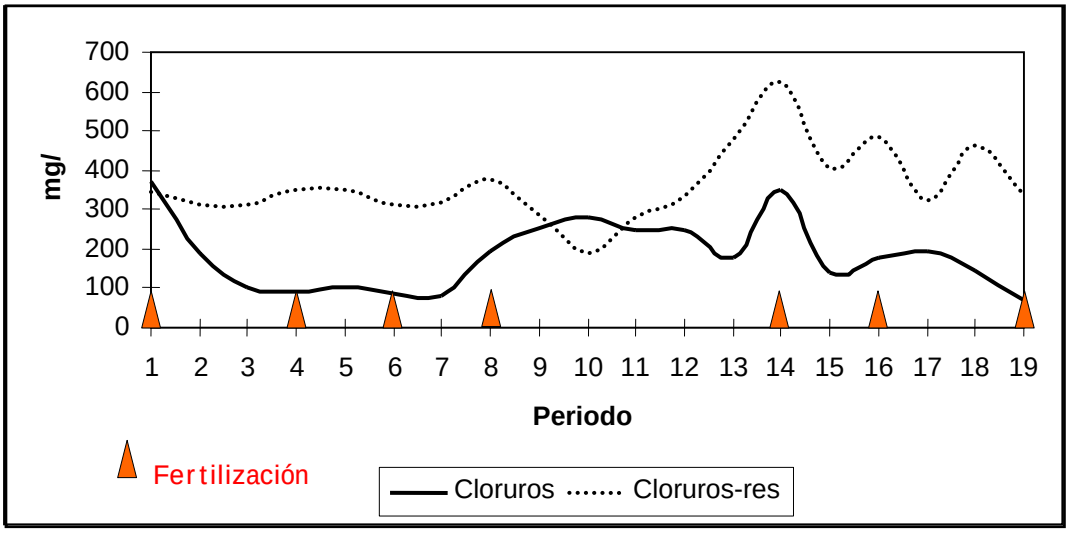


Figura 7.7. *Evolución comparada de las concentraciones de ion cloruro en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea y con agua residual*

En lo que se refiere a los sulfatos (figura 7.8), el comportamiento es similar en conjunto en ambos casos, al menos en el orden de magnitud de las concentraciones, lo cual es lógico ya que las fertilizaciones son las mismas y los contenidos de sulfatos en las aguas de riego son semejantes, aunque ligeramente superior en las aguas residuales.

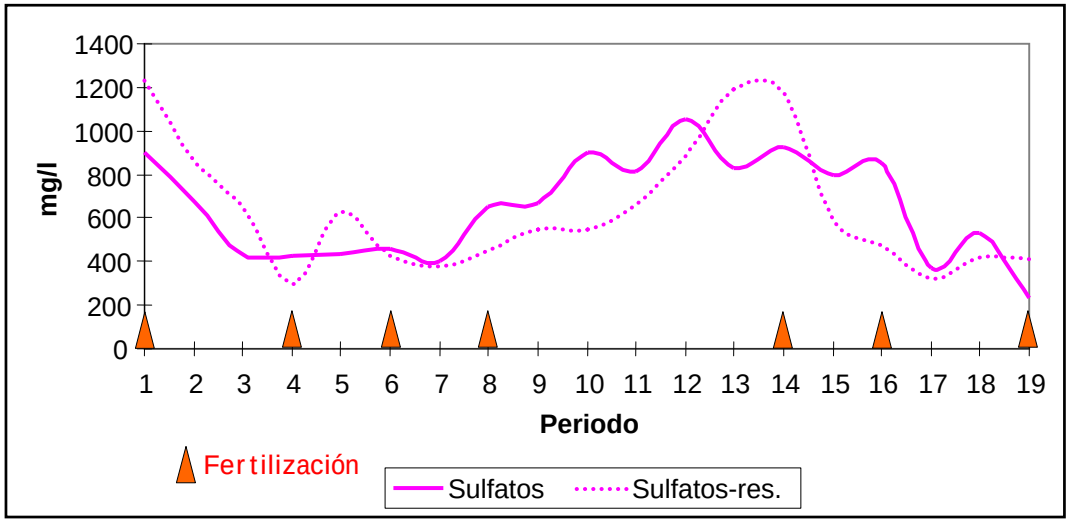


Figura 7.8. *Evolución comparada de las concentraciones de ion sulfato en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea y con agua residual*

En cuanto a los nitratos (figura 7.9), se aprecia un notable paralelismo en las curvas de evolución que, con alguna excepción puntual relacionada con periodos de crecimiento de hierbas en los lisímetros (lo que consume grandes cantidades de nitrógeno), pone de manifiesto que en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua residual la concentración de nitratos es normalmente superior, llegando, a veces, a duplicar a la concentración obtenida en los lisímetros regados con agua subterránea.

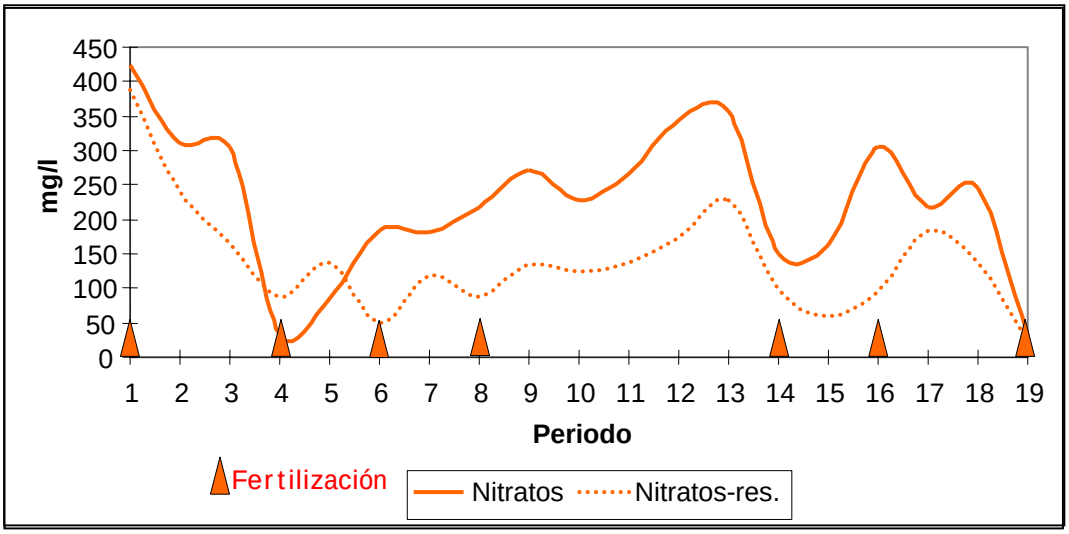


Figura 7.9. *Evolución comparada de las concentraciones de ion nitrato en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea y con agua residual*

Este hecho es particularmente interesante si se tiene en cuenta que las concentraciones medias de nitrato son de 82.7 mg/l en el agua subterránea y de 26.5 mg/l en el agua residual. Esto significa que parte del amonio (4.8 mg/l de media) presente en el agua residual se habrá oxidado a nitrato y también que parte del nitrógeno orgánico se habrá mineralizado, lo que está de acuerdo con las observaciones de Esteller (1994) que apunta que el agua residual de percolación profunda incrementa su contenido en nitratos en más del 1000%.

Las figuras 7.10 y 7.11 muestran, respectivamente, las evoluciones comparadas de los iones nitrato y sulfato en los lisímetros regados agua residual, con diferenciación de los que son fertilizados y los que no lo son. En ambos casos, las concentraciones son superiores en los lisímetros que reciben fertilizantes, sobre todo para los nitratos, cuya concentración suele ser superior a 300 mg/l.

En la tabla 7.5 se presentan las concentraciones medias de cloruros, sulfatos y nitratos en el agua de riego, en la suma del agua de riego y de lluvia, y en las aguas de drenaje. Esta tabla sintetiza las principales conclusiones que se pueden extraer del comportamiento de estos iones.

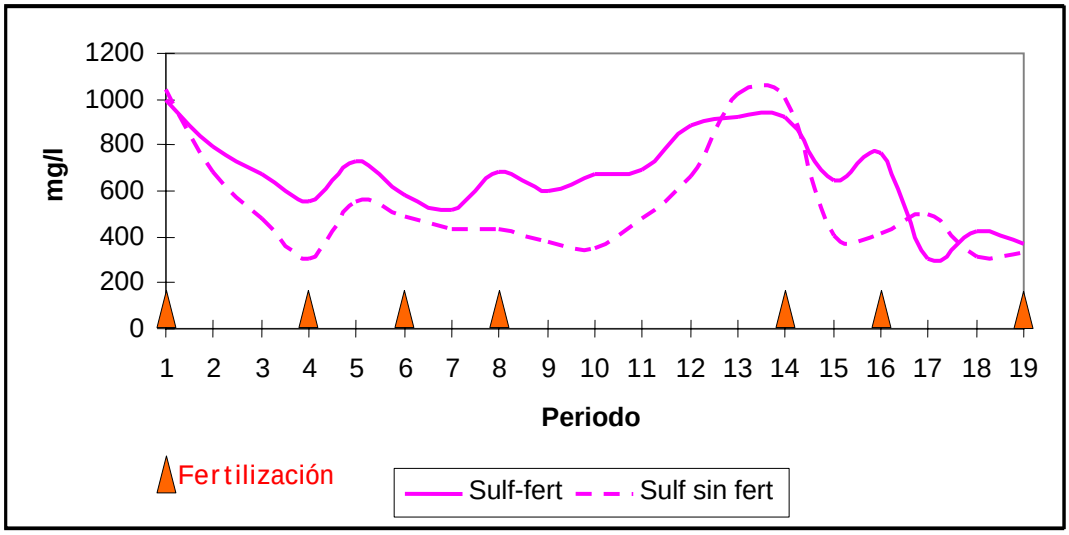


Figura 7.10. *Concentración media de sulfatos en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua residual*

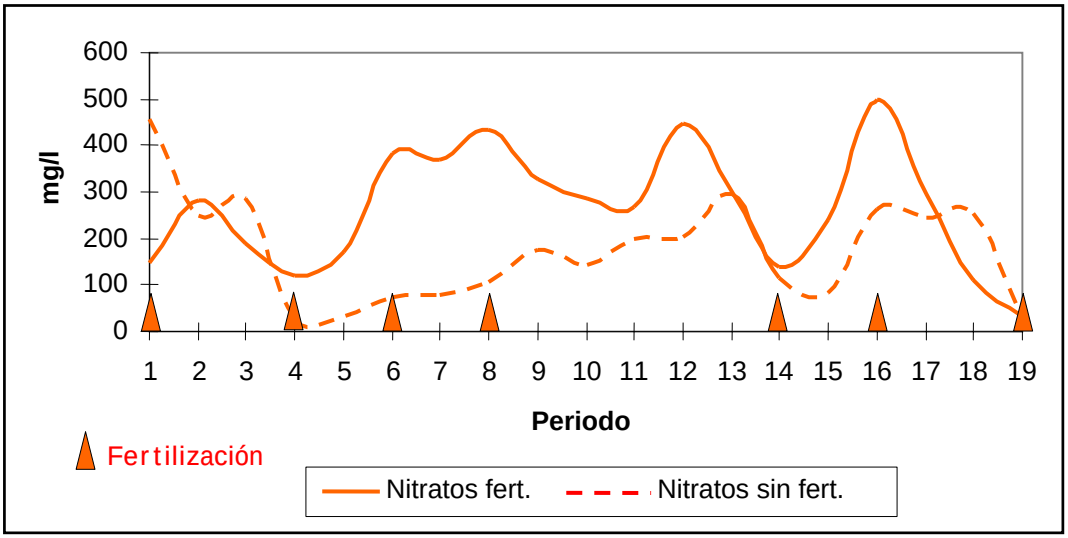


Figura 7.11. *Concentración media de nitratos en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea*

En el caso del riego con agua subterránea, las concentraciones del agua de drenaje son notablemente superiores a las de entrada, especialmente en los lisímetros fertilizados, en los que prácticamente son el doble de las concentraciones de entrada. En el caso del riego con agua residual, el mayor incremento se registra para los nitratos, incluso cuando no se fertiliza, y, en menor medida, los sulfatos.

En conclusión, las aguas de infiltración se encuentran fuertemente enriquecidas en los aniones mayoritarios, y especialmente cuando se aplican fertilizantes y cuando se riega con agua residual, de manera que sería necesario tener en consideración los posible efectos contaminantes del riego con aguas residuales y de la aplicación de fertilizantes, para establecer unas prácticas agrarias más

respetuosas con el medio ambiente y, concretamente, menos agresivas hacia la calidad de las aguas subterráneas.

Tabla 7.5. *Cuadro - resumen de las concentraciones medias de cloruros, sulfatos y nitratos en el agua de riego, en la suma del agua de riego y de lluvia, y en las aguas de drenaje*

	Cloruros (mg/l)	Sulfatos (mg/l)	Nitratos (mg/l)
Agua subterránea	74	457	83
Agua total de entrada	50	154	52
Aguas de drenaje:			
Sin fertilización	137	575	134
Con fertilización	195	800	152
Agua residual	320	546	27
Agua total de entrada	212	192	
Aguas de drenaje:			
Sin fertilización	268	541	175
Con fertilización	415	670	265

7.4.2. Evolución de los iones calcio, magnesio, sodio y potasio

La migración de los cationes del agua que entra en los lisímetros debe estar muy condicionada por procesos de transferencia de masas, especialmente los debidos a mecanismos de adsorción, singularmente los procesos de cambio iónico, y a reacciones de precipitación – disolución. Los aportes de potasio por fertilización y la actividad radicular, en los lisímetros que existe vegetación, añaden complejidad a estos procesos.

En la figura 7.12. se ha representado la evolución media de las concentraciones de los cuatro cationes en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea.

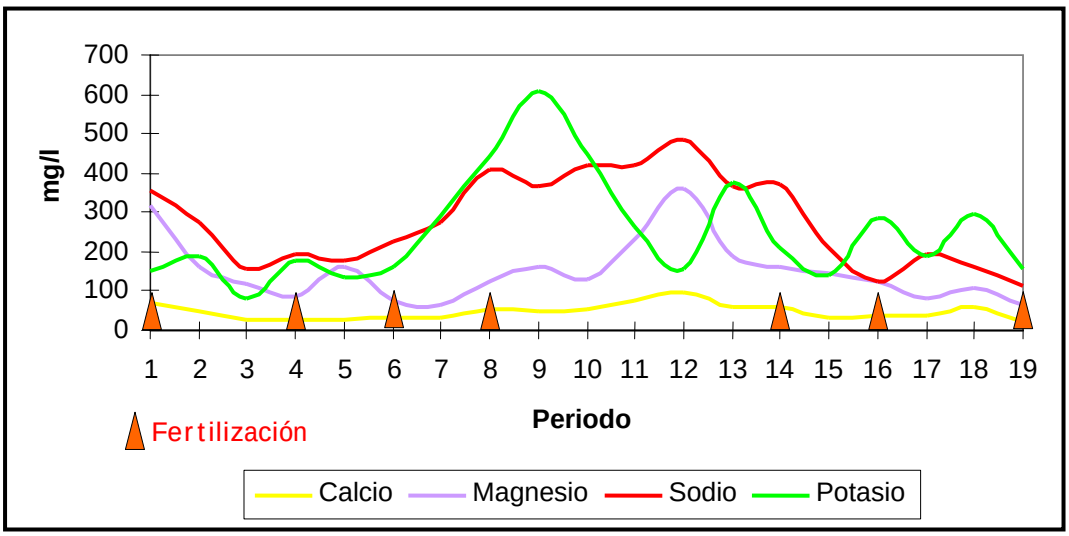


Figura 7.12. *Concentración media de los cationes calcio, magnesio, sodio y potasio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea*

En general, estas concentraciones medias son superiores a las concentraciones del agua de entrada (tabla 7.6), especialmente las de sodio y potasio, que no parecen justificarse exclusivamente por el incremento debido a los procesos de concentración por evaporación o evapotranspiración, sino que deben estar relacionadas con procesos químicos que ocurren en la interacción agua suelo. En el caso del potasio, además, hay que tener en consideración que este catión se aplica con los fertilizantes.

Tabla 7.6. *Concentración media del agua de riego y de las aguas de drenaje*

mg/l	Agua riego	Agua drenaje
Calcio	124.2	146
Magnesio	31.1	50.4
Sodio	44.8	275
Potasio	2.1	248

En las figuras 7.13 a 7.16 se muestra la evolución de cada uno de estos iones, con diferenciación de los lisímetros fertilizados y los que no se fertilizan.

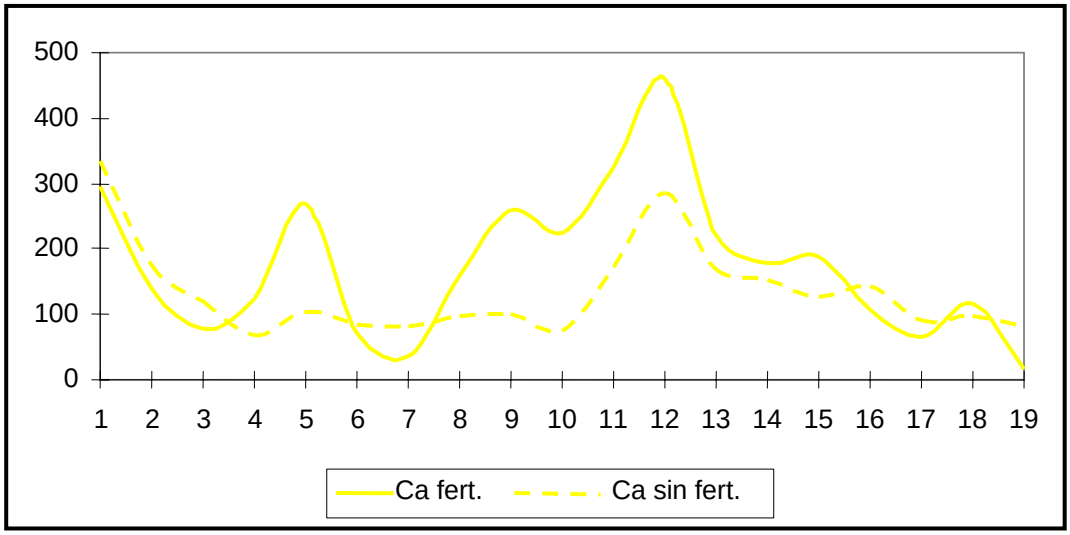


Figura 7.13. *Concentración media de calcio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea*

En primera aproximación, la tendencia evolutiva es similar en todos los casos, aunque se aprecian algunas diferencias de comportamiento que pueden estar relacionadas con la propia variabilidad del régimen de flujo en cada lisímetro.

El rasgo más llamativo es, sin duda, que las concentraciones de potasio son eventualmente más elevadas en las aguas de drenaje de los lisímetros no fertilizados, en los que la masa de entrada es sensiblemente inferior, lo que hace pensar en la posibilidad de que se produzca liberación del potasio que previamente había sido fijado en las arcillas.

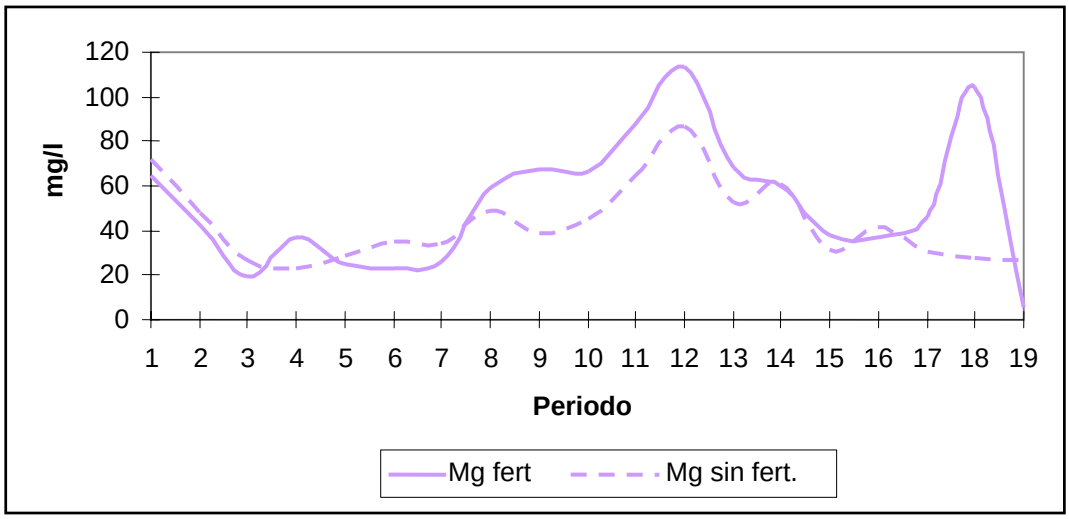


Figura 7.14. *Concentración media de magnesio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea*

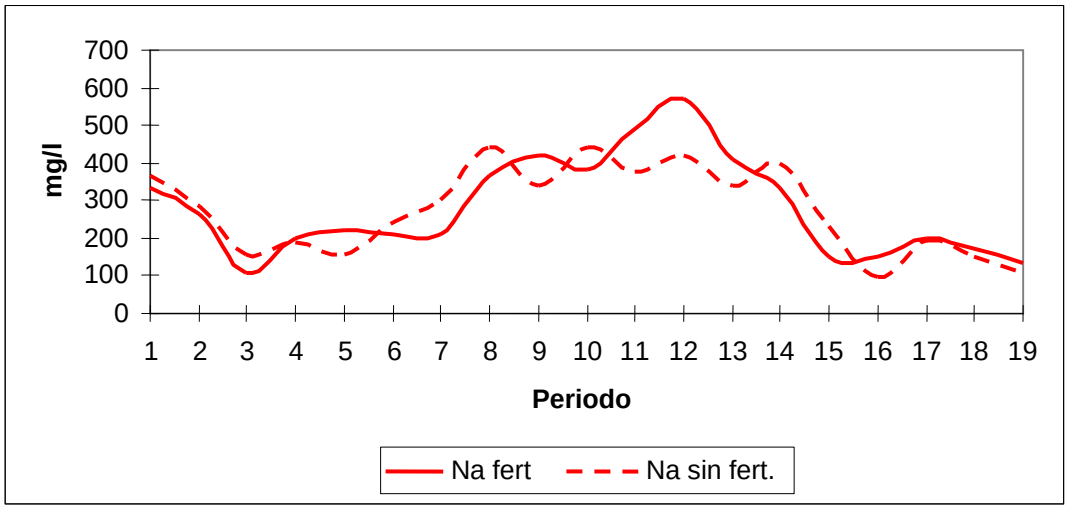


Figura 7.15. *Concentración media de sodio en el agua de los lisímetros regados con agua subterránea*

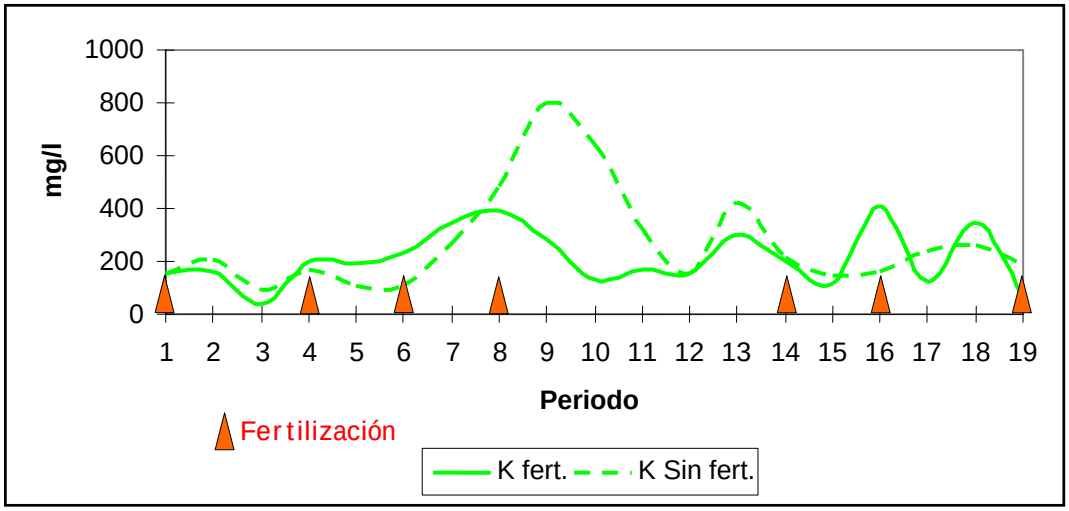


Figura 7.16. *Concentración media de potasio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea*

En la figura 7.17 se muestra la evolución de la concentración media de los cationes calcio, magnesio, sodio y potasio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua residual, y se observan notables diferencias de comportamiento respecto a la evolución equivalente cuando se riega con agua subterránea. Estas diferencias se observan mejor en las figuras 7.18 a 7.21, en las que se comparan las evoluciones de cada ion para ambos tipos de agua de riego.

Para los iones calcio y magnesio, las concentraciones son superiores en los lisímetros regados con agua residual, pero no siempre ocurre así con el sodio y el potasio cuyos máximos de concentración, coincidentes con los periodos de mayor drenaje, corresponden a los lisímetros regados con agua subterránea.

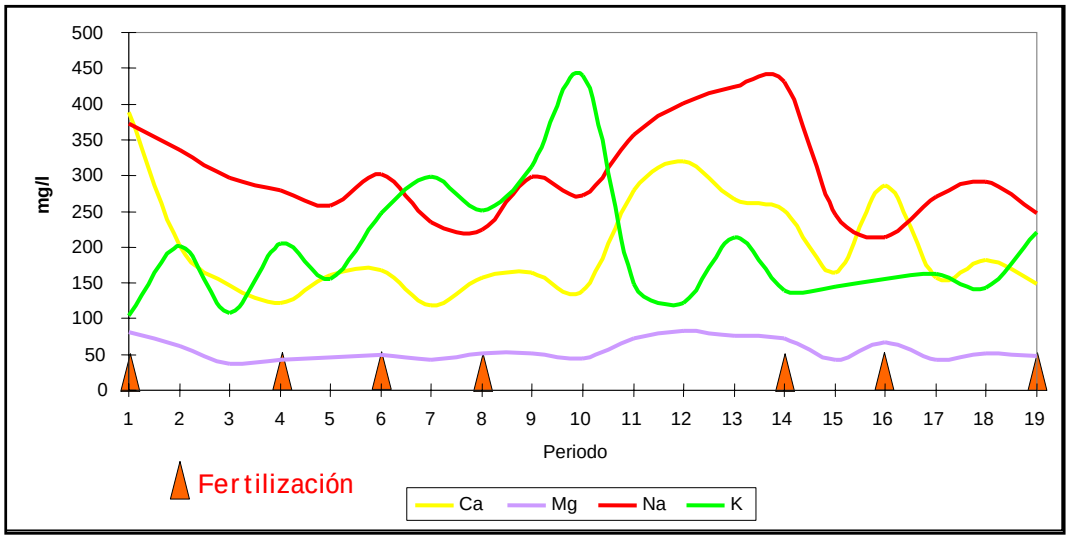


Figura 7.17. *Concentración media de los cationes calcio, magnesio, sodio y potasio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua residual*

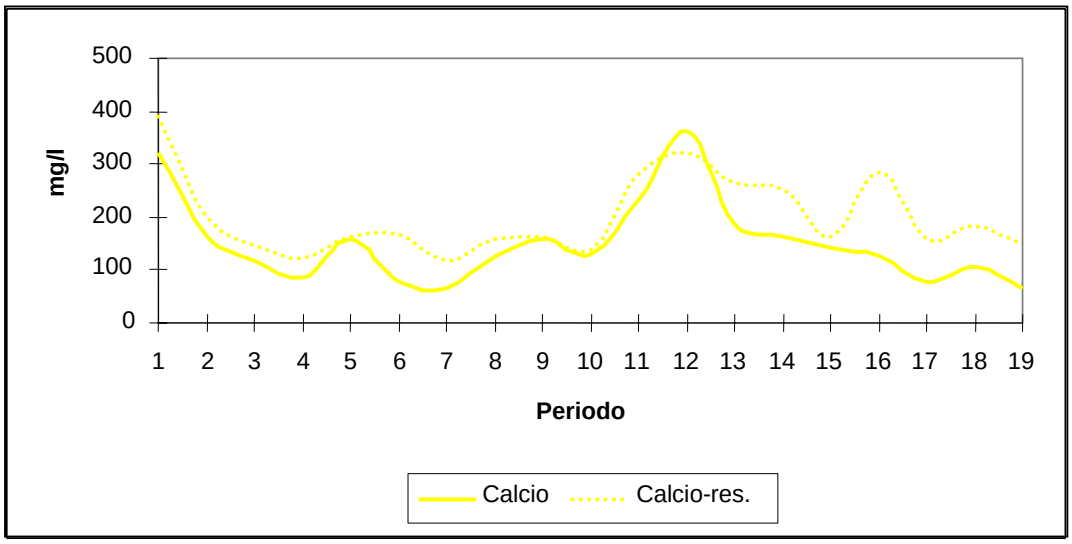


Figura 7.18. *Evolución comparada de las concentraciones de ion calcio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea y con agua residual*

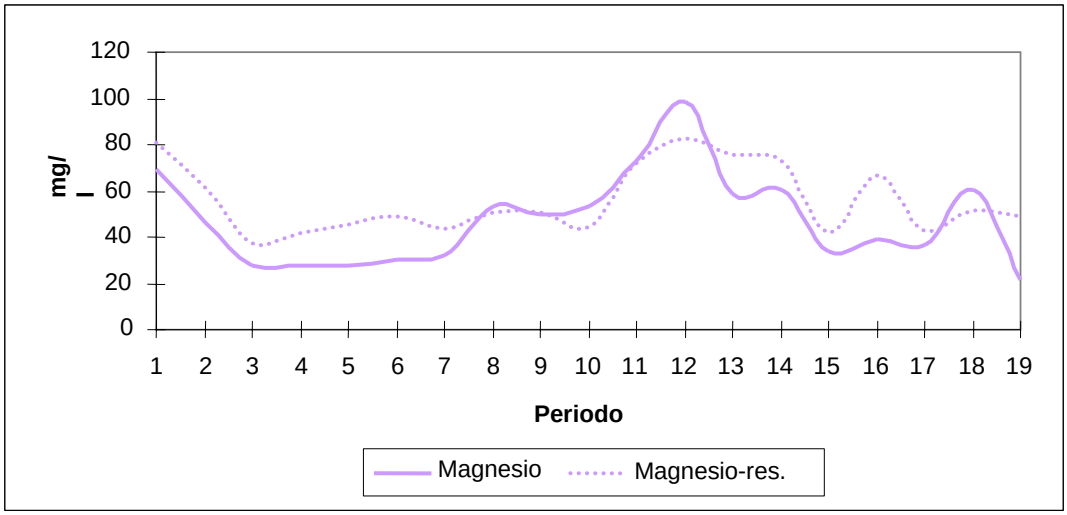


Figura 7.19. *Evolución comparada de las concentraciones de ion magnesio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea y con agua residual*

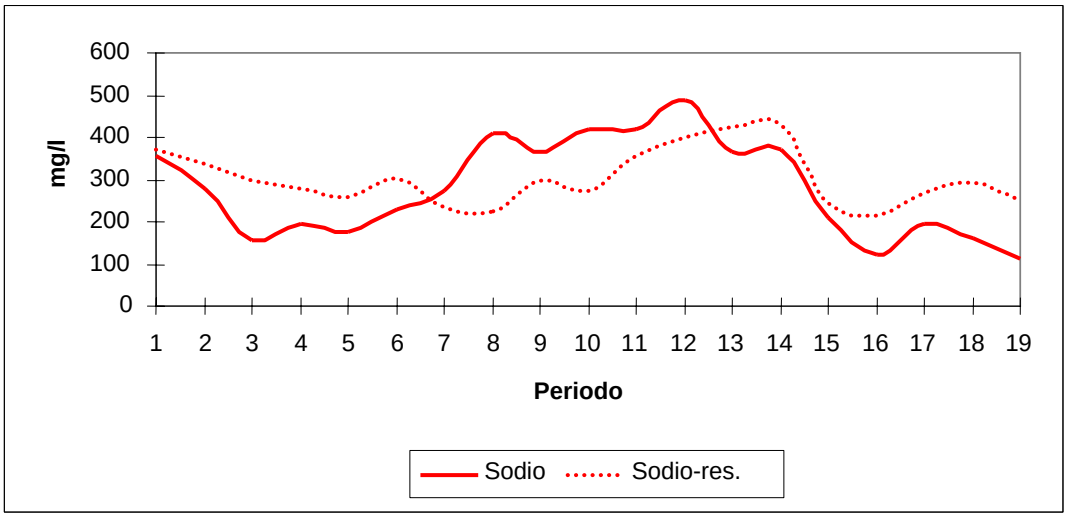


Figura 7.20. *Evolución comparada de las concentraciones de ion sodio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea y con agua residual*

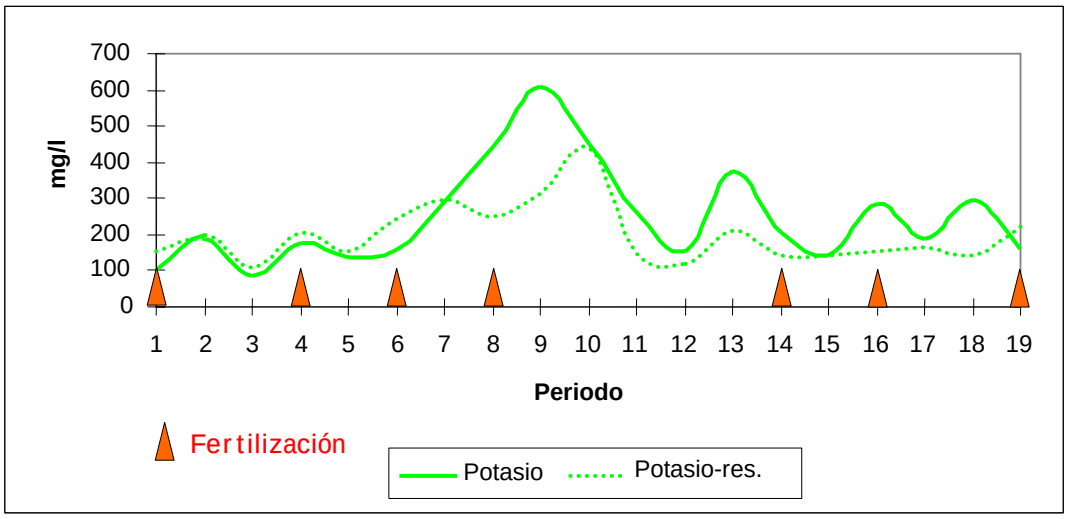


Figura 7.21. *Evolución comparada de las concentraciones de ion potasio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua subterránea y con agua residual*

Finalmente, en las figuras 7.22 a 7.25 se muestra la evolución de la concentración en los lisímetros regados con agua residual, con diferenciación entre los lisímetros fertilizados y los lisímetros sin fertilización química. El hecho más destacable es que las diferencias de concentración sólo son notables al final del periodo de riegos, mientras que se igualan sensiblemente durante el invierno.

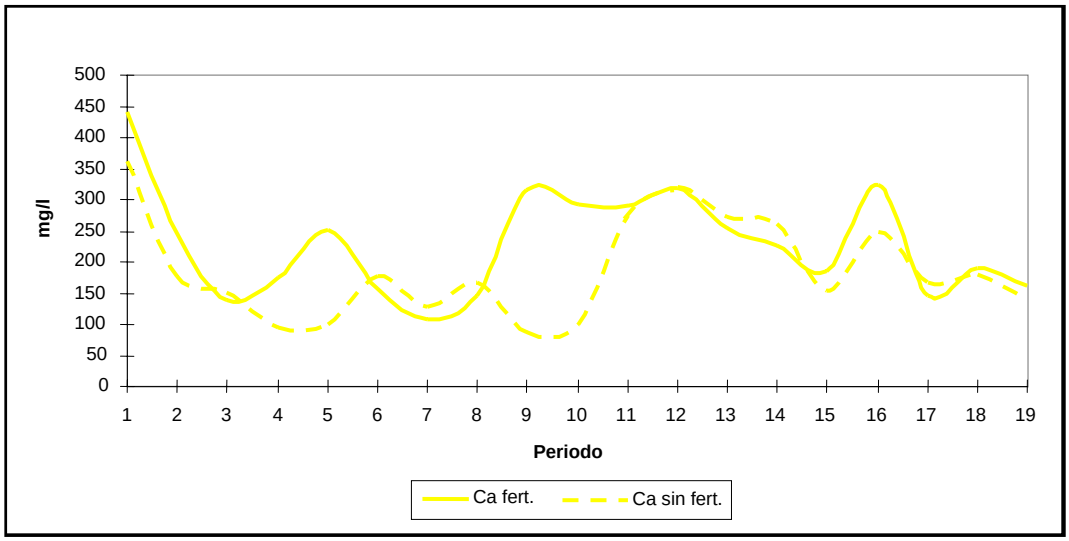


Figura 7.22. *Concentración media de calcio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua residual*

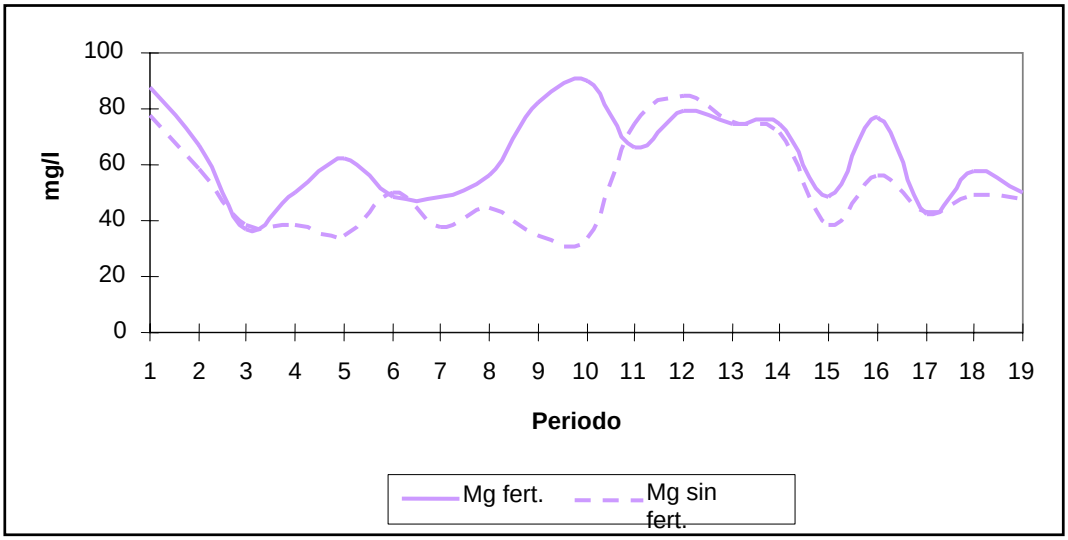


Figura 7.23. *Concentración media de magnesio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua residual*

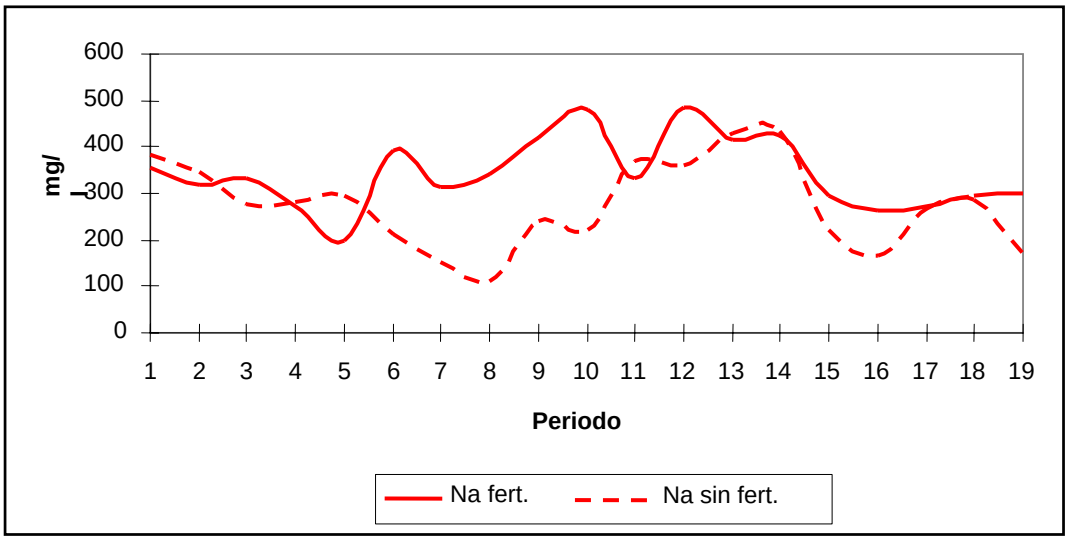


Figura 7.24. *Concentración media de sodio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua residual*

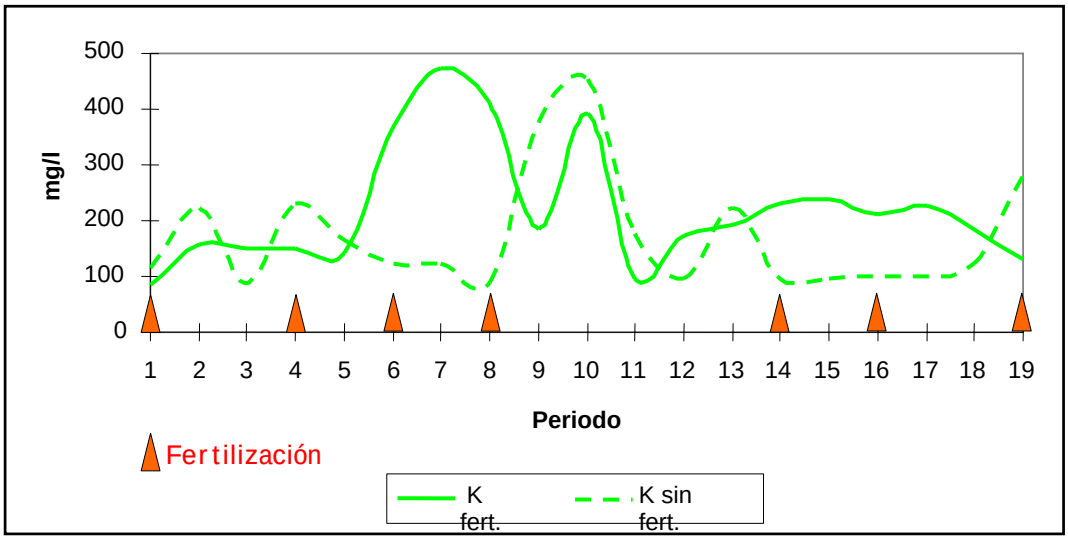


Figura 7.25. *Concentración media de potasio en las aguas de drenaje de los lisímetros regados con agua residual*

En la tabla 7.7, se presentan las concentraciones medias de calcio, magnesio, sodio y potasio en los dos tipos de agua de riego, residual y subterránea, las concentraciones medias del agua media de entrada, en las que se ha considerado el aporte del agua de lluvia, y las concentraciones medias del agua de drenaje, que se han diferenciado para cada tipo de riego en lisímetros fertilizados y lisímetros sin fertilizar.

Esta tabla sintetiza las principales conclusiones que se extraen del comportamiento de estos cationes.

Tabla 7.7. *Concentraciones medias de calcio, magnesio, sodio y potasio de las aguas de riego, del agua de entrada, considerando la precipitación, y el agua de drenaje de los lisímetros fertilizados y sin fertilizar de cada tipo de riego.*

	Sodio (mg/l)	Calcio (mg/l)	Magnesio (mg/l)	Potasio (mg/l)
Agua subterránea	45	124	31	2.1
Agua total de entrada	35	85	21	1.4
Aguas de drenaje:				
Sin fertilización	275	134	43	270
Con fertilización	283	178	53	210
Agua residual	168	155	44	19
Agua total de entrada	116	106	29	12
Aguas de drenaje:				
Sin fertilización	282	188	52	172
Con fertilización	335	230	63	221

En lo que respecta al riego con agua subterránea, las concentraciones de calcio y magnesio aumentan discretamente en las aguas de drenaje respecto a las del agua de riego, pero en mayor medida si se comparan con la concentración media total de las entradas, es decir, agua de riego más agua de lluvia. Este incremento es espectacular en el caso del sodio y, sobre todo, del potasio, lo que hace pensar en el que el drenaje genera lavado de estos dos cationes.

El comportamiento en el caso del riego con agua residual no difiere excesivamente, aunque el incremento de sodio parece relativamente menor y, sobre todo, de potasio. Estas diferencias sugieren que los posibles procesos de transferencia de masas, probablemente cambio iónico, son de distinta intensidad en función de las concentraciones relativas de los iones en el agua de entrada al lisímetro y en el suelo.

En cualquier caso, también se pone claramente de manifiesto que el riego con aguas residuales genera aguas de drenaje con concentraciones iónicas más elevadas que con el riego con agua subterránea y que estos incrementos son mayores cuando, además, se fertiliza. Estos resultados son cualitativamente semejantes a los obtenidos para los aniones, de manera que se puede afirmar que el riego con aguas residuales y la utilización de fertilizantes contribuyen a incrementar sensiblemente la salinidad de las aguas de drenaje y, por tanto, la salinidad de las aguas del acuífero.

Esta conclusión ya fue puesta de manifiesto por Esteller (1994) mediante el análisis de muestras de agua intersticial recogida mediante cápsulas de succión en una parcela experimental situada junto a la actual estación lisimétrica. Sin embargo, esos resultados fueron solamente aproximativos ya que no fue posible cuantificar la tasa de infiltración generada por el riego y, por tanto, el reparto de masas y el agua de drenaje y el sistema, entendido como la suma de la retención por el suelo (cambio iónico, precipitación) y la absorción radicular.

7.5. BALANCE DE MASAS

Como se ha visto en el epígrafe anterior, las concentraciones iónicas medias de las aguas de drenaje son notablemente superiores a las correspondientes a las aguas de riego y, por supuesto, a las concentraciones medias teóricas correspondientes a la suma del agua de riego y del agua de lluvia. Sin duda, el factor más determinante de este incremento de las concentraciones es la evapotranspiración, que supone concentración del agua de infiltración, pero existen otros factores que pueden condicionar el comportamiento de los distintos iones, como pueden ser los procesos de transferencia de masas entre el agua y el suelo y la absorción selectiva, entre otros.

Con objeto de conocer la influencia de las condiciones impuestas en cada lisímetro sobre el comportamiento de los diferentes iones, se han realizado unas gráficas en las que se representan las masas iónicas acumuladas. Estas masas acumuladas se han calculado por diferencia entre las entradas y las salidas de cada ion, por lo que las curvas resultantes representan la masa de cada ion que, en primera aproximación, o bien está en el agua y/o suelo del lisímetro o bien ha sido absorbida por las plantas.

Convienen recordar que en estas figuras se ha incluido el lisímetro 15, que sólo recibe agua de lluvia y, por tanto, las masas acumuladas o lixiviadas son despreciables comparadas a las del resto de lisímetros.

Asimismo, no se han considerado el lisímetro 1, que ha cambiado de condiciones a lo largo del periodo de estudio, y el lisímetro 17, que ha estado en saturación y, por tanto, no tiene drenaje.

7.5.1. Masas acumuladas de cloruros

En la figura 7.26. se representan las masas acumuladas de cloruro en los lisímetros que se riegan con agua subterránea, cuya concentración media de cloruro en el agua de riego es de 73.5 mg/l. Durante la primera campaña de riegos, en la que el drenaje fue relativamente bajo, los cloruros se acumulan en los lisímetros de forma lineal y en cantidades muy similares en todos los casos. Al final del verano y durante el periodo invernal se produce un lavado de los cloruros debido a que los últimos riegos efectuados en 1998 y las lluvias invernales provocan la salida del agua que se había almacenado en los lisímetros. Este lavado tiene una intensidad diferente en función de las características específicas del flujo de cada lisímetro, pero se puede destacar el comportamiento de dos lisímetros, el nº 16, que es el lisímetro en el que permanentemente se ha mantenido el desarrollo de hierbas, en el que no existe lavado de cloruros, y el nº 13, en el que el lavado fue de mayor intensidad. Este comportamiento difiere notablemente del resto de lisímetros, que deberá justificarse por las condiciones específicas impuestas de riego con aplicación de fertilizantes y ausencia de vegetación, aunque estas condiciones son similares a las del lisímetro 9, en el que el lavado es menor.

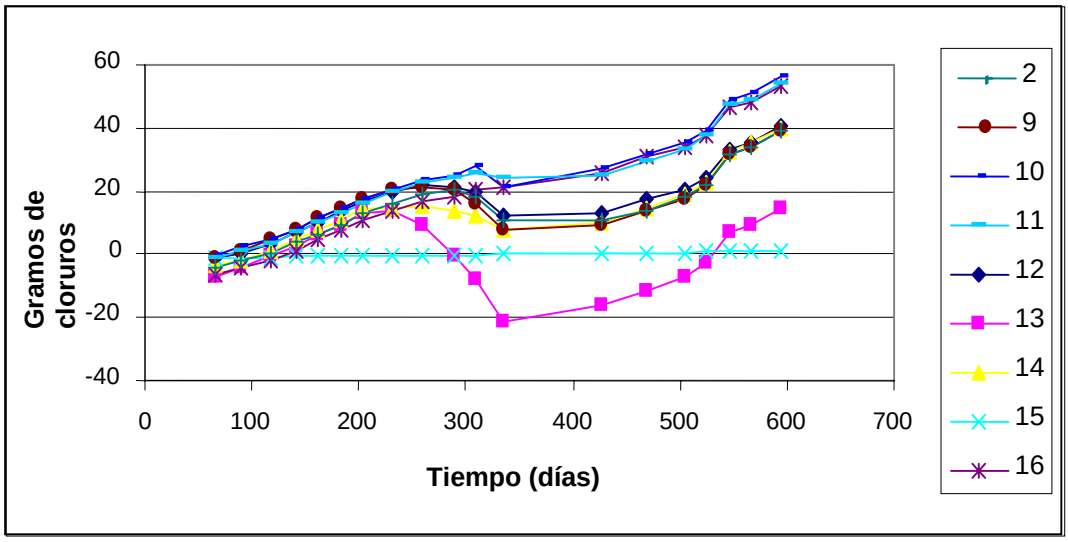


Figura 7.26. *Balance acumulado de cloruros en los lisímetros regados con agua subterránea*

Con el comienzo de la segunda campaña de riegos las curvas vuelven a ser ascendentes y con pautas semejantes en todos los casos. Al final del periodo de observación las diferencias de masas acumuladas están condicionadas por la intensidad del lavado invernal.

En la tabla 7.8. se resumen las entradas y salidas de cloruro a lo largo de todo el periodo de estudio en los lisímetros regados con agua subterránea, así como el porcentaje de masa lixiviada.

Tabla 7.8. *Entradas y salidas de cloruro en los lisímetros regados con agua subterránea*

Lisímetro	Entrada Cl (gr)	Salida Cl (gr)	% lixiviado
2	70,64	31,43	44,49
9	269,14	121,36	45,09
10	70,64	14,66	20,75
11	70,64	16,72	23,67
12	70,64	30,10	42,61
13	70,64	56,52	80,01
14	70,64	30,64	43,37
15	3,23	2,01	62,24
16	70,64	17,35	24,56

En los lisímetros 2, 9, 12 y 14 el porcentaje de cloruros lixiviado ha sido del 42-45%, que puede considerarse como la media más representativa. Sin embargo, se observan importantes desviaciones, como ocurre en los lisímetros 10 y 11, en los que existen cítricos y no se aplican fertilizantes. En estos casos, el porcentaje de lixiviación se ha reducido a poco más del 20%, es decir, a la mitad del resto de los lisímetros, y es del mismo orden que el obtenido en el lisímetro 16, en el que existen hierbas de manera continua. Probablemente, parte del cloruro pueda ser absorbido por las raíces, pero también coincide que en estos lisímetros, en los que existe actividad radicular pero no reciben fertilizantes, la evapotranspiración es

más intensa y, por consiguiente, el drenaje está más limitado. Probablemente, la explicación a este comportamiento pueda ser que el déficit de fertilizantes provoca el incremento de la absorción de agua para tender hacia un equilibrio iónico entre el suelo y la planta. Realmente, cuando la planta no satisface sus necesidades de nutrientes a través del floema, tiende a absorber mayor cantidad de agua, que vehiculiza preferentemente a través del xilema. Este efecto es de particular interés y será invocado más adelante para justificar el comportamiento de otros iones y, especialmente, para diferenciar los procesos que están condicionados por la presencia de vegetación y por la fertilización.

En la figura 7.27 se han representado las masas acumuladas de cloruro en los lisímetros que se riegan con agua residual.

El comportamiento es muy similar en todos los casos, con una escasa fracción de lavado en el periodo invernal. Los porcentajes de lixiviación (tabla 7.9) están comprendidos entre el 10 y el 20%, sensiblemente inferiores a los encontrados en los lisímetros regados con agua subterránea, ya que la masa drenada es similar en ambos casos, pero las entradas son muy superiores.

También en este caso, las menores salidas se encuentran en los lisímetros con cítrico no fertilizados (nº 7 y 8), en los que apenas superan el 10%.

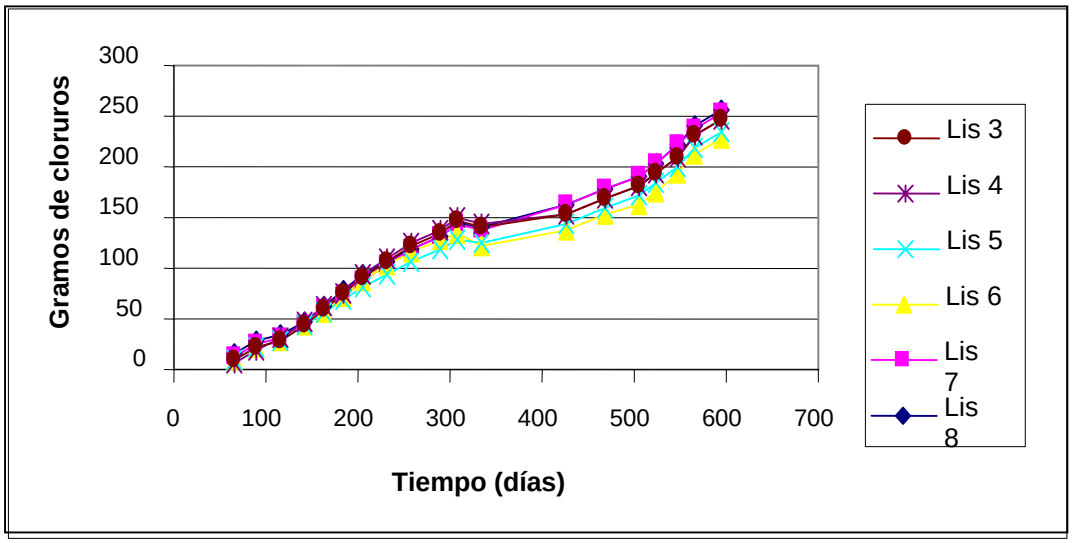


Figura 7.27. *Balance acumulado de cloruros en los lisímetros regados con agua residual*

Tabla 7.9. *Entradas y salidas de cloruro en los lisímetros regados con agua residual*

Lisímetro	Entrada Cl (gr)	Salida Cl (gr)	% lixiviado
3	286,89	40,50	14,12
4	286,89	39,87	13,90
5	286,89	51,33	17,89
6	286,89	59,80	20,84
7	286,89	33,17	11,56
8	286,89	30,49	10,63

En la figura 7.28 se muestra la evolución comparada en todos los lisímetros, y se aprecia claramente que el riego con agua residual provoca la acumulación de cloruros en el medio y, por tanto, mayor salinización del suelo, cuyo lavado es escaso, al menos en las condiciones climáticas del periodo de estudio.

Cuando los lisímetros tienen un grado de saturación intermedio, la cantidad de agua almacenada puede estimarse en torno a 300 litros. Si se considera que al final del periodo de estudio los cloruros acumulados están homogéneamente distribuidos en el lisímetro, la concentración media del agua intersticial sería de 814 mg/l en los lisímetros regados con agua residual y de 157 mg/ en los regados con agua subterránea, que son valores coherentes con los máximos de concentración encontrados en las aguas de drenaje. Al margen de la representatividad de estos valores medios, parece incuestionable que el riego con agua residual genera infiltración notablemente más salina y que, eventualmente, puede dar lugar a salinización de los suelos, sobre todo si el régimen de lluvias es bajo.

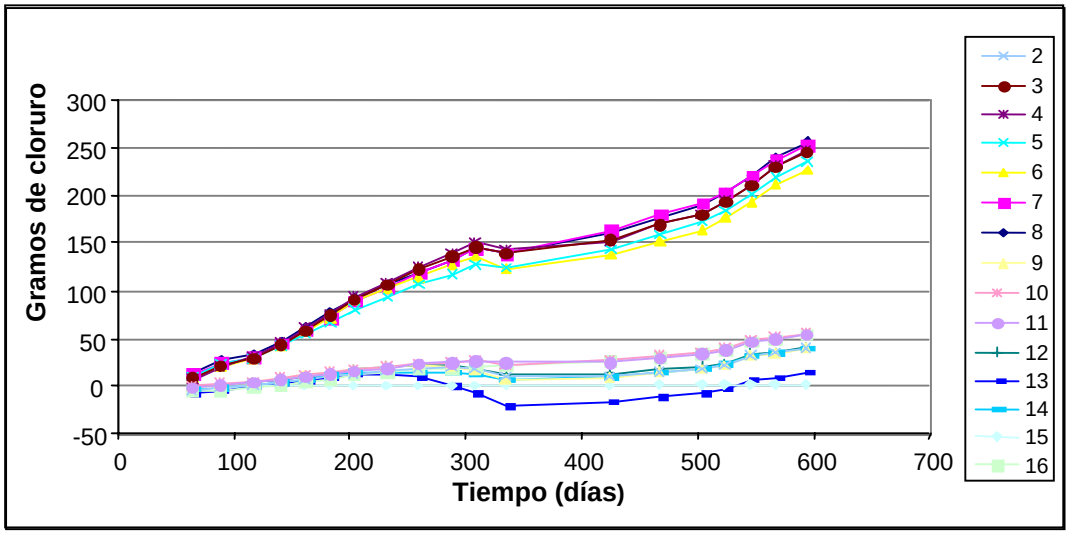


Figura 7.28. *Balance acumulado de cloruros en todos los lisímetros*

7.5.2. Masas acumuladas de sulfatos

En la figura 7.29 se representan las masas acumuladas de sulfato en los lisímetros que se riegan con agua subterránea. Se distinguen claramente dos grupos de lisímetros: por una parte los lisímetros nº 9, 12 y 13, que se han fertilizado, y en los que se aprecia claramente el incremento acumulado con una fase intermedia de lavado, y por otra parte el resto de los lisímetros, que no reciben fertilización química. Entre estos lisímetros sin fertilizar hay dos que se comportan de manera especial, como son el nº 15, que no se riega, y el nº 16, con hierbas, en el que no se produce lavado durante el periodo invernal debido a la evapotranspiración que sufre este lisímetro en este periodo.

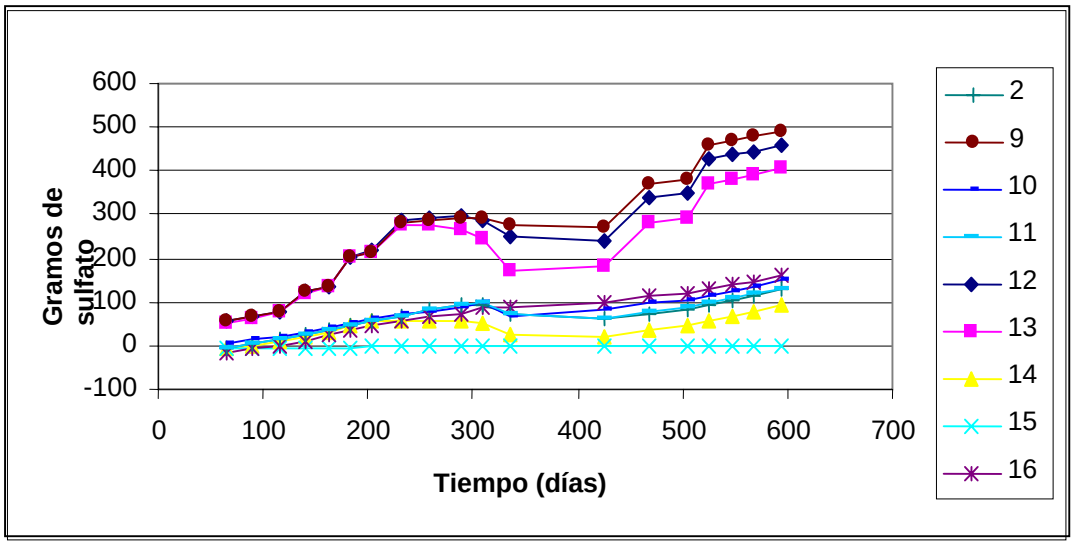


Figura 7.29. *Balance acumulado de sulfatos en los lisímetros regados con agua subterránea*

En la tabla 7.10. se indican las masas de sulfato que se han introducido en cada lisímetro, las masas que han salido en el agua de drenaje y el porcentaje de sulfato lixiviado en cada caso. Los menores porcentajes de lixiviación se encuentran para los lisímetros 9 y 12 y están comprendidos entre el 15 y 20%, mientras que para el resto de lisímetros es del orden del 30-40%, con la excepción del lisímetro 15.

La lixiviación en el lisímetro 13 es ligeramente menor a la de los lisímetros con condiciones semejantes, como ocurriera con los cloruros, aunque, en este caso, las diferencias son sensiblemente menores.

Tabla 7.10. *Entradas y salidas de sulfato en los lisímetros regados con agua subterránea*

Lisímetro	Entradas SO_4^{2-} (g)	Salidas SO_4^{2-} (g)	% Lixiviado
2	216,88	89,28	41,16
9	2193,92	318,00	14,54
10	216,88	67,89	31,31
11	216,88	84,66	39,04
12	575,83	117,87	20,47
13	575,83	171,19	29,73
14	216,88	125,07	57,67
15	8,27	7,91	95,66
16	216,88	56,59	26,09

En la figura 7.30, que corresponde a la evolución en los lisímetros regados con agua residual, también se distingue claramente que las masas acumuladas son muy superiores en los lisímetros fertilizados, del orden de tres veces más que en los lisímetros sin fertilizar, además de que en estos lisímetros, sobretodo en los fertilizados, no se produce un lavado tan apreciable durante el periodo de invierno

con las precipitaciones, como el que se produce en los lisímetros regados con agua subterránea.

En la tabla 7.11 se cuantifican las salidas, que están comprendidas entre el 13 y el 37% de las entradas, con los menores porcentajes en los lisímetros fertilizados, como ocurre en el caso de riego con agua subterránea.

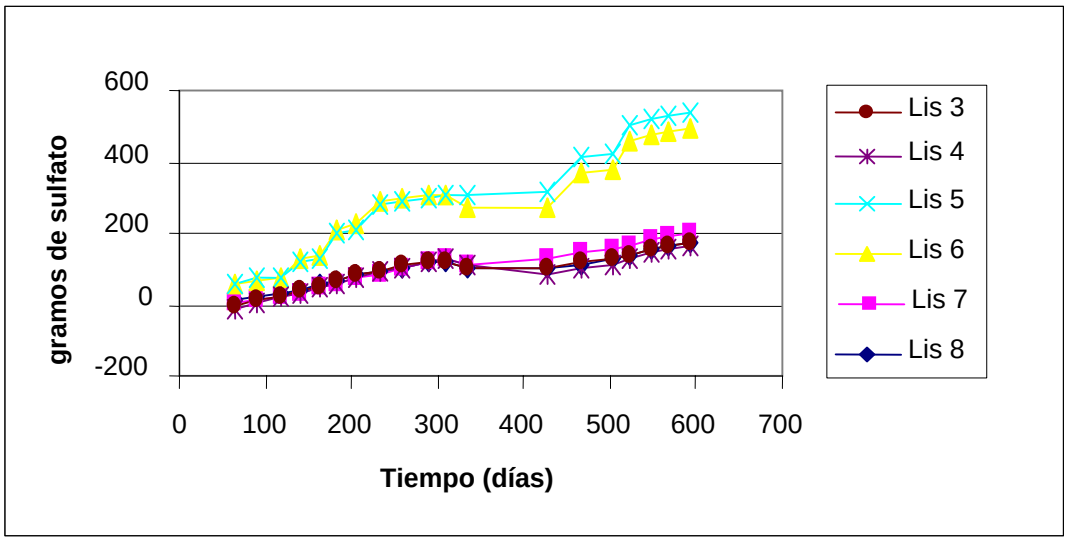


Figura 7.30. *Balance acumulado de sulfatos en los lisímetros regados con agua residual*

Tabla 7.11. *Entradas y salidas de sulfato en los lisímetros regados con agua residual*

Lisímetro	Entradas SO_4^{2-} (g)	Salidas SO_4^{2-} (g)	% Lixiviado
3	259,88	93,79	36,09
4	259,88	96,50	37,13
5	618,83	79,99	12,93
6	618,83	126,86	20,50
7	259,88	59,55	22.92
8	259,88	83,37	32,08

La evolución de las masas acumuladas de sulfato en todos los lisímetros se muestra en la figura 7.31., en la que se aprecia que independientemente del tipo de agua de riego aplicada, la mayor acumulación de sulfatos está relacionada con los fertilizantes, pero se puede apreciar también que los valores máximos de masa acumulada corresponde a los lisímetros 5 y 6, en los que se riega con agua residual.

Las concentraciones medias teóricas en el agua almacenada en los lisímetros en condiciones de saturación intermedia y en el supuesto de que la masa acumulada de sulfato se distribuyese homogéneamente son de 725 y 960 mg/l para el riego con agua subterránea y residual, respectivamente. Estas cifras son coherentes con las concentraciones medias de sulfatos en las aguas de drenaje, lo que viene a corroborar la conclusión apuntada en el epígrafe 7.4.1. en que se relacionan los elevados contenidos en sulfatos en las aguas del acuífero con la percolación

profunda de las aguas de riego. En todo caso, y aunque en ambos casos los aportes son elevados, conviene apuntar que cuando se riega con agua residual la masa de sulfatos que puede percolar es apreciablemente superior.

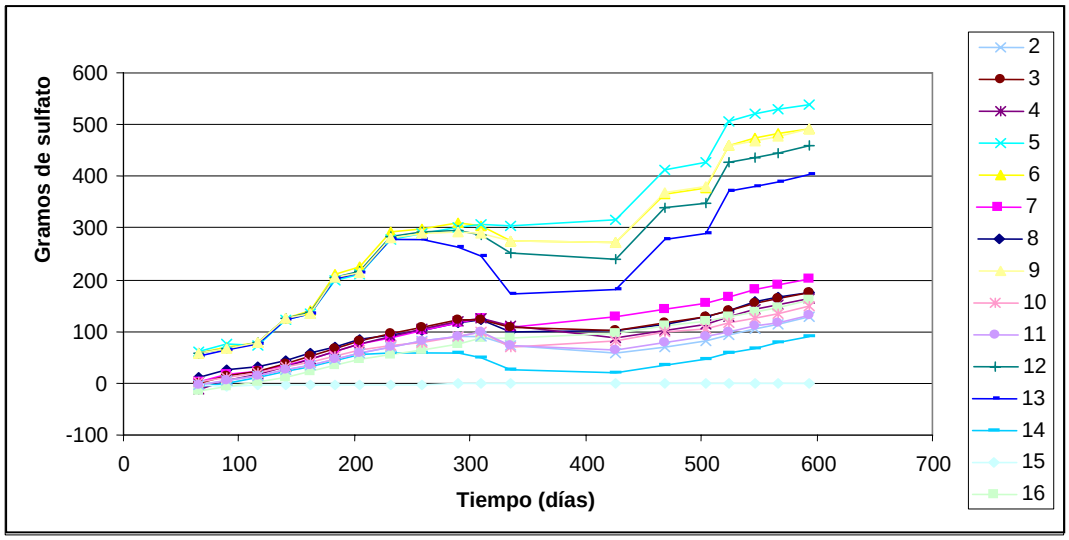


Figura 7.31. *Balance acumulado de sulfatos en todos los lisímetros*

7.5.3. Masas acumuladas de nitratos

En la figura 7.32. se representan las masas acumuladas de nitrato en los lisímetros regados con agua subterránea. En los lisímetros fertilizados la acumulación de nitratos es evidente, aunque los nitratos, en mucha mayor medida que el resto de los iones, pueden ser absorbidos por las raíces de los cítricos o, en su caso, por las hierbas.

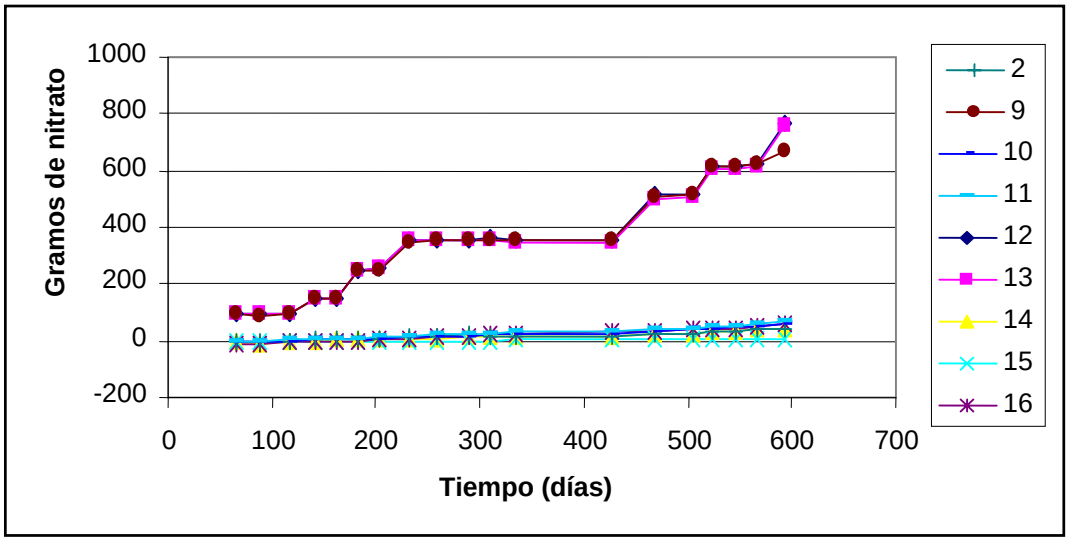


Figura 7.32. *Balance acumulado de nitratos en los lisímetros regados con agua subterránea*

Realmente, el porcentaje de nitratos lixiviado es bajo en todos los casos, especialmente en los lisímetros fertilizados, en los que no llega a alcanzar el 4% (tabla 7.12). Sin duda, los cítricos retienen parte de este nitrato, pero esto no

justifica esta baja tasa de lixiviación, ya que también en el lisímetro nº 9, en el que se fertiliza y no existen cítricos, es del orden del 3%.

Sin embargo, el mecanismo de absorción sí parece tener cierta influencia, ya que es precisamente en los lisímetros con vegetación en los que la masa total de nitrato lixiviado es más baja en términos absolutos, siendo el lisímetro 11, con cítrico y sin ninguna fertilización, el que menor salida de nitratos presenta, junto con el 15, que tiene muy pocas entradas.

Tabla 7.12. *Entradas y salidas de nitrato en los lisímetros regados con agua subterránea*

Lisímetro	Entradas NO_3^- (g)	Salidas NO_3^- (g)	% Lixiviado
2	73,64	27,78	37,72
9	2609,05	77,38	2,97
10	73,64	15,31	20,79
11	73,64	8,93	12,13
12	787,68	18,19	2,31
13	787,68	29,36	3,73
14	73,64	27,94	37,95
15	11,27	6,18	54,80
16	73,64	16,18	21,97

En la figura 7.33 se representa la evolución de las masas acumuladas de nitrato en los lisímetros regados con agua residual. Al igual que los lisímetros regados con agua de pozo, en estos lisímetros se produce una fuerte acumulación de nitrato en los lisímetros fertilizados, mientras que para los no fertilizados la masa acumulada es muy inferior.

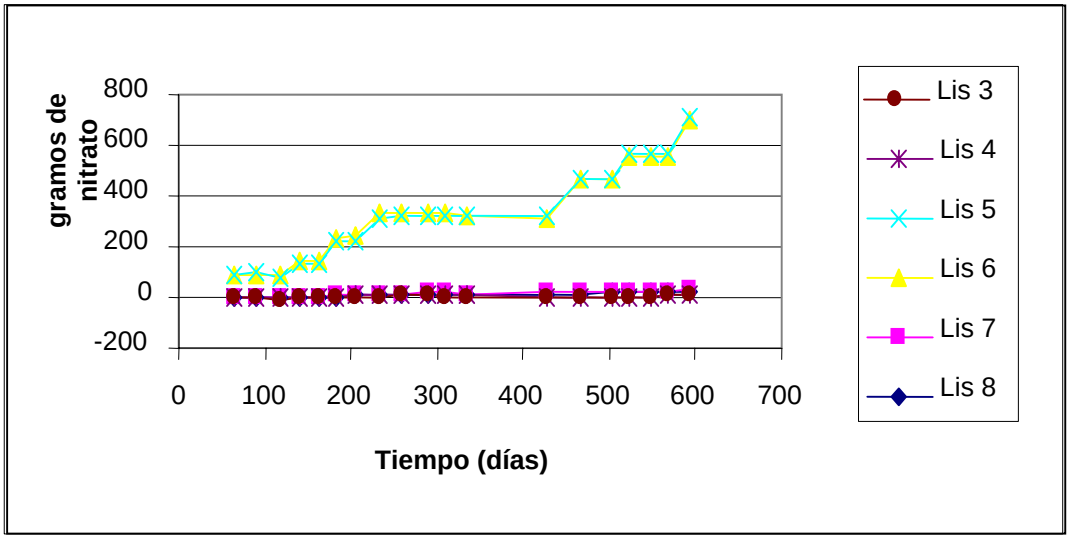


Figura 7.33. *Balance acumulado de nitratos en los lisímetros regados con agua residual*

En cualquier caso, y tal como se aprecia en la figura 7.34, con el balance del nitrato en todos los lisímetros, la principal diferencia de comportamiento respecto a los iones sulfatos y cloruro es que en los meses invernales no se aprecia disminución significativa de la masa acumulada.

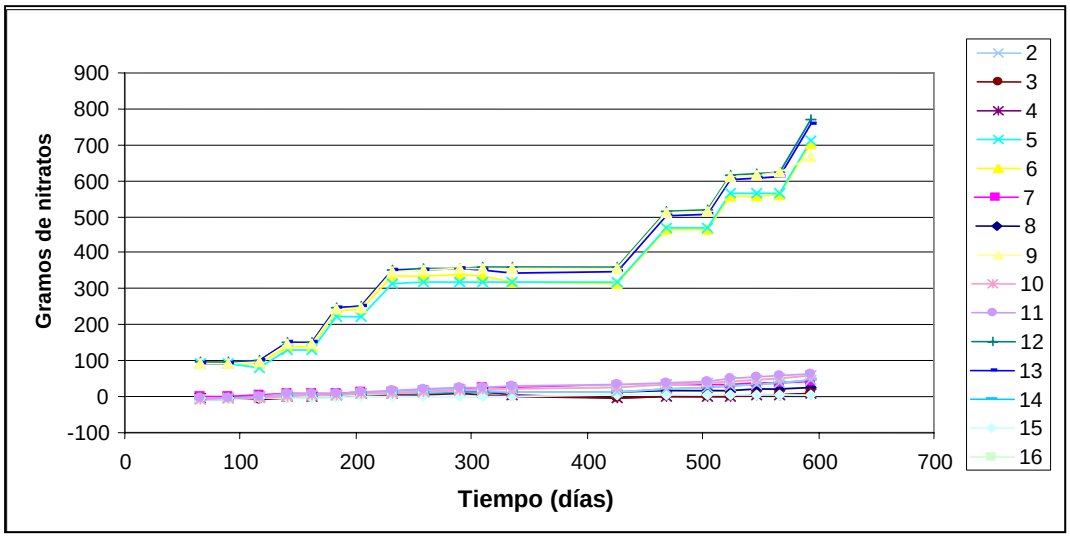


Figura 7.34. *Balance acumulado de nitratos en todos los lisímetros*

En la tabla 7.13. se puede apreciar que el comportamiento difiere notablemente del correspondiente en los lisímetros regados con agua subterránea. Las salidas netas son superiores, a pesar de que las entradas son más bajas, especialmente en los lisímetros no fertilizados, lo que puede ser debido a que en el cálculo de las entradas no se ha tenido en consideración la posible mineralización del nitrógeno orgánico que lentamente puede suministrar nitratos al sistema. Esta puede ser la explicación de que en los lisímetros sin actividad radicular el porcentaje de lixiviación aparente sea cercano al 80%, pero cuando existe dicha actividad la tasa de lixiviación se reduce notablemente, hasta ser inferior al 10%.

Estos primeros datos de lixiviación de nitratos parecen estar en contradicción con las cifras obtenidas por Guimerá (1992), Esteller (1994) y Morell et al. (1996), que apuntaban que alrededor del 90% del nitrógeno aplicado se lixiviaba. Conviene recordar, en todo caso, que las experiencias de estos autores se basaban exclusivamente en el análisis de muestras de agua intersticial y no en balance de masas con cuantificación del agua percolada. Dada la relevancia de este aspecto y su posible incidencia sobre los procesos de contaminación de los acuíferos, parece necesario profundizar en este aspecto, prestando especial atención a todas las formas de nitrógeno involucradas.

Tabla 7.13. *Entradas y salidas de nitrato en los lisímetros regados con agua residual*

Lisímetro	Entradas NO_3^- (g)	Salidas NO_3^- (g)	% Lixiviado	Conc. Teórica residual
3	43,36	33,81	77,98	32
4	43,36	34,08	78,61	31
5	757,39	47,57	6,28	2366
6	757,39	54,51	7,20	2343
7	43.36	13,86	31.96	98
8	43,36	17,36	40,04	87

Se pone de manifiesto que en los lisímetros no fertilizados la tasa de lixiviación es del orden del 80% en ausencia de cítricos y del orden del 30-40% cuando existe absorción, por lo que se puede establecer que el consumo de nitratos por las plantas ha sido del orden de 20 gramos durante el periodo de estudio. Si se fertiliza, el consumo debe ser muy superior, ya que sólo el 6-7% de los nitratos aplicado se lixivian, y quedaría una concentración teórica residual superior a 2000 mg/l, cuando, realmente, las concentraciones de nitratos en las aguas de drenaje de los lisímetros 5 y 6 raramente superan los 500 mg/l.

7.5.4. Masas acumuladas de sodio

Las figuras 7.35 y 7.36 muestran la evolución de las masas acumuladas de sodio en los lisímetros regados con agua subterránea y agua residual, respectivamente. La información que aportan estas gráficas pone de manifiesto dos cuestiones importantes. La primera es que el riego con agua subterránea (figura 7.35), cuya concentración media de sodio es de 44.8 mg/l, acumula muy poca cantidad de sodio en el lisímetro, ya que en la época invernal se produce un intenso lavado, de manera que las aguas de drenaje presentan concentraciones normalmente comprendidas entre 400 y 600 mg/l, lo que se traduce en que la masa de sodio en las aguas de drenaje es muy superior a la de la entrada; es necesario pensar, entonces, que el agua, durante el trayecto a lo largo del suelo, se enriquece en sodio, probablemente debido a procesos de intercambio iónico.

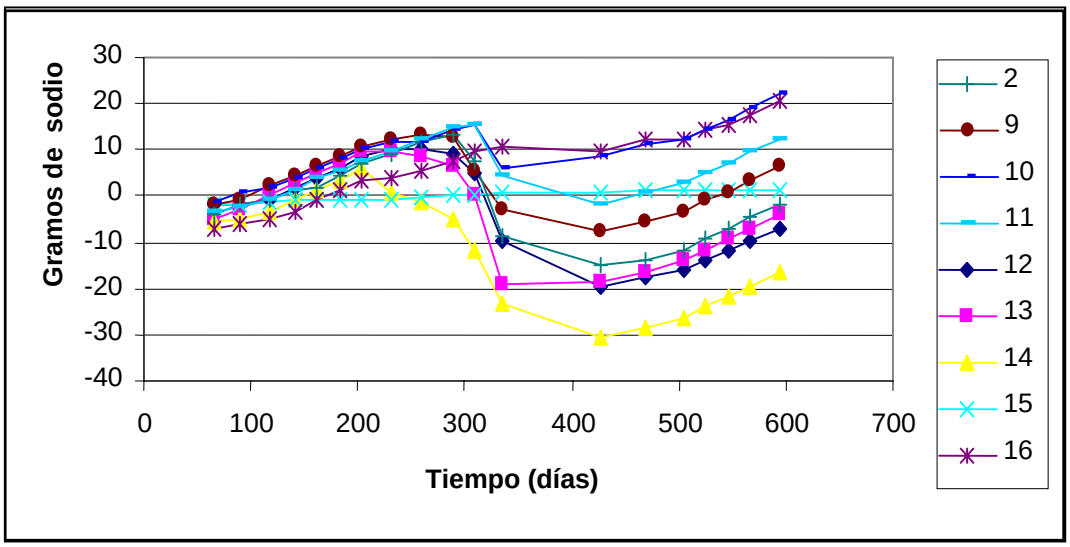


Figura 7.35. *Balance acumulado de sodio en los lisímetros regados con agua subterránea*

En los lisímetros 10, 11 y 16, en los que existe actividad radicular permanente, se constata cierta retención de sodio, probablemente relacionada con la mayor evapotranspiración de estos lisímetros, o con un posible consumo por la vegetación; por el contrario, en el lisímetro 12, en el que también hay cítrico no se observa esta acumulación, el hecho de estar fertilizado provoca que su evapotranspiración sea algo menor, como ya se ha puesto de manifiesto, y tiene mayor drenaje; aunque también se puede pensar en que el potasio introducido en las fertilizaciones

tampone el proceso de intercambio y tienda a fijarse en las arcillas con cierta facilidad y competir de este modo con el sodio en la ocupación de los lugares de adsorción.

Por el contrario, en los lisímetros regados con agua residual (figura 7.36) no se observa este comportamiento y en todos los casos se constata un notable incremento del sodio acumulado, con una etapa intermedia de lavado cuya intensidad e importancia depende de las características hidrodinámicas de cada lisímetro. Esto no significa necesariamente que no tengan lugar, en alguna medida, procesos de intercambio iónico, puesto que la concentración media de sodio en el agua de riego es sensiblemente superior a la del agua subterránea (168 mg/l).

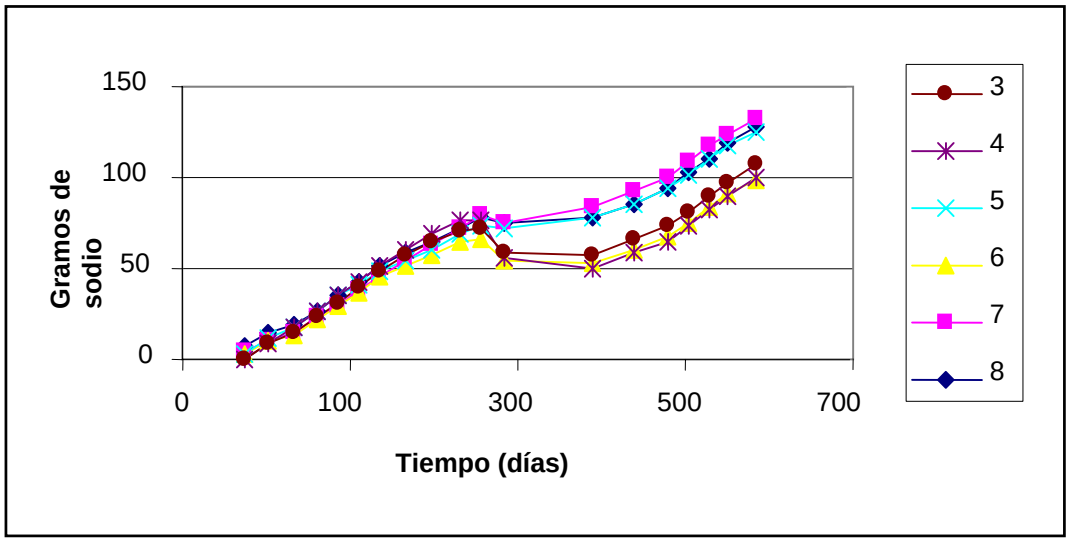


Figura 7.36. *Balance acumulado de sodio en los lisímetros regados con agua residual*

En la figura, 6.37 se puede observar el balance de sodio acumulado de todos los lisímetros. Es notable la gran diferencia de los lisímetros regados con agua residual, que acumulan sodio, con los regados con agua de pozo, que llegan a eliminar sodio del suelo del lisímetro.

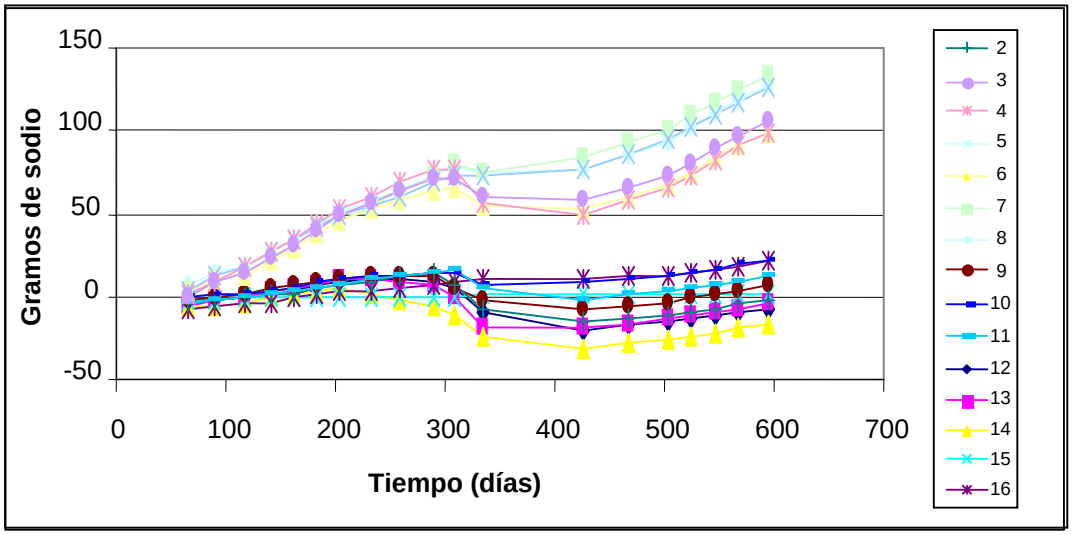


Figura 7.37. *Balance acumulado de sodio en todos los lisímetros*

En la tabla 7.14. se indican las masas de entrada y salida de sodio y el porcentaje de sodio lixiviado en todos los lisímetros. Los valores superiores al 100% corresponden a lisímetros regados con agua subterránea y fertilizados, y los valores más bajos, menores del 40%, a los lisímetros regados con agua residual, especialmente en los no fertilizados, en los que apenas se alcanza el 20%.

Por otra parte, estas diferencias porcentuales no se corresponden realmente con diferencias de masas lixiviadas en lisímetros equivalentes con distinta agua de riego; así, por ejemplo, en los lisímetros 4 y 14, que no se fertilizan, los porcentajes de lixiviación son del 36.9% y 135.4%, respectivamente, mientras que la masa total de sodio recogida en las aguas de drenaje es sensiblemente semejante en ambos casos (en torno a 60 gramos). En consecuencia, hay que admitir que en el caso del lisímetro 14, regado con agua subterránea, se produce un notable lavado del sodio, mientras que en el lisímetro 4, regado con agua residual, no sólo no tiene lugar ese lavado sino que deben existir mecanismos de retención, como los ya mencionados de intercambio iónico. Como se verá más adelante, esta retención de sodio puede estar acompañada de intensos procesos de liberación de potasio.

Tabla 7.14. *Masas de entrada y salida de sodio y porcentaje lixiviado*

	Lisímetro	Entrada Na (g)	Salida Na (g)	% lixiviado
Agua Subterránea	2	46.68	48.31	103.5
	9	177.85	153.62	86.4
	10	46.68	24.53	52.56
	11	46.68	34.40	73.7
	12	46.68	53.57	114.76
	13	46.68	50.51	108.22
	14	46.68	63.08	135.14
	15	6.40	5.03	79.12
	16	46.68	25.94	55.56
Agua Residual	3	157.5	50.6	32.2
	4	157.5	58.1	36.9
	5	157.5	31.8	20.2
	6	157.5	58.3	37.0
	7	157.5	24.6	15.6
	8	157.5	29.5	18.7

7.5.5. Masas acumuladas de calcio

En las figuras 7.37. y 7.38 se han representado, respectivamente, las masas acumuladas de calcio en los lisímetros regados con agua subterránea y con agua residual respectivamente, cuyas concentraciones respectivas son 124 y 155 mg/l. Se puede apreciar que en los dos tipos de riegos se produce acumulación de calcio, ligeramente superior en las aguas residuales, probablemente, debido a esa pequeña diferencia que existe entre las concentraciones de calcio en las aguas de riego.

En la figura 7.37, que representa el balance acumulado de calcio en los lisímetros regados con agua subterránea, se puede apreciar que en el periodo invernal se produce lavado en todos los lisímetros excepto en el lisímetro 16, debido a que la evapotranspiración impide que exista drenaje en este lisímetro y que este lavado es de mayor intensidad en los lisímetros 13 y 14 que se puede justificar, al menos para el caso del lisímetro 14, por la elevada tasa de infiltración que registra.

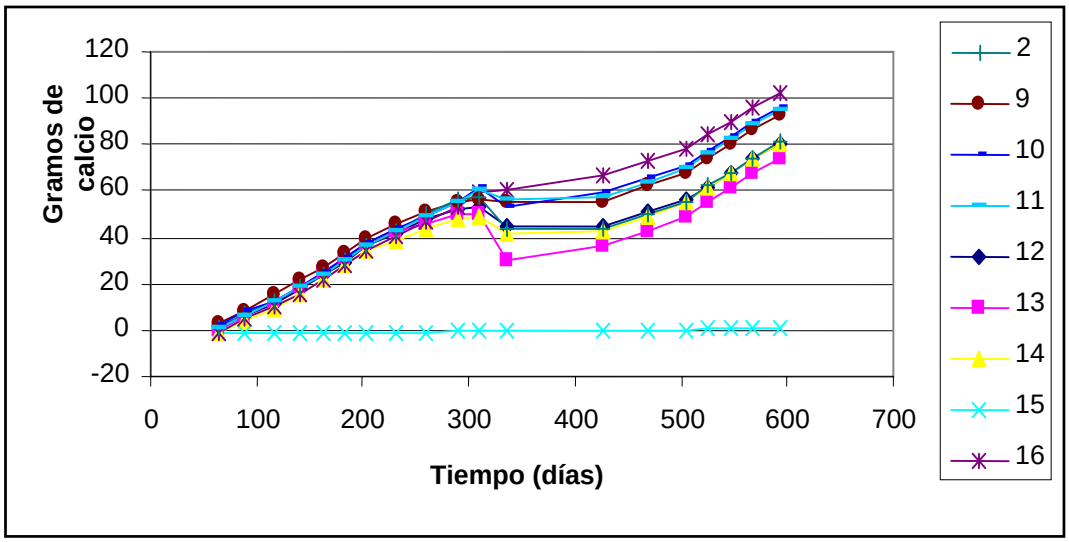


Figura 7.37. *Balance acumulado de calcio en los lisímetros regados con agua subterránea*

En la figura 7.38 se muestra el balance acumulado de calcio en los lisímetros regados con agua residual y se puede observar que el comportamiento es similar al de los regados con agua de pozo, con un lavado aparentemente más suave durante el invierno; el lisímetro 7, es el que mayor acumulación presenta al final del estudio, ya que este lisímetro tiene la evapotranspiración más alta de los regados con agua residual, y los de menor acumulación son los lisímetros 6 y 4, que son los de menor de evapotranspiración.

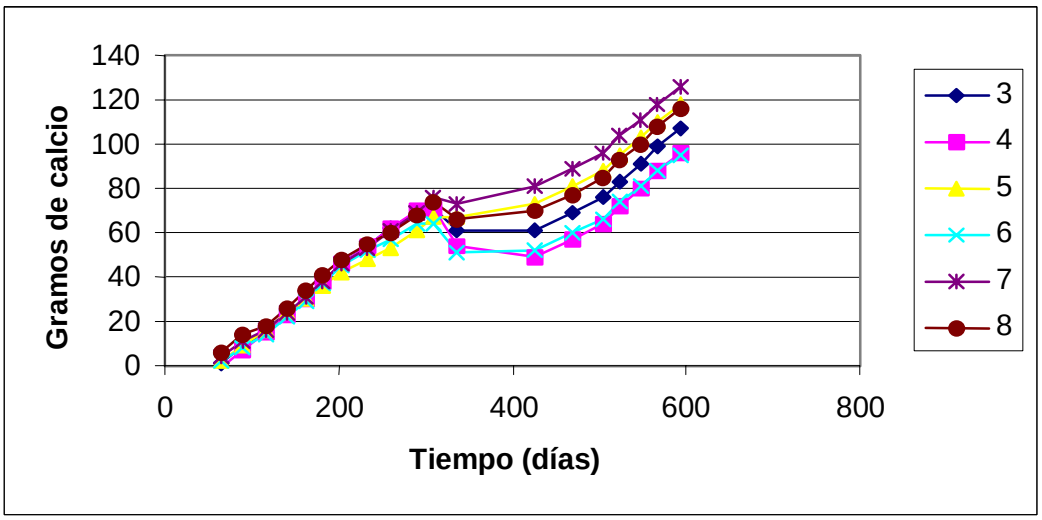


Figura 7.38. *Balance acumulado de calcio en los lisímetros regados con agua residual*

En la figura 7.39 se ha representado el balance acumulado de calcio en todos los lisímetros. Se observa que, los lisímetros regados acumulan calcio, siendo mayor esta acumulación en los lisímetros regados con agua residual.

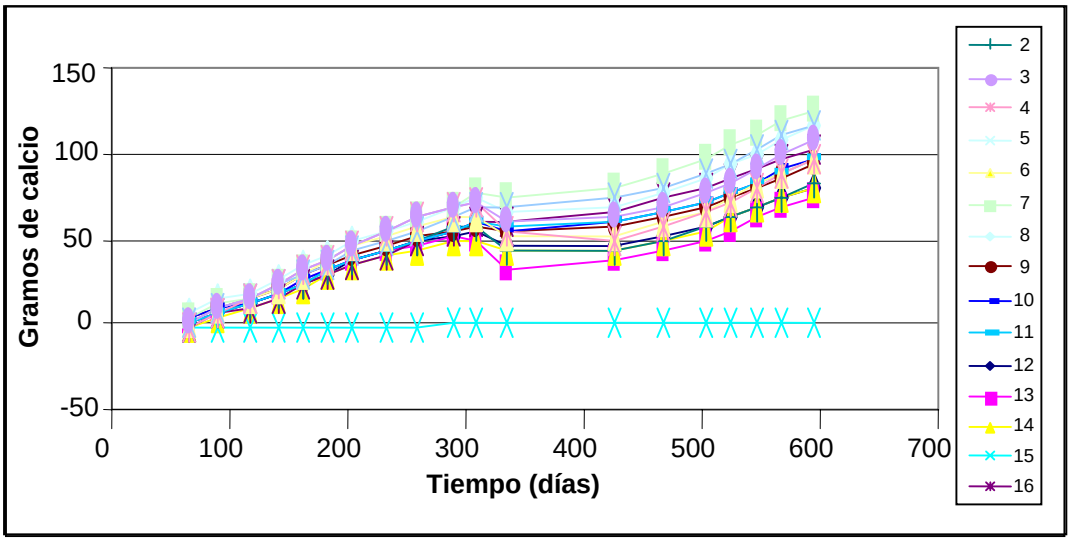


Figura 7.39. *Balance acumulado de calcio en todos los lisímetros*

En la tabla 7.15 se indican las masas de entrada y salida de calcio así como el porcentaje lixiviado. Salvo en el lisímetro 15, que no recibe agua de riego, los porcentajes de lixiviación son menores del 40%, especialmente en los lisímetros regados y no fertilizados, en los que son inferiores al 20%, de manera coherente a como ocurre con otros iones.

Tabla 7.15. *Masas de entrada y salida de calcio y porcentaje lixiviado*

Lisímetro	Entrada Ca (g)	Salida Ca (g)	% lixiviado
2	114.9	33.8	29.4
9	461.5	106.7	23.1
10	114.9	18.7	16.3
11	114.9	19.9	17.3
12	114.9	34.4	29.9
13	114.9	40.6	35.3
14	114.9	34.3	29.9
15	3.2	2.3	72.9
16	114.9	12.7	11.1
3	142.9	36.2	25.3
4	142.9	47.4	33.1
5	142.9	25.5	17.8
6	142.9	47.5	33.2
7	142.9	16.9	11.8
8	142.9	26.9	18.8

Con toda probabilidad, el calcio debe estar implicado en procesos de cambio iónico, presumiblemente con el sodio y/o potasio, al menos en los lisímetros regados con agua subterránea, pero también se puede pensar en la posibilidad de que esté involucrado en procesos, más o menos reversibles, de precipitación de

carbonatos, que pueden esperarse dados los elevados índices de saturación con la calcita (en muchos casos superiores a 1) y con la dolomita (incluso superiores a 2) que se encuentran.

7.5.6. Masas acumuladas de magnesio

El comportamiento del magnesio también es muy similar para los dos tipos de agua de riego (figuras 7.40 y 7.41), y consiste básicamente en una acumulación progresiva, algo superior en el caso del riego con aguas residuales.

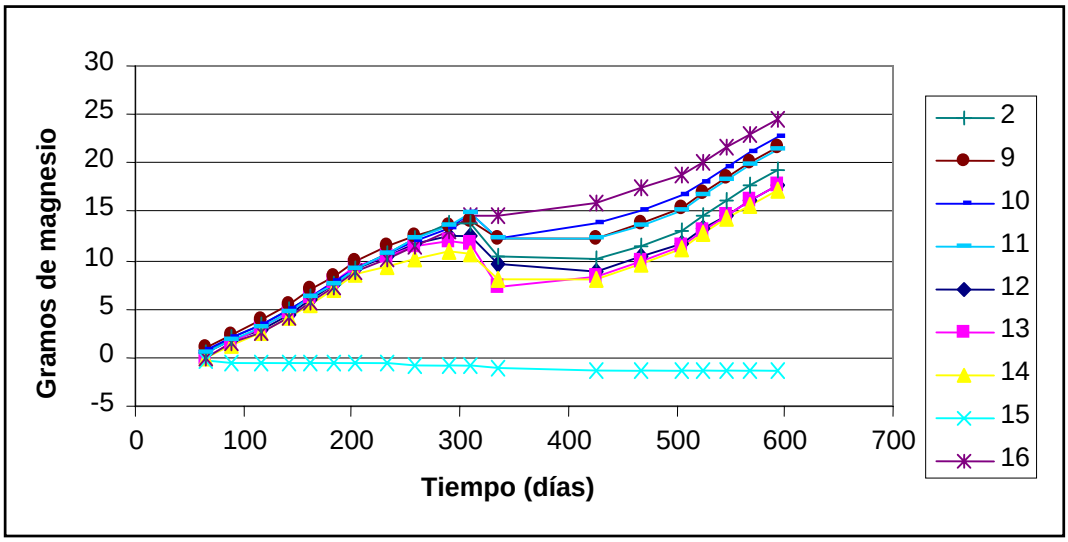


Figura 7.40. *Balance acumulado de magnesio en los lisímetros regados con agua subterránea*

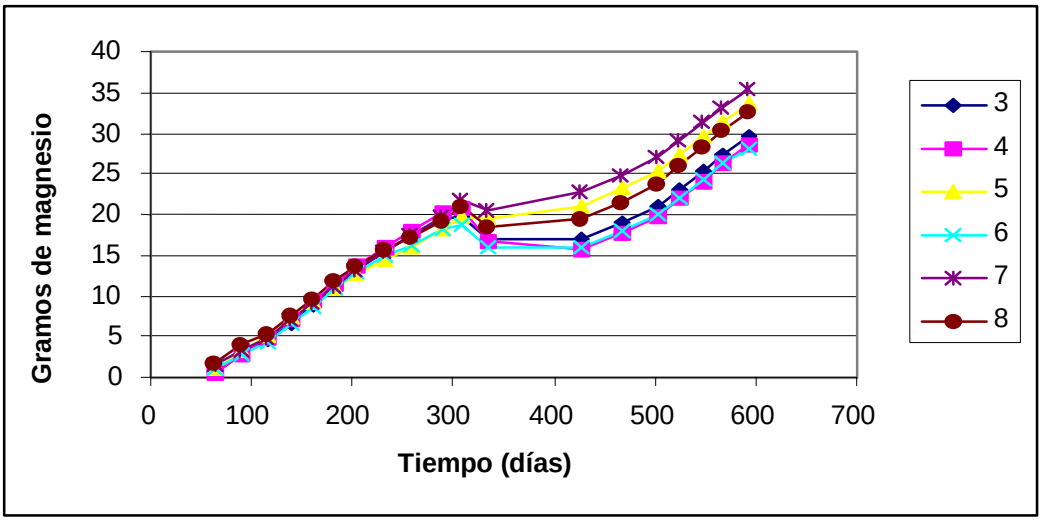


Figura 7.41. *Balance acumulado de magnesio en los lisímetros regados con agua residual*

En la figura 7.40, que representa el balance acumulado de magnesio en los lisímetros regados con agua de pozo, se puede observar que, al igual que con el calcio, los lisímetros se lavan ligeramente en el periodo invernal, a excepción del lisímetro 16, y el máximo lavado se produce también para los lisímetros 13 y 14. En la figura 7.41, con lisímetros regados con agua residual se observa que el lavado es

menos intenso en invierno y que la máxima acumulación se produce también para el lisímetro 7, que tiene mayor evapotranspiración y menos drenaje.

En la figura 7.42 se muestra la evolución de las masas acumuladas de magnesio para todos los lisímetros, y salvo el 15, que no se riega, los demás presentan una evolución similar, siendo algo mayor la masa acumulada en los lisímetros regados con agua residual, ya que el agua de entrada también presentaba un contenido en magnesio más elevado que el agua subterránea.

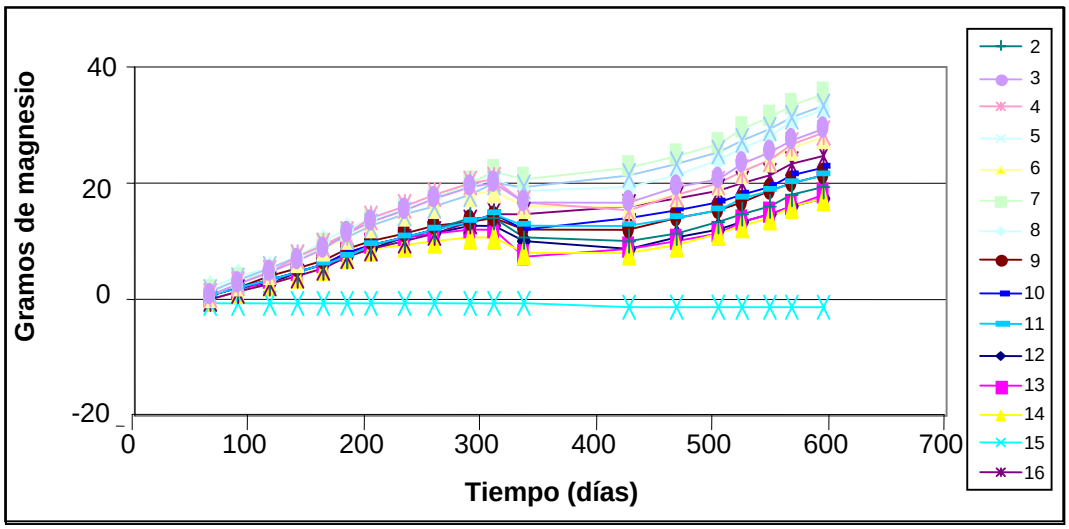


Figura 7.42. *Balance acumulado de magnesio en los lisímetros*

En la tabla 7.16. se indican las masas de entrada y salida de magnesio así como el porcentaje lixiviado. El comportamiento es muy similar al del calcio, por lo que se puede pensar que esté implicado en procesos semejantes, aunque la posibilidad de que participe en intercambios iónicos parece, en principio, más problemática.

Tabla 7.16. *Masas de entrada y salida de magnesio y porcentaje lixiviado*

	Lisímetro	Entrada Mg (g)	Salida Mg (g)	% lixiviado
Agua Subterránea	2	27.9	8.6	30.9
	9	106.6	24.4	22.9
	10	27.9	5.3	18.9
	11	27.9	6.7	24.0
	12	27.9	10.4	37.1
	13	27.9	10.3	36.8
	14	27.9	10.7	38.2
	15	1.55	1.3	85.8
	16	27.9	3.4	12.2
Agua Residual	3	39.72	10.1	25.5
	4	39.72	11.2	28.3
	5	39.72	6.1	15.4
	6	39.72	11.7	29.4
	7	39.72	4.4	11.0
	8	39.72	7.2	18.1

7.5.7. Masas acumuladas de potasio

En las figuras 7.43 y 7.44 se representan las masas acumuladas de potasio en los lisímetros regados con agua subterránea y residual, respectivamente. El comportamiento del potasio está condicionado por formar parte de los fertilizantes aplicados y, por tanto, se encuentran notables diferencias de masas acumuladas si se han fertilizado los lisímetros o no, de manera que en los fertilizados sólo se lixivia el 40% en los regados con agua subterránea y el 20% en los regados con agua residual. En cambio, en los no fertilizados no se acumula el potasio sino que, incluso se lixivia una masa superior a las entradas, de manera especial en los lisímetros regados con agua subterránea.

Realmente, resulta sorprendente este comportamiento del potasio ya que normalmente se acepta que, dado su elevado radio iónico hidratado, se fija irreversiblemente a las arcillas. De cualquier forma, la ausencia de adsorción superficial podría justificar sólo una parte de las concentraciones de salida, pero en los casos en que existe un lavado efectivo de potasio es necesario pensar en procesos de intercambio iónico. En los epígrafes siguientes se trata con más detalle esta posibilidad.

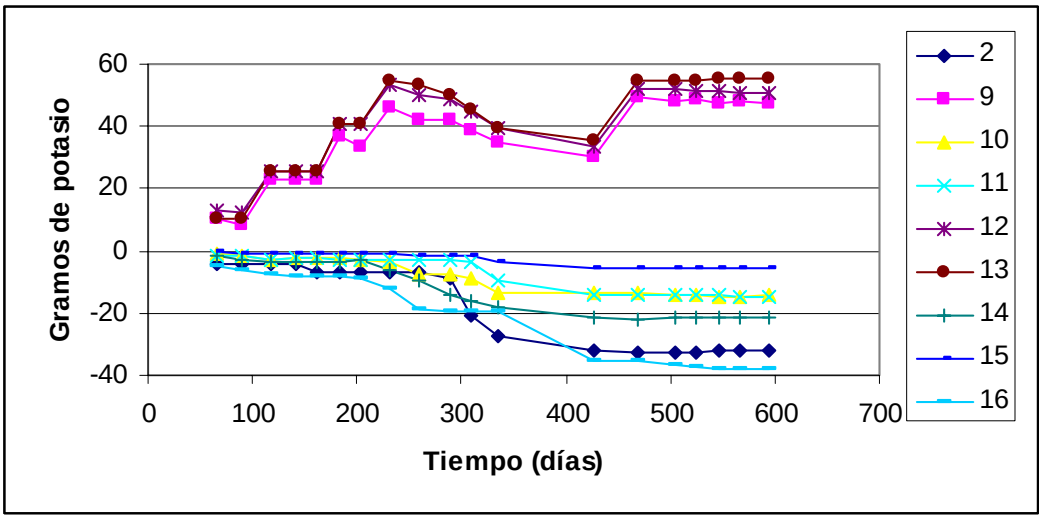


Figura 7.43. *Balance acumulado de potasio en los lisímetros regados con agua subterránea*

En la figura 7.43, que representa las masas acumuladas del balance de potasio para los lisímetros regados con agua subterránea, se diferencian bien los lisímetros que acumulan potasio y los lisímetros en los que se produce lavado de potasio del suelo. Los lisímetros que acumulan potasio corresponden, obviamente, a los que se fertilizan, y el grado de acumulación es independiente de si existe o no vegetación, por lo que se puede pensar que el cítrico debe consumir muy poco potasio en comparación con el que se queda en el suelo. Pero sin duda, lo más destacable es el lavado que se produce en los lisímetros regados con agua subterránea, especialmente en el lisímetro 16, que como se ha ido manifestando a lo largo de todo el estudio ejerce muy poco lavado y que en este caso tiene la máxima lixiviación, por lo que se debe pensar en alguna influencia de las plantas sobre este mecanismo de liberación del potasio.

En los lisímetros regados con agua residual (figura 7.44) este efecto es menos llamativo, hasta el punto que sólo durante el periodo de invierno se experimenta un tenue proceso de lavado, a pesar de que las entradas de potasio con el agua residual son notablemente superiores.

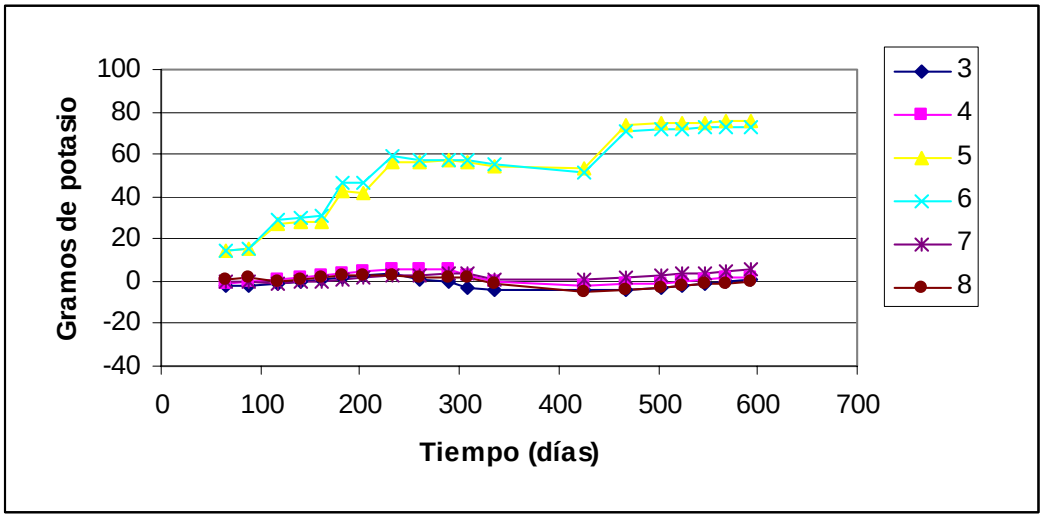


Figura 7.44. *Balance acumulado de potasio en los lisímetros regados con agua residual*

En la figura 7.45 se ha representado el balance acumulado del potasio en todos los lisímetros. En esta figura se diferencian bien los lisímetros fertilizados, que acumulan potasio, y dentro de estos también se puede apreciar que la mayor acumulación tiene lugar en lisímetros regados con agua residual. En los lisímetros no fertilizados se distinguen los regados con agua subterránea, en los que el balance es negativo, y los regados con agua residual que acumulan cantidades inapreciables.

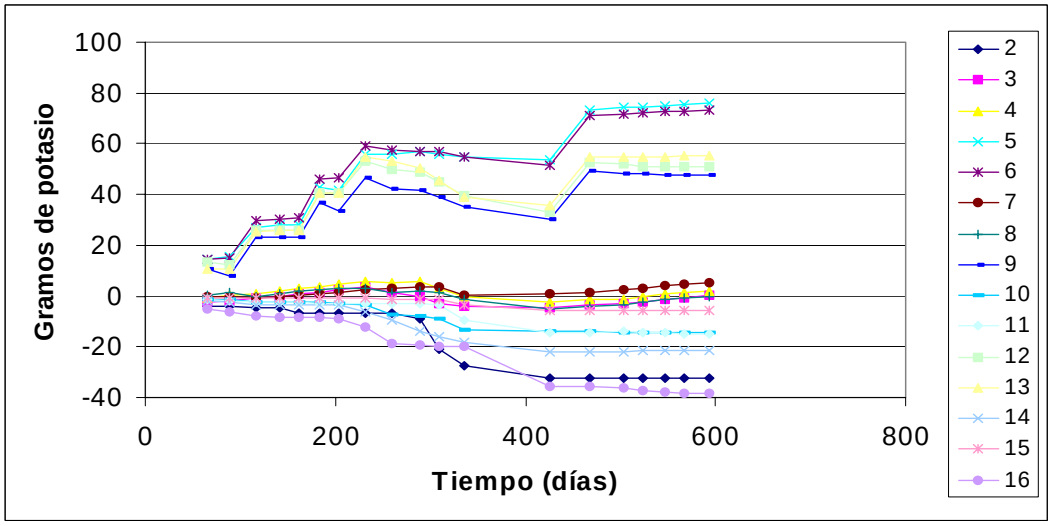


Figura 7.45. *Balance acumulado de potasio en todos los lisímetros*

En la tabla 7.17 se indica las masas de entrada y salida de potasio, así como el porcentaje lixiviado. Se constata, claramente, que el agua subterránea es capaz de lixiviar gran cantidad de potasio, por lo que debe estar en relación con procesos de

intercambio iónico ya mencionados,cuya intensidad parece ser menor en el caso de los lisímetros fertilizados, que reciben potasio.

En el caso de los lisímetros regados con agua residual, el equilibrio entre entrada y salida, en los lisímetros sin fertilizar, no necesariamente debe hacer suponer que los procesos de cambio iónico estén ausentes.

Tabla 7.17. *Masas de entrada y salida de potasio y porcentaje lixiviado*

	Lisímetro	Entrada K (g)	Salida K (g)	% lixiviado
Agua subterránea	2	1.9	34	1781
	9	80.5	32.8	40.7
	10	1.9	16.4	856
	11	1.9	16.9	887
	12	80.5	29.6	36.8
	13	80.5	25.3	31.4
	14	1.9	23.5	1231
	15	0.1	5.704	5704
	16	1.9	40.2	2106
Agua Residual	3	16.9	16.5	97.7
	4	16.9	14.8	87.9
	5	95.5	19.4	20.3
	6	95.5	22.4	23.5
	7	16.9	11.6	68.8
	8	16.9	17	100.6

7.6. BALANCES IONICOS EN LOS LISIMETROS

7.6.1.Balances iónicos en los lisímetros regados con agua subterránea

Las figuras 7.46 a 7.54 muestran la evolución de las masas acumuladas de aniones y cationes en los lisímetros regados con agua subterránea.

El rasgo más significativo es que el ion que en mayor medida se acumula es el sulfato, excepto en los lisímetros fertilizados, en los que el más acumulado es el ion nitrato. Sin embargo, como ya se ha discutido en epígrafes anteriores, se constata una notable diferencia en el comportamiento de ambos iones, de manera que sus concentraciones medias en las aguas de lixiviación son muy diferentes, y sensiblemente mayores en el caso de los sulfatos. Esto significa que existen mecanismos de pérdida de nitratos que fundamentalmente se refieren a la absorción radicular pero que también pueden involucrar otros procesos como la adsorción del amonio y el intercambio iónico. Con algunas ligeras excepciones, se produce lavado de potasio y, en menor medida, de sodio.

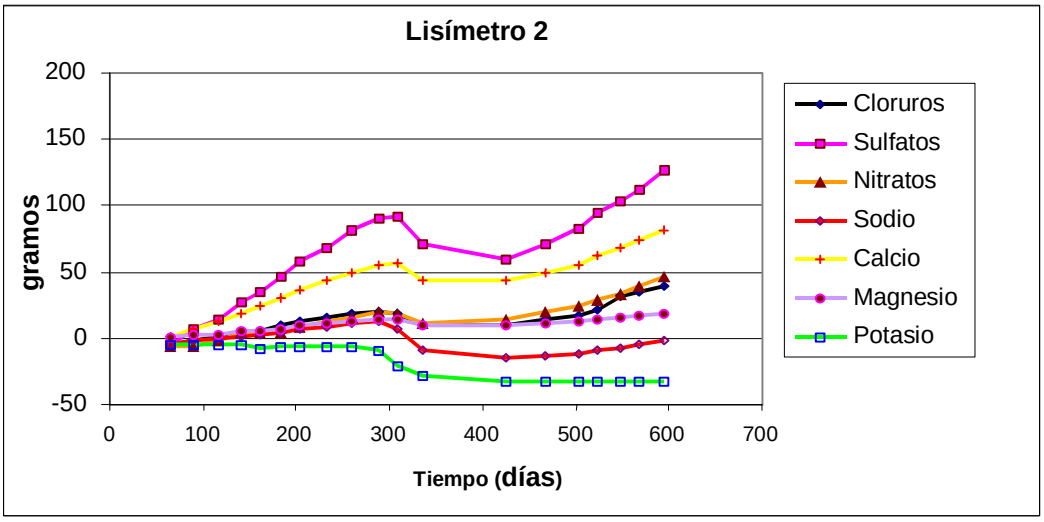


Figura 7.46. *Masas acumuladas en el lisímetro 2*

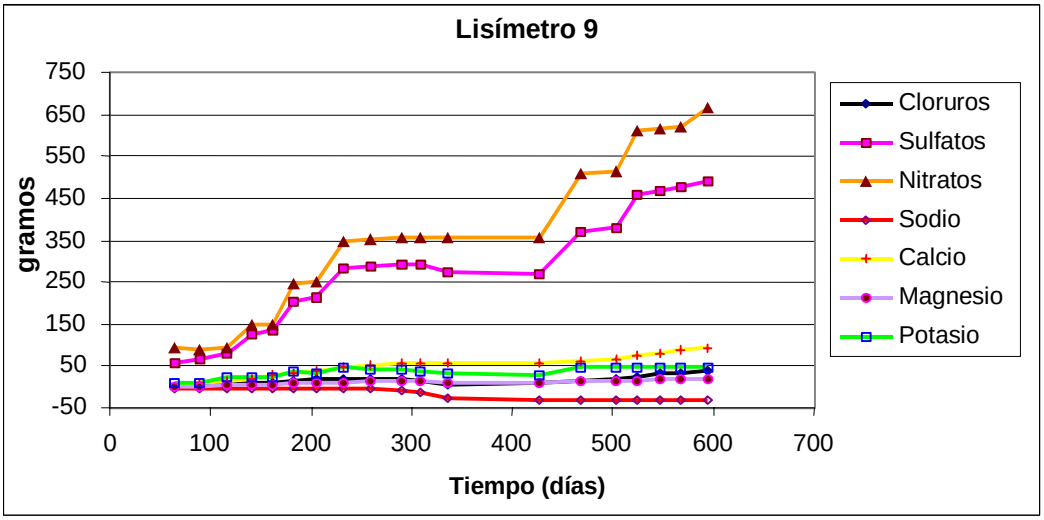


Figura 7.47. *Masas acumuladas en el lisímetro 9*

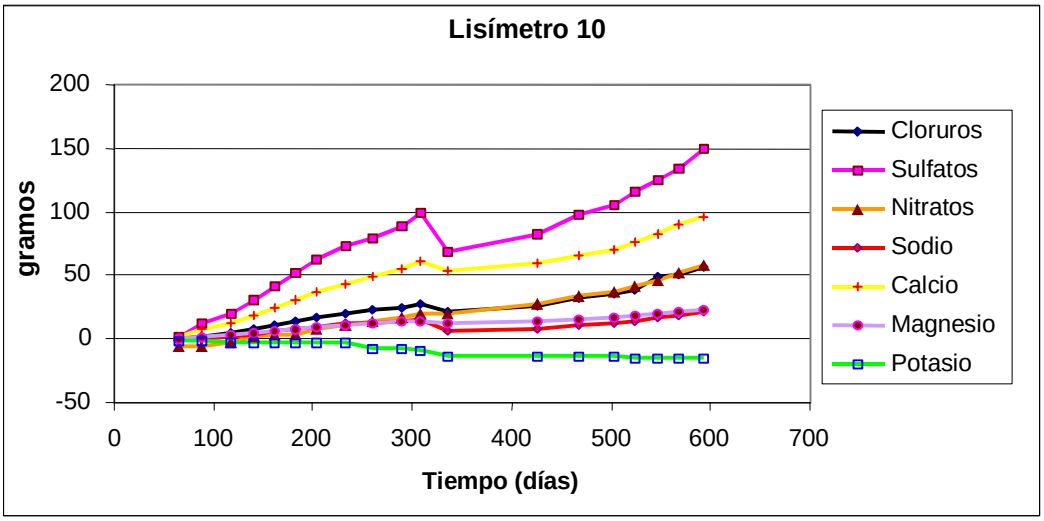


Figura 7.48. *Masas acumuladas en el lisímetro 10*

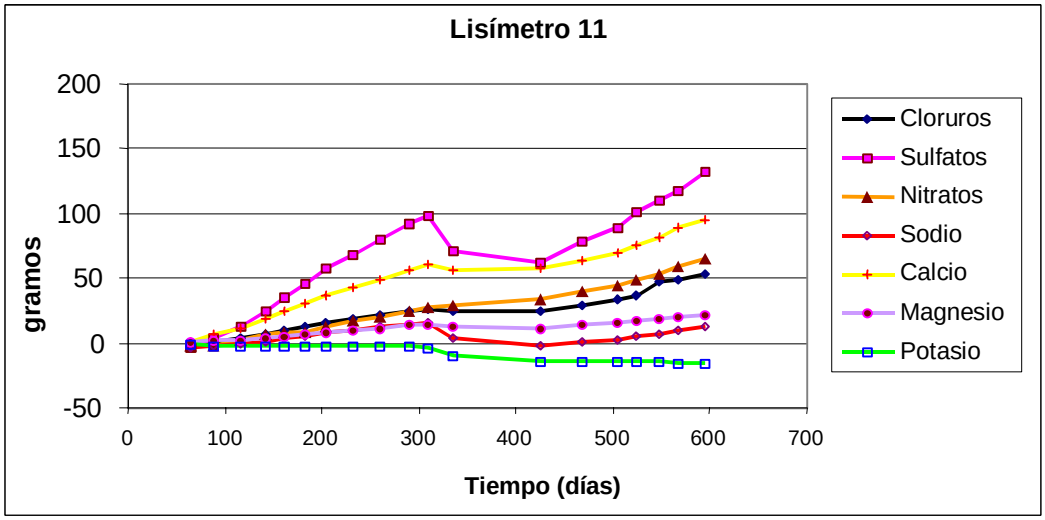


Figura 7.49. *Masas acumuladas en el lisímetro 11*

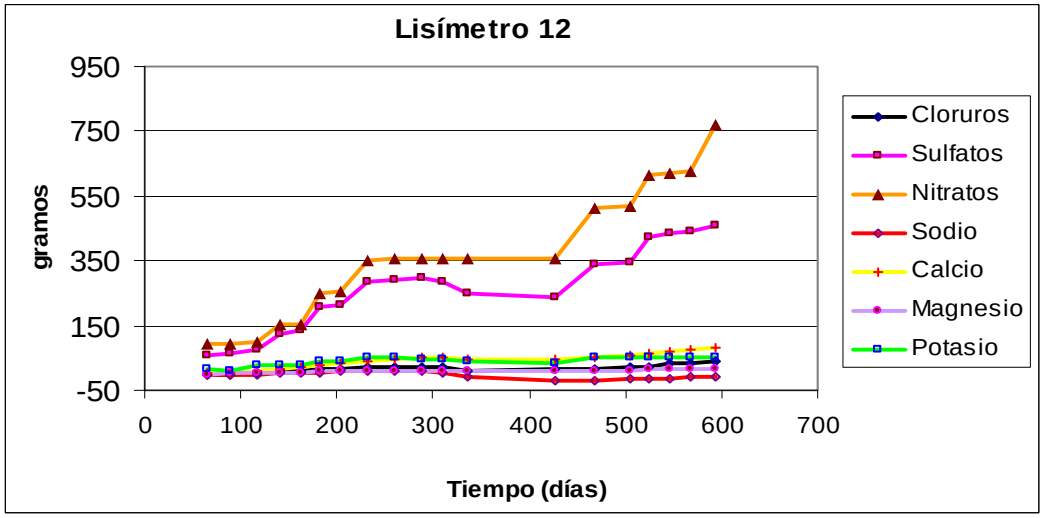


Figura 7.50. *Masas acumuladas en el lisímetro 12*

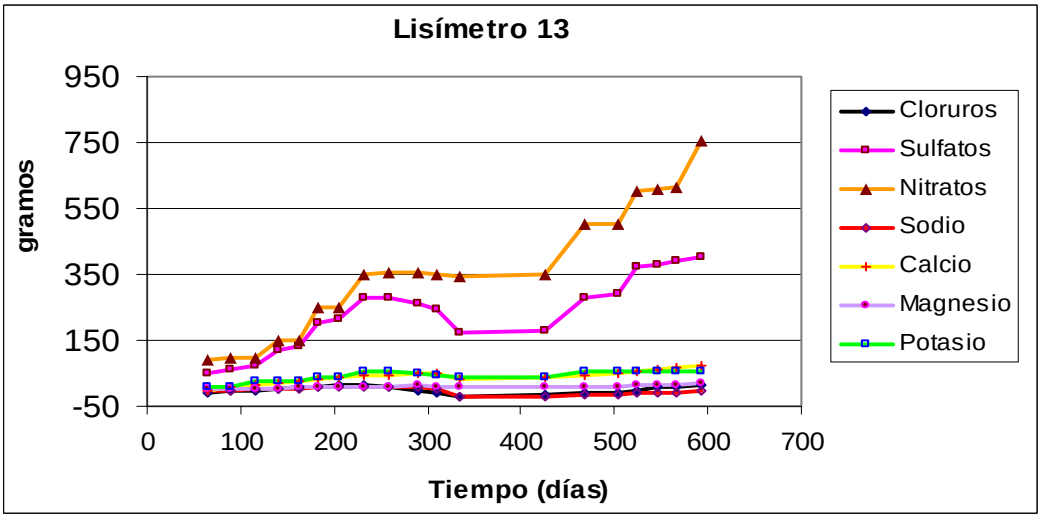


Figura 7.51. *Masas acumuladas en el lisímetro 13*

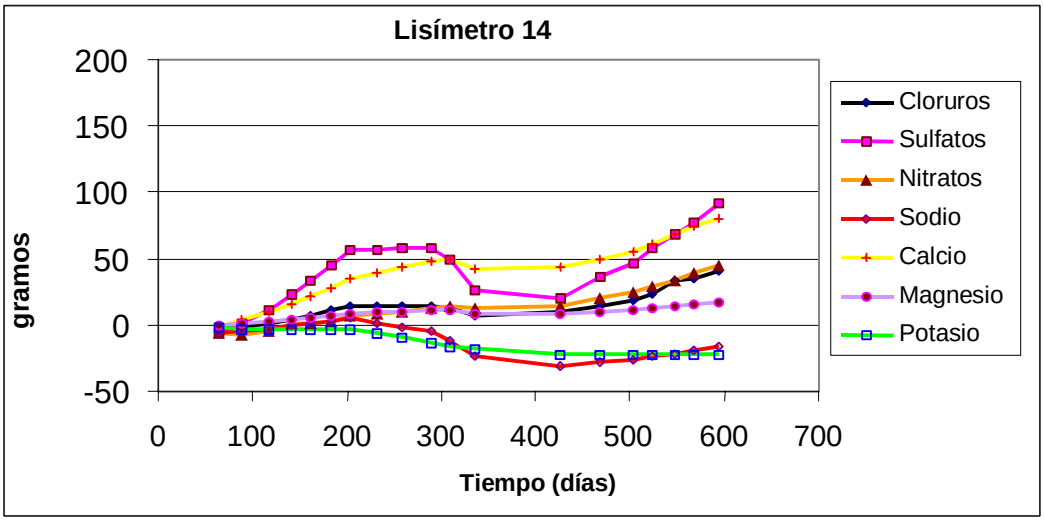


Figura 7.52. *Masas acumuladas en el lisímetro 14*

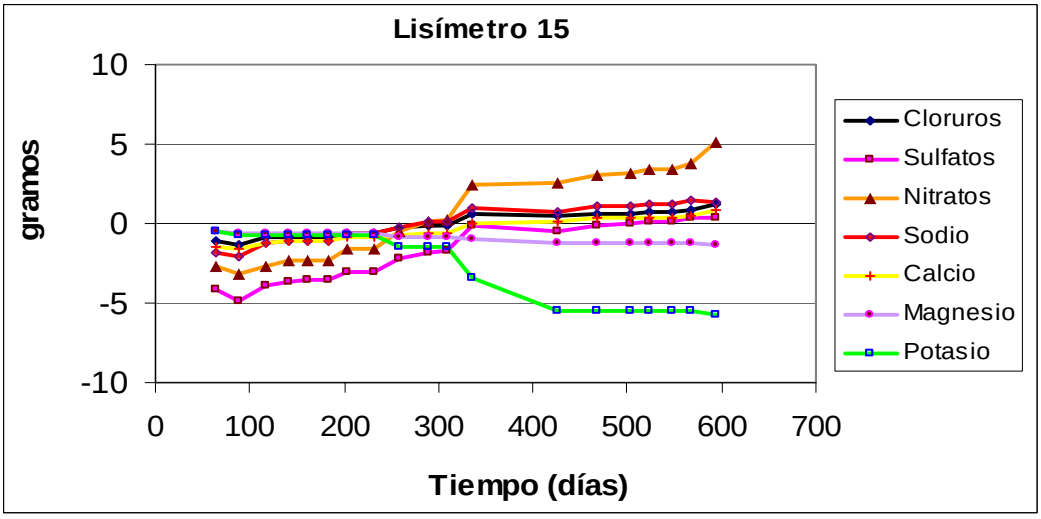


Figura 7.53. *Masas acumuladas en el lisímetro 15*

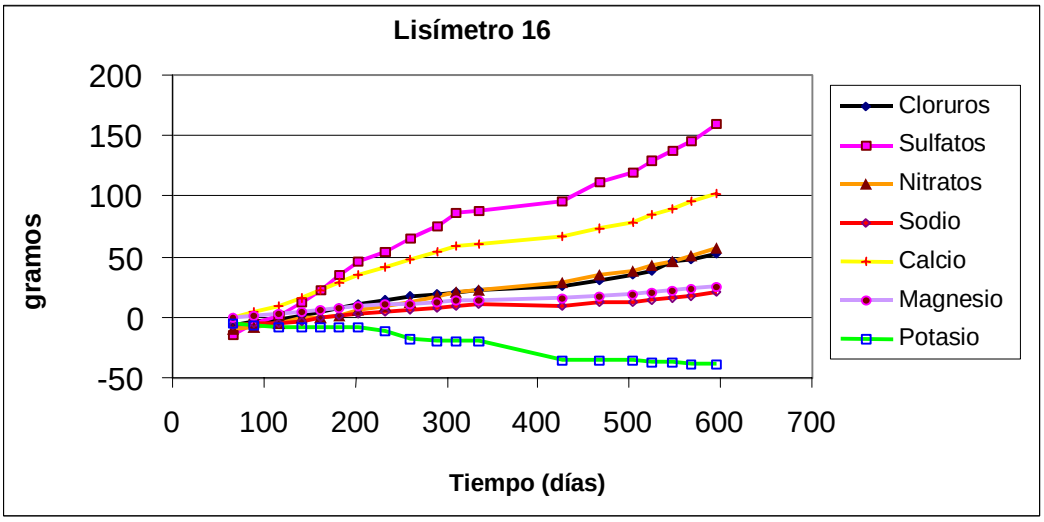


Figura 7.54. *Masas acumuladas en el lisímetro 16*

7.6.2. Balances acumulados en los lisímetros regados con agua residual

En lo que se refiere a los lisímetros regados con agua residual, la evolución de las masas acumuladas se muestran en las figuras 7.55 a 7.60.

También son los nitratos y los sulfatos los iones más acumulados, salvo en ausencia de fertilización que convierte al ion cloruro en dominante. La diferencia más significativa respecto a los lisímetros regados con agua subterránea se encuentra en el comportamiento del sodio, que se acumula notablemente en el suelo, y también en el del potasio, que sufre cierta acumulación.

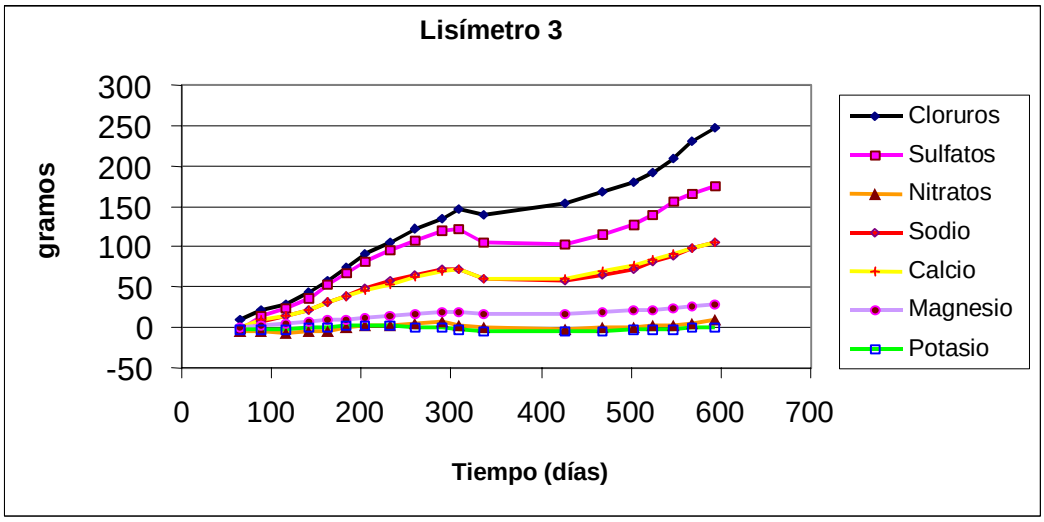


Figura 7.55. *Masas acumuladas en el lisímetro 3*

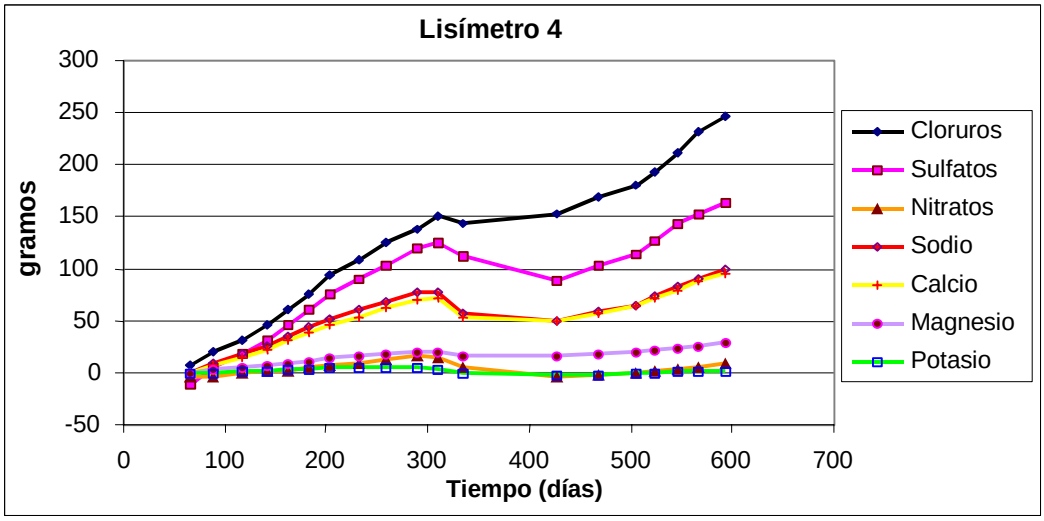


Figura 7.56. *Masas acumuladas en el lisímetro 4*

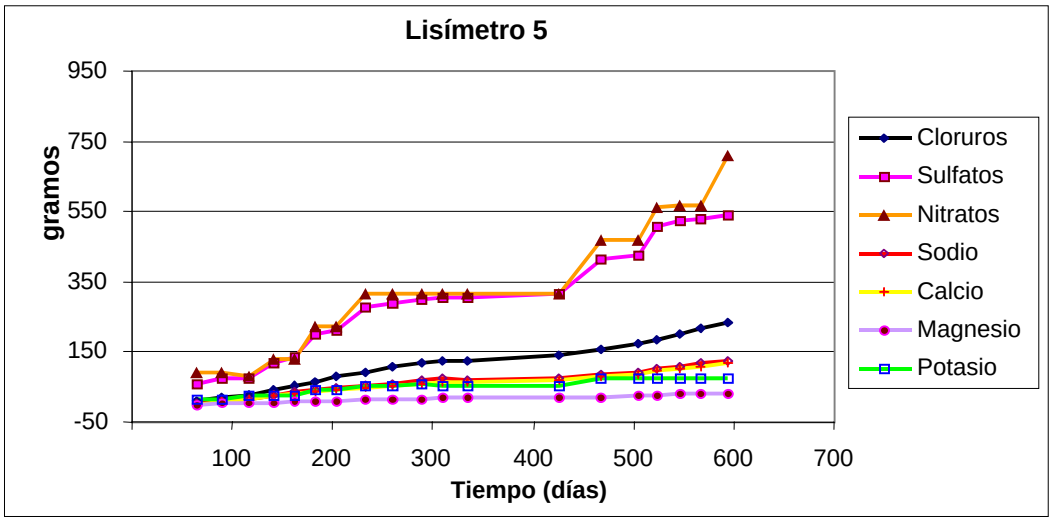


Figura 7.57. *Masas acumuladas en el lisímetro 5*

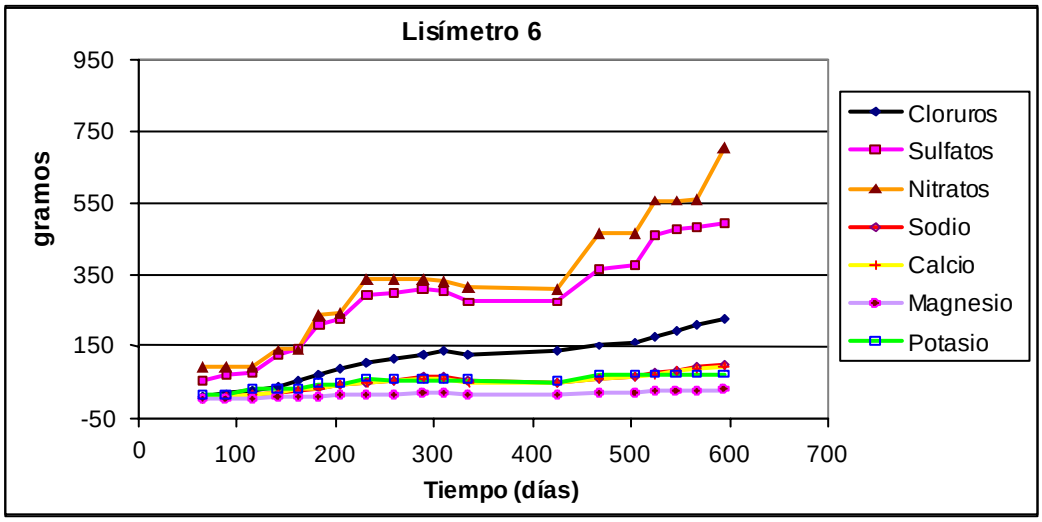


Figura 7.58. *Masas acumuladas en el lisímetro 6*

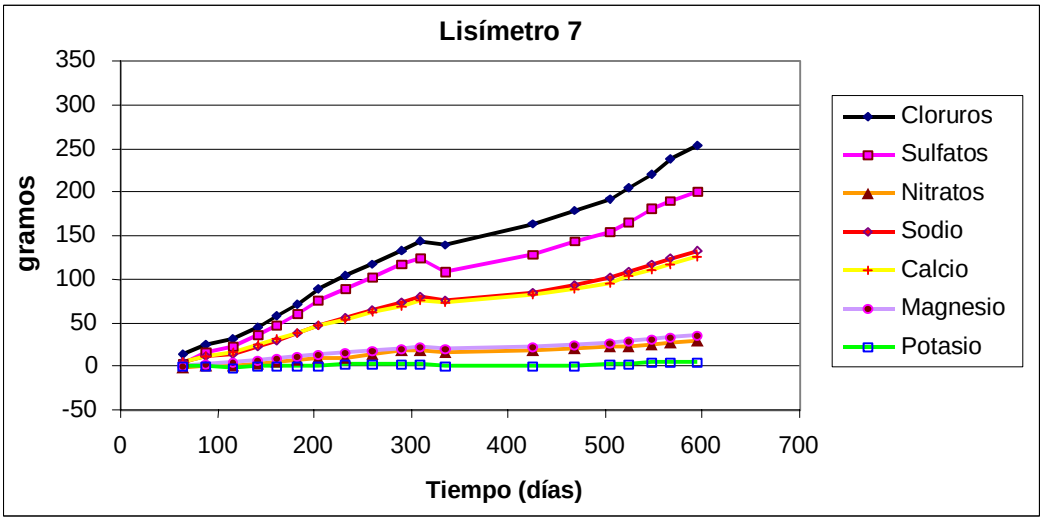


Figura 7.59. *Masas acumuladas en el lisímetro 7*

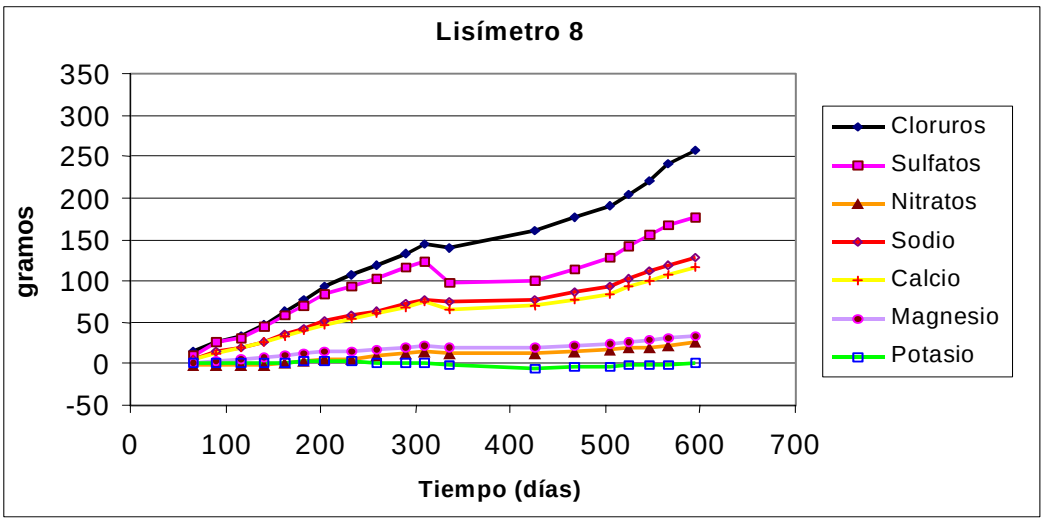


Figura 7.60. *Masas acumuladas en el lisímetro 8*

7.7. SINTESIS DEL BALANCE DE MASAS

La diversidad de condiciones impuestas en los lisímetros conduce a resultados aparentemente contradictorios, pero es esa misma diversidad la que permite conocer o, al menos, enunciar los factores que condicionan el comportamiento de los diferentes iones así como las relaciones entre ellos.

La *evapotranspiración* es, sin duda, el proceso de mayor influencia ya que supone una pérdida notable de agua y la consiguiente concentración de los iones en el agua de drenaje. Este proceso es particularmente significativo y, prácticamente, el único que influye en el destino de los iones que pueden considerarse conservativos, como es el caso del ion cloruro. Las aguas de drenaje están, por consiguiente, notablemente enriquecidas en cloruros respecto a las concentraciones en el agua de riego, provocando un drenaje de alta salinidad, que es particularmente notable en el caso del riego con aguas residuales. Al mismo tiempo, es de esperar que también se originen situaciones más o menos estables de incremento de la salinidad del suelo cuyo lavado no parece muy eficaz, al menos en las condiciones climáticas que han operado durante el periodo de estudio.

También la evapotranspiración es el proceso dominante en el comportamiento de los demás iones, pero pueden aparecer y, de hecho, se han puesto de manifiesto otros procesos que afectan selectivamente a uno o varios iones. Realmente, buena parte de la evapotranspiración tiene lugar como consecuencia de la *absorción radicular*, que da lugar a la transpiración por las plantas; la absorción puede ser selectiva e involucrar a ciertos iones, esencialmente, aunque no de manera exclusiva, al ion nitrato y parcialmente al ion amonio.

A pesar de que la eventual *mineralización* del nitrógeno orgánico que pueda existir en el agua residual utilizada para el riego no ha sido controlada, es posible afirmar que cuando no se fertiliza la absorción radicular es intensa aunque el

cítrico no llegue a cubrir sus necesidades nutricionales, y que, por el contrario, cuando se fertiliza el cítrico puede llegar a consumir casi todo el nitrógeno aplicado; de hecho, en el lisímetro nº 6 el nitrato lixiviado es sólo el 7% del aplicado.

Cuando el riego se realiza con agua subterránea, en la que no hay que esperar que exista nitrógeno orgánico, los porcentajes de lixiviación son también bajos, aunque las concentraciones de las aguas de drenaje son sensiblemente inferiores, lo que pone de manifiesto que las aguas residuales provocan mayores entradas de nitrato al acuífero a través del agua recirculada.

Sin embargo, es necesario invocar otros procesos para justificar los bajos porcentajes de lixiviación que se encuentran en los lisímetros fertilizados y que no tienen cítrico. Sin duda, las hierbas que se han desarrollado en algunos episodios, generalmente tras los primeros riegos y las primeras fertilizaciones, constituyen notables sumideros de nitrato, capaces de absorber buena parte del nitrógeno aplicado. Por otra parte, la mayor parte de este nitrógeno procede de la fertilización y se aplica en forma de amonio, por lo que se puede esperar que se desarrollen con cierta intensidad procesos de *adsorción*, con o sin cambio iónico, y, en alguna medida, de *inmovilización*, más o menos reversible a medio plazo.

Como ya se comentó al tratar los factores que tenían influencia en la intensidad de la evapotranspiración, el déficit de fertilizantes genera mayor absorción, lo que puede alterar de manera significativa las concentraciones residuales de algunos iones y, particularmente del nitrato.

En lo que se refiere al sulfato, parece claro que la fertilización y las elevadas concentraciones en las aguas de riego no se contrarrestan en absoluto con las eventuales pérdidas por absorción, lo que conduce a que las aguas de drenaje sean muy sulfatadas. En todo caso, parece necesario admitir que se registra cierta acumulación de sulfatos en el sistema agua - suelo, que podría colaborar a la salinización, sin que haya evidencias de procesos de precipitación; de hecho, los índices de saturación de los principales compuestos sulfatados en las aguas de drenaje son muy negativos.

Probablemente, los procesos químicos más significativos sean los que afectan a los cationes, tales como la *adsorción* y el *intercambio iónico*, en el que parecen estar involucrados todos los cationes, incluido el amonio, con la probable excepción del magnesio que, en todo caso, podría cambiarse con otros iones presentes en el suelo, como el aluminio o el hierro, aunque no se tiene constancia alguna de ello.

El comportamiento del calcio no parece depender significativamente de las condiciones particulares de cada lisímetro y, básicamente, consiste en pérdidas de masa que pueden justificarse por procesos cambio iónico y de *precipitación* de carbonato cálcico, bien conocidos en ambientes semiáridos. Los índices de saturación de la calcita, aragonito y dolomita en las aguas de drenaje pueden llegar a ser muy elevados.

En cuanto a su participación en los procesos de intercambio, depende, entre otros factores, de las concentraciones relativas en el agua y en el suelo tanto del propio calcio como de otros iones. Aunque es de esperar que pueda intercambiarse con el sodio, como parece ser que ocurre cuando se riega con agua subterránea, también parece que existan procesos de intercambio con potasio, especialmente en el caso del riego con aguas residuales.

Independientemente de su participación en los procesos de intercambio, el sodio no parece acumularse en el sistema cuando se riega con agua subterránea, mientras que con el agua residual sí parece acumularse, lo que induce a pensar que contribuye notablemente a la alcalinización del suelo.

Sin duda alguna, la fertilización con amonio debe jugar un papel importante en los procesos de intercambio iónico.

7.8. ALGUNAS PRECISIONES SOBRE EL COMPORTAMIENTO DE LOS CATIONES

A lo largo de este capítulo se han invocado los procesos de adsorción, y particularmente los de intercambio iónico, para justificar el comportamiento de los cationes. Desde el punto de vista teórico, nada tiene de particular asumir que estos procesos ocurren ya que son sobradamente conocidos y descritos en diferentes condiciones de interacción agua - roca. Las siguientes reacciones son algunos ejemplos de intercambio:

$$Na^{+} + 1/2\ Ca\text{-}X_2 \Leftrightarrow Na\text{-}X + 1/2\ Ca^{2+}$$

$$Na^{+} + K\text{-}X \Leftrightarrow Na\text{-}X + K^{+}$$

$$Na^{+}\ Al\text{-}X_3 \Leftrightarrow Na\text{-}X + 1/3\ Al^{3+}$$

$$1/3\ Al^{3+} + 1/2\ Ca\text{-}X_2 \Leftrightarrow 1/3\ Al\text{-}X_3 + 1/2\ Ca^{2+}$$

$$1/2\ Ca^{2+} + K\text{-}X \Leftrightarrow 1/2\ Ca\text{-}X + K^{+}$$

$$NH_4^{+} + 1/2\ Ca\text{-}X_2 \Leftrightarrow NH_4\text{-}X + 1/2\ Ca^{2+}$$

$$1/i\ I_i^{+} + 1/j\ J\text{-}X_j \Leftrightarrow 1/i\ I\text{-}X + 1/j\ J^{j+}$$

En la práctica, la constatación de que estos procesos ocurren requiere estudios específicos, basados en métodos cromatográficos, que permitan, en condiciones controladas, la discriminación precisa de las variaciones de concentración de los cationes implicados en la interacción roca - disolución acuosa. En los casos reales, es decir, en estudios hidrogeoquímicos de campo, esta discriminación es más compleja y está sujeta a condiciones de contorno no controladas; sin embargo, en algunos casos ha sido posible efectuar aproximaciones aceptables, termodinámicamente correctas, que justifican las modificaciones hidrogeoquímicas observadas. Tal es el caso de algunos estudios de los procesos que acompañan a la mezcla de agua dulce y agua salada en acuíferos costeros, en los que el carácter conservativo del ion cloruro permite determinar los porcentajes de agua dulce y salada que intervienen en el agua de mezcla y conocer de este modo cuál sería la

concentración teórica de un determinado ion en el caso de que no estuviera involucrado en procesos modificadores. La diferencia entre la concentración real y la teórica se define como delta-iónico (Δ-ion), que se suele expresar en meq/l. La presencia de Δ-ionicos de signo contrario entre dos iones intercambiables se asume como indicio razonable de que el intercambio ha tenido lugar. Un interesante ejemplo de esta metodología se puede encontrar en la tesis doctoral de Giménez (1994).

En el caso del riego de los lisímetros no existe una mezcla efectiva de dos tipos específicos de agua en los que uno de los iones sea conservativo y, por tanto, no puede aplicarse la misma metodología, aunque sí parece posible realizar una cierta aproximación si se modifica el concepto de Δ -ionico. Con las naturales reservas que impone la simplificación realizada, se ha considerado que si el suelo de los lisímetros no fuera reactivo y que la absorción radicular no supusiera pérdida efectiva de masa, el único proceso que modificaría las concentraciones del agua de riego sería la concentración por evapotranspiración. Por consiguiente, si se calcula la concentración media del agua de entrada como el cociente entre la masa de un cierto ion y la cantidad de agua aplicada, y esta concentración se corrige con la tasa media de evapotranspiración, se puede considerar que esa misma concentración debería encontrarse en las aguas de drenaje. Esta sería la denominada concentración teórica, o mejor sería decir concentración teórica media, puesto que realmente la concentración de entrada no es homogénea ya que depende del tipo de agua, de riego o de lluvia, o ambas. Tampoco se han considerado las entradas de masas debidas a las fertilizaciones.

Pues bien, la diferencia entre las concentraciones encontradas en las aguas de drenaje y las respectivas concentraciones medias es la que se ha definido, en este caso, como Δ-ionicos. Es necesario hacer la salvedad de que la concentración teórica calculada es diferente para cada lisímetro, ya que se han aplicado las correcciones específicas en función de las tasas reales de evapotranspiración.

Se considera, entonces, que cualquier desviación del valor teórico implica un empobrecimiento o un enriquecimiento ligado a procesos ocurridos dentro del lisímetro. Estos procesos deben ser principalmente la absorción selectiva por el edificio radicular, procesos de disolución - precipitación, adsorción, intercambio iónico y posibles cambios del estado de oxidación de las formas nitrogenadas.

A manera de ejemplo, en las figuras 7.61 y 7.62 se representan los Δ-ionicos de los cationes en los lisímetros 6 (regado con agua residual) y 12 (regado con agua subterránea), respectivamente. Llama la atención que tanto el sodio como el potasio presentan en ambos casos valores positivos, lo que induce a pensar que los riegos aplicados y las lluvias acaecidas durante el periodo de estudio pueden lavar el suelo, originalmente enriquecido en estos iones, al menos en sodio; conviene recordar que este suelo estuvo sometido hace años a riegos con agua residual sin depurar y que, posteriormente, sólo recibió agua de lluvia, pero en cantidad insuficiente para realizar un lavado efectivo. Esta circunstancia puede ser la causa de que, a pesar de este aparente lavado de sodio en el lisímetro 6, la masa acumulada de este ion sea significativa, como se indicó en el apartado 7.5.7. En

cuanto al potasio, la explicación más simple es que en ambos lisímetros se ha aplicado potasio con los fertilizantes.

El calcio presenta una evolución aproximadamente sinusoidal que hace pensar en que su comportamiento está muy relacionado con las condiciones hidrodinámicas impuestas, de forma que durante los episodios de bajo drenaje los Δ-Ca son, en general, negativos, mientras que en los periodos de drenaje más activo aparecen Δ-Ca positivos. Similar comportamiento tiene el magnesio aunque de menor amplitud, ya que sus concentraciones de entrada y salida son sensiblemente menores que las del calcio.

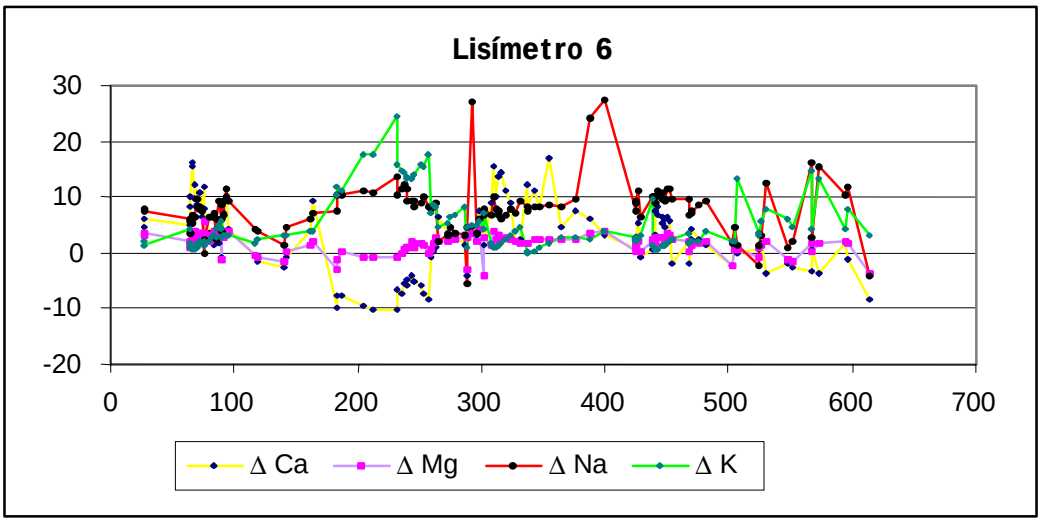


Figura 6.61. *Evolución de los deltas iónicos de los cationes del lisímetro 6*

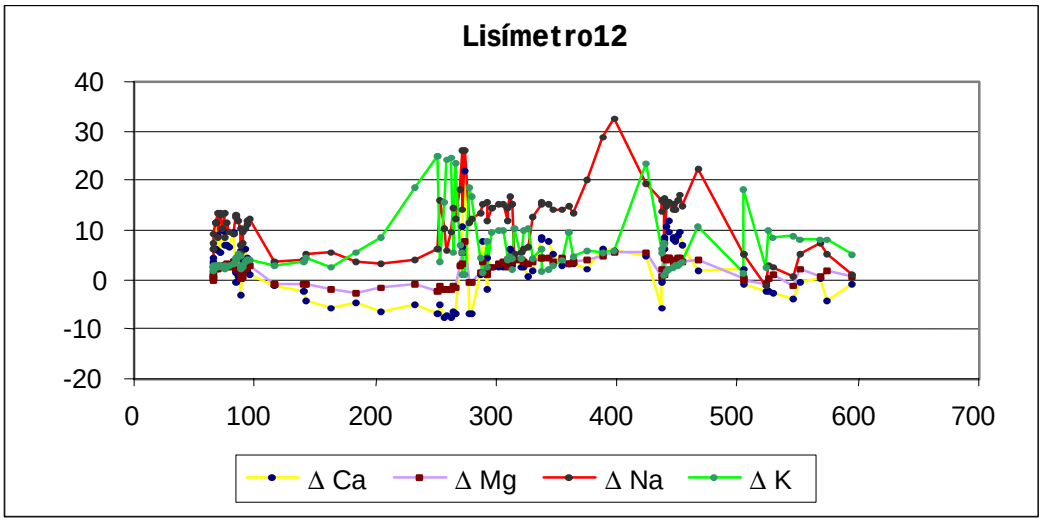


Figura 6.62. *Evolución de los deltas iónicos de los cationes del lisímetro 12*

Para estudiar la posibilidad de que la principal reacción de intercambio sea la que afecta a los iones sodio y calcio, posiblemente la más habitual en medios hidrogequímicos convencionales, se han representado los Δ-Ca y Δ-Na de cada uno de los lisímetros (figuras 7.63 y 7.64). El Δ-Na en todos los lisímetros regados con agua subterránea es claramente positivo, lo que confirma que se ha producido lavado de sodio del suelo, como ya se comprobó al estudiar las masas acumuladas. En los regados con agua residual hay mayor disparidad de comportamiento ya que en algunos de ellos el Δ-Na llega a ser claramente negativo, es decir, que el sodio puede quedarse acumulado en el lisímetro; esta diferencia de comportamiento entre los dos tipos de lisímetro puede justificarse, en primera aproximación, por el hecho de que la masa de entrada de sodio asociada a las aguas residuales es muy superior a la de las aguas subterráneas.

En cuanto a la relación entre ambos iones, parecen presentar, en general, evoluciones parecidas, al menos en lo que se refiere a los distintos periodos de régimen hídrico pero, si se observan las curvas en el detalle, se puede comprobar la existencia de una cierta especularidad, a veces muy manifiesta, que puede ser indicio de la existencia de procesos de cambio iónico entre ellos. Por consiguiente, se puede pensar en que, en determinadas condiciones, tienen lugar procesos de intercambio entre el calcio y el sodio, y que este intercambio puede ser reversible, aunque este proceso no parece suficiente para justificar las desviaciones de cada ion respecto a la concentración teórica.

En las figuras 7.65 y 7.66, que representan las relaciones entre Δ-Ca y Δ-K, se puede observar que la especularidad es más manifiesta que en el caso anterior, por lo que no se puede descartar que, al menos parcialmente, se produzca intercambio entre calcio y potasio. Los valores elevados de D-K pueden deberse a llegadas puntuales después de fertilizaciones.

Probablemente, unos de los factores que en mayor medida condiciona la posibilidad y la dirección de los intercambios iónicos sea la presencia de ion amonio, muy abundante en los lisímetros que reciben fertilzación, el cual bien por procesos de adsorción superficial o bien por procesos de intercambio iónico con el calcio, por ejemplo, puede alterar el equilibrio de las demás reacciones de intercambio.

Finalmente, en lo que se refiere al calcio, es de esperar que esté implicado en procesos de precipitación- disolución que puedan justificar parte del calcio retenido en el suelo. De hecho, los índices de saturación de las aguas de drenaje están comprendidos entre 0.7 y 1.6 para la calcita, entre 0.5 y 1.6 para el aragonito, y entre 1.1. y 3.4 para la dolomita.

En conclusión, los procesos que afectan a los cationes son de gran complejidad y parece necesario abordar con mayor profundidad el estudio de estos procesos para determinar las modificaciones que el riego, y singularmente el riego con aguas residuales, provoca en las características del suelo.

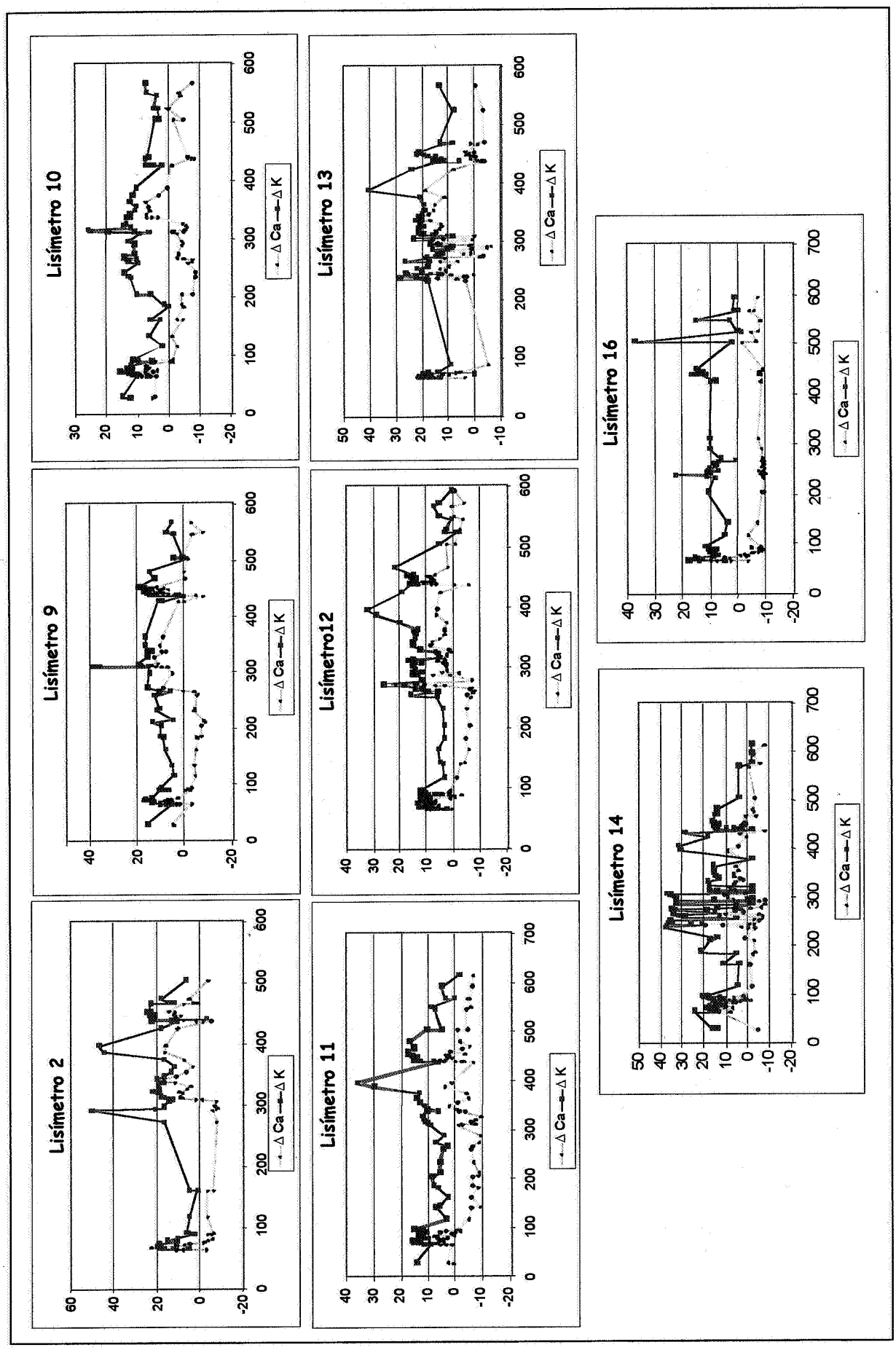


Figura 7.63. *Evolución de los deltas iónicos de sodio y calcio en los lisímetros regados con agua subterránea*

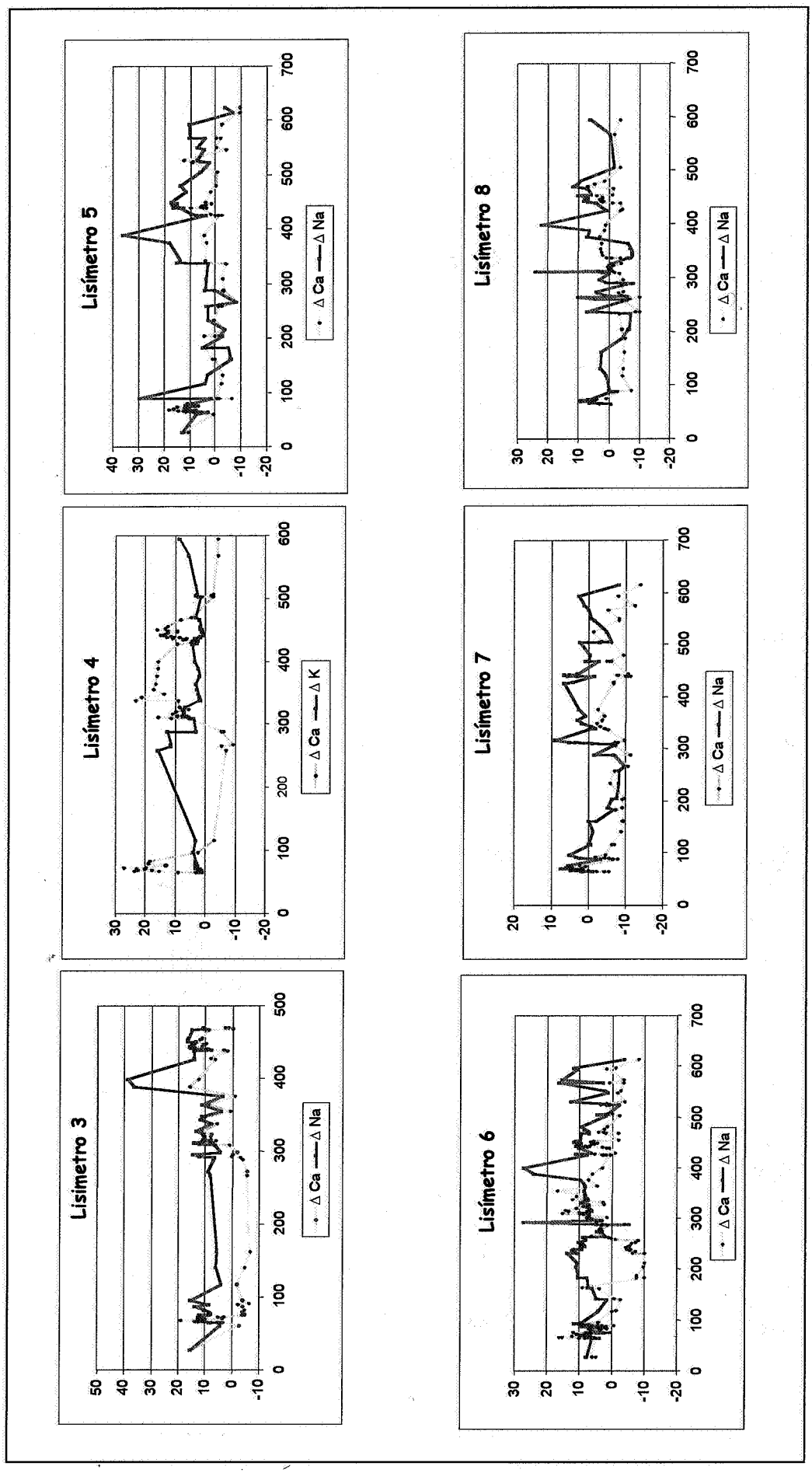


Figura 7.64. *Evolución de los deltas iónicos de sodio y calcio en los lisímetros regados con agua residual*

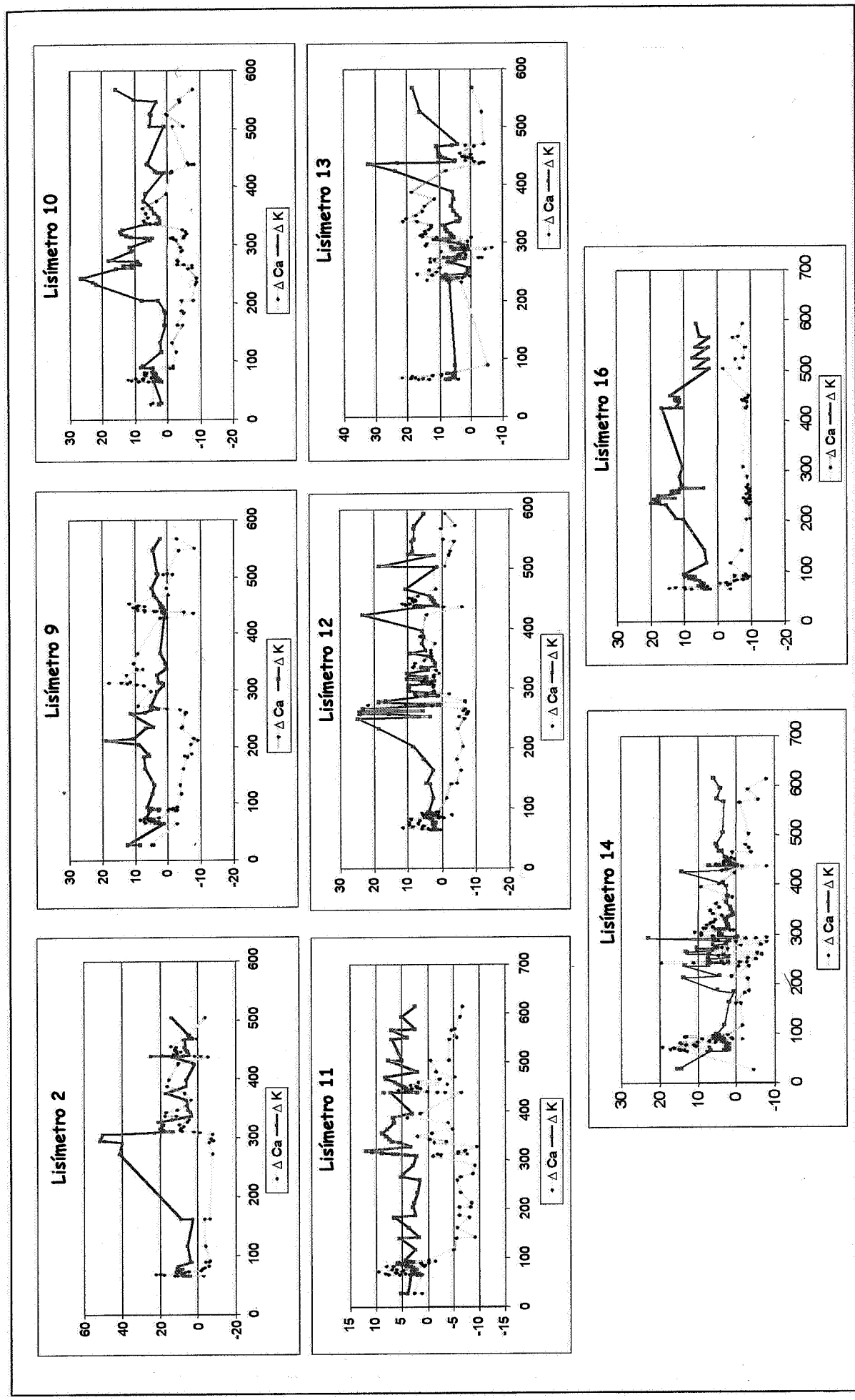


Figura 7.65. *Evolución de los deltas iónicos de calcio y potasio en los lisímetros regados con agua subterránea*

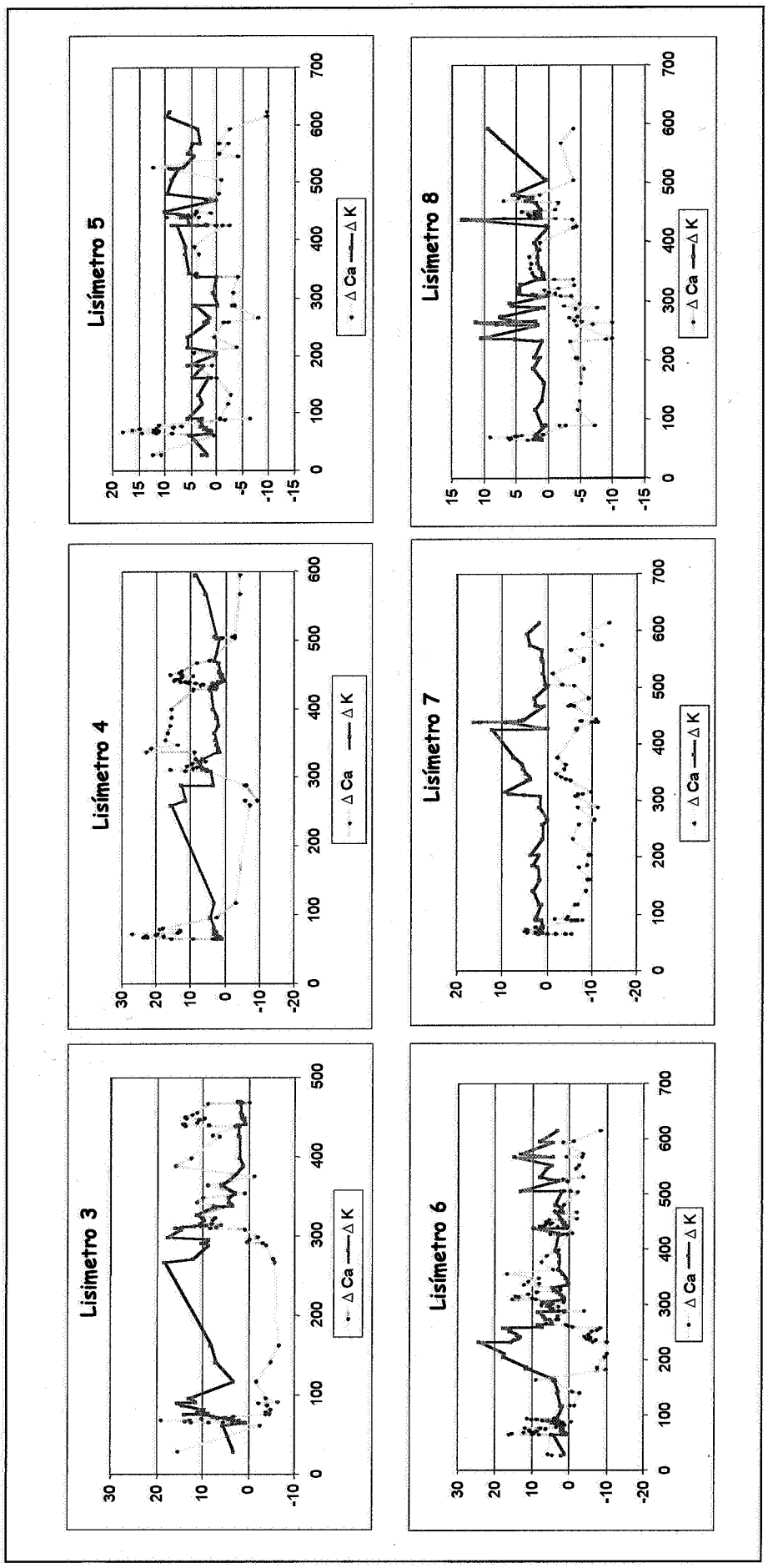


Figura 7.66. *Evolución de los deltas iónicos de calcio y potasio en los lisímetros regados con agua residual*

CAPITULO 8

CONCLUSIONES

8.1.SOBRE LA HIDROGEOQUIMICA DE LA PLANA DE CASTELLON

- Las estructuras ibéricas que afectan a los materiales del borde la Plana se continúan bajo el relleno pliocuaternario ejerciendo un fuerte control estructural sobre la hidrogeoquímica general del acuífero. La discontinuidad más significativa discurre aproximadamente paralela al trazado del río Mijares y al sur del mismo, y diferencia la naturaleza del substrato, que es carbonatado al norte y dolomítico y margo-arenoso al sur.

- Este control estructural se manifiesta en que las aguas de alimentación lateral en la mitad norte del acuífero son esencialmente bicarbonatadas cálcicas, mientras que en la mitad sur son sulfatadas magnésicas o cálcico-magnésicas.

- El estudio de la evolución del contenido en nitratos en las aguas del acuífero revela que en los últimos 25 años se ha pasado de valores máximos de 100 mg/l a valores cercanos a 400 mg/l, y que de encontrarse valores inferiores a 50 mg/l en la casi totalidad del acuífero se ha pasado a valores normalmente superiores a 100 mg/l, con la notable excepción del área de confluencia del río Mijares y la rambla de la Viuda, en donde tiene lugar infiltración directa del agua del río.

- La situación de salinización por intrusión marina en los sectores septentrional y meridional del acuífero parece estacionaria. Sin embargo, se ha detectado la existencia de un proceso incipiente de intrusión en el sector de la desembocadura del río Mijares, que se manifestó como consecuencia de un periodo seco (1996-1997) que obligó a mayor explotación del acuífero en ese sector para atender los regadíos que habitualmente utilizan aguas superficiales del sistema del Mijares. Se trata de un área sensible que debería ser controlada en detalle para evitar el avance del proceso intrusivo.

- En el sector Moncófar - Nules - Vall de Uxó (mitad meridional del acuífero) se ha detectado la presencia de mercurio y cromo cuyo origen se relaciona esencialmente con vertidos industriales al río Belcaire. La migración de estos metales hacia el acuífero está condicionada por la existencia de una fuerte depresión piezométrica provocada por una intensa explotación local y por el carácter clorurado del agua subterránea que favorece la formación de complejos clorurados, de mayor movilidad.

8.2. SOBRE LA METODOLOGIA

- La construcción y equipamiento de lisímetros es una labor ardua y su mantenimiento muy exigente cuando se quieren imponer determinadas condiciones de contorno. Sin embargo, la información que proporcionan puede ser muy valiosa a pesar del problema de su representatividad. Sin duda alguna, permiten cuantificar fielmente el agua infiltrada y establecer cálculos fiables de evapotranspiración. Para la determinación y cuantificación de los iones en disolución en el agua infiltrada representan una notable mejoría respecto a métodos basados en muestreo de agua intersticial (tomamuestras de succión, muestreo de suelos) ya que permiten realizar balances de masa y caracterizar el flujo másico que, en condiciones transitorias, no responde a movimientos continuos.

- Uno de los mayores problemas que pueden presentar los lisímetros es la posible presencia de flujos preferenciales tanto a lo largo de las paredes como a través del espacio anular resultante de la instalación de equipos, tales como sondas de humedad, tensiómetros y tomamuestras de succión. Es recomendable adoptar precauciones específicas para evitar este problema, tales como la instalación de derivadores de agua en el perímetro del lisímetro.

- La alteración de la estructura del suelo que tiene lugar durante el relleno de los lisímetros conduce a comportamientos hidráulicos muy diferentes de unos lisímetros a otros. El cuidado y la meticulosidad en el proceso de relleno puede evitar parcialmente este problema, pero parece necesario mantener operativos los lisímetros durante un tiempo antes de iniciar la experimentación. En nuestro caso, un año después de la instalación los comportamientos, deducidos a través de las respuestas hídricas y de medidas de la densidad aparente, se hicieron bastante homogéneos.

- La determinación de la humedad del suelo mediante el sistema TDR - Tube Probe presenta algunas deficiencias. Por una parte, a pesar de que la sonda esté adecuadamente calibrada parece necesario comparar los valores obtenidos con los equivalentes mediante métodos más fiables y seguros, como el gravimétrico. La propia posición de la sonda en el interior de los tubos de medida puede inducir diferencias notables de lectura, sobre todo en medidas superficiales; la toma de varias lecturas en un mismo punto puede disminuir el margen de error. Por otra parte, los cálculos de cantidad de agua equivalente a partir de los datos de humedad volumétrica no son suficientemente precisos ya que entradas de agua conocidas pueden dar lugar a incrementos de humedad no justificada; por tanto, el método no parece resolutivo para estudios de detalle de la variación de humedad.

8.3. SOBRE EL CALCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACION

- Los métodos de cálculo de evapotranspiración que sólo tienen en consideración las lluvias y las temperaturas, como por ejemplo los de Turc y Thornthwaite, tienden a subestimar el proceso, proporcionan información con periodicidad mensual e ignoran los mecanismos de detalle, que pueden ser cruciales. Para periodos largos, en los que la correlación entre radiación solar y temperatura sea más ajustada, estos métodos pueden proporcionan resultados aceptables.

- El balance de agua en el suelo mediante el método de Thornthwaite proporciona valores de evapotranspiración real muy similares a los obtenidos experimentales si además de las precipitaciones se consideran también los riegos como entradas de agua, y si el valor de la capacidad de campo es realista.

- Los métodos de Allen y Penman, corregidos con el coeficiente de cultivo correspondiente a los cítricos, proporcionan valores de evapotranspiración de referencia del mismo orden que los obtenidos experimentalmente.

- La evapotranspiración real medida en la parcela experimental para el conjunto del periodo de estudio ha sido de 1157 mm en los lisímetros con cítrico y de 1082 mm en los lisímetros sin cítrico

8.4. SOBRE EL CALCULO DE LA RECARGA

- La recarga supone solamente el 5% del agua del agua de riego y el 14% del agua de lluvia. De hecho, la mayor parte del agua de riego se evapotranspira y el resto se consume en alcanzar la capacidad de campo. Las lluvias, a pesar de ser escasas en el periodo de estudio, suponen unas entradas que generan flujo pistón y aceleran el desplazamiento del frente de humectación.

- Parece deducirse que las cifras que habitualmente se manejan para estimar el denominado retorno de riego, que están en torno al 20-25%, están muy alejadas de la realidad, de la misma manera que lo está, aunque en menor medida, la lluvia útil o eficaz que constituye la infiltarción profunda. En consecuencia, el bombeo neto está notablemente subestimado y el ajuste del balance induce a errores importantes en la determinación de partidas tales como la alimentación lateral subterránea.

8.5. SOBRE EL RIEGO

- En general, la utilización de aguas residuales para riego supone la entrada de mayores contenidos iónicos que las aguas naturales de mineralización media-baja. Además, la carga orgánica añadida puede aportar considerables cantidades de nitrógeno orgánico que, eventualmente, puede sufrir procesos de mineralización. Los aportes de cloruros, sulfatos, sodio y potasio, fundamentalmente, pueden originar salinización y alcalinización del suelo así como provocar una fracción de lixiviado de alta salinidad

- La concentración de cloruros en el agua de infiltración generada por el riego con aguas residuales es prácticamente el doble que cuando provienen del riego con agua subterránea.

- Ambos tipos de agua de riego tienen concentraciones similares de sulfatos, por lo que las aguas de drenaje también son similares, del orden de 550 mg/l en ausencia de fertilización y de 700 mg/l cuando se fertiliza. Probablemente, estas entradas de sulfatos justifiquen las elevadas concentraciones de este ion en las aguas subterráneas del acuífero, en las que tampoco hay que descartar la influencia de flujos regionales de naturaleza sulfatada provenientes de los acuíferos de borde.

- En cualquier caso, conviene hacer la consideración de que los sulfatos aplicados en los fertilizantes responden esencialmente a criterios económicos y de eficacia en la solubilidad de los compuestos y no tanto a las necesidades nutricionales de las plantas. En consecuencia, los sulfatos se pueden considerar como una fuente notable de contaminación del acuífero sin que tengan un beneficio directo sobre los cultivos.

- La concentración media de nitratos en las aguas de drenaje es el doble que la del agua de riego y diez veces superior cuando se riega con aguas residuales. La mineralziación del nitrógeno orgánico debe ser la causa principal de este incremento.

- En cuanto al potasio, conviene tener en consideración que las aguas residuales contienen concentraciones muy apreciables, del orden de 17 mg/l, que deberían contabilizarse para disminuir la cantidad de potasio aplicado lo que al mismo tiempo reduciría la cantidad de sulfato aplicado.

- El riego con aguas residuales genera notable acumulación de sodio en el suelo, con el consiguiente riesgo de sodificación y posibles modificaciones estructurales que pueden provocar problemas de sellado y encostramiento y, por tanto, disminución de la conductividad hidráulica

- La acumulación de calcio en el suelo puede ser debida, entre otras causas, a la precipitación de carbonato cálcico. De hecho, el agua de drenaje se encuentra notablemente sobresaturada con las principales especies carbonatadas.

- La vegetación herbácea asociada a los cultivos constituye un potente sumidero de agua y nutrientes, que rebaja considerablemente la fracción de drenaje y, por tanto, de recarga.

- El déficit de fertilización, sobre todo la nitrogenada, incrementa considerablemente la intensidad de la absorción radicular y, por consiguiente, disminuye la recarga.

8.6. CONCLUSIONES GENERALES

- **El cálculo de la evapotranspiración es crucial para la estimación de los balances hídricos y, por tanto, para la cuantificación de los recursos. Al menos en el acuífero de la Plana de Castellón, es necesario revisar y corregir los balances que tradicionalmente se han realizado.**

- **Dado que la utilización de aguas residuales para riego genera problemas en el suelo y provoca incremento de la salinidad del agua del acuífero, parece necesario mejorar los sistemas de depuración de las mismas.**

- **En general, las prácticas de regadío, en lo que se refiere al tipo, dosis y modo de aplicación del agua, así como a la gestión de los nutrientes asociados a dicha agua, pueden y deben ser optimizadas para reducir el impacto ambiental generado.**

BIBLIOGRAFIA

ABDULRAZAAK, M. L. y MOREL-SEYTOUX, H. J. (1983). Recharge from a ephemeral stream following wetting front arrival to water table. *Wat. Res. Resear.* 19 (1): 194-290

ADAMS, J. E., ARKIN, G. F. y RITCHIE, J. T. (1976). Influence of row spacing and straw mulch on first state drying. *Soil Science Society of America Journal*. 40: 436-442

ALAMY, Z. y MEREAU C.H. (1991). La géoépuration en milieu dunaire. Un exemple d´application: La faisabilité de l´infiltration et le traitment ternaire des efflunets de la station touristique de Lacanau (Gironde). *B.R.G.M. Hydrogéologie*, 4: 291-302

ALLEN, R. G. (1996). Assessing integrity of weather data for use in reference evapotranspiration estimation. *J. Irrigat. and Drain. Engin*. ASCE. 122: 97-106

ALLEN, R. G., JENSEN, M. E., WRIGHT, J. L. y BURMAN, R. D. (1989). Operational estimates of reference evapotranspiration. *Agron. J.* 8: 650-662.

ALLEN, R. G., PRUITT, W. O. y JENSEN, M. E (1991). Environmental requirements of lysimeters. In: *Lysimeters for evapotranspiration and environmental measurements*. IR Div/ASCE/Honolulu, Hi July . pp 23-25

ALLEN, R. G., SMITH, M., y PEREIRA, L. S. (1994a). An update for the definition of reference evapotranspiration. *ICID Bull.* 43 (2): 1-34

ALLEN, R. G., SMITH, M. y PEREIRA, L. S. (1994b). An update for the calculation of reference evapotranspiration. *ICID Bull.* 43 (2): 35-92

ALLISON, G. B. (1988). A review of some of the physical, chemical and isotopic techniques available for estimating groundwater recharge to an unconfined aquifer. In:Simmers (Ed.). *Estimation of the natural groundwater recharge*. Reidel Publ. Co. pp 49-72

ALVAREZ, C. et al (1976) Regadíos de la Plana de Castellón y su relación con el acuífero miocuaternario. *Hidrog. y Rec. Hidrául.* 1: 453-470

AMAYTA, D. M., SKAGG, R. W. y GREGORY, D. J (1995). Comparison of methods for estimating Ref-ET. *J. Irrig. and Drain. Engin*, nov, 1995: 427-435

ANADON, P., CABRERA, L. y CALVET, F. (1983). El Terciario. In IGME (Ed.) *Estudio Geológico del Maestrazgo y mitad meridional de las Catalánides*. T. III pp. 1-179.

ANKENY, M. D., AHMED, M., KASPAR, T. C. y HORTON, R. (1991). Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* (55): 467-470

ARAGONES, J. M., GARCIA DE LA TORRE, J., SAHUQUILLO, A. y DELGADO, S. (1979). Estudio hidrogeológico de la Plana de Castellón. *Hidrog. y Rec. Hidrául.* IV: 235-255.

ARCHE, A. y LOPEZ-GOMEZ, (1985). Gravel bars in braided rivers chanels of the basal Buntsandstein-facies conglomerates in Cuenca province (Southern Iberian Ranges, Central Spain). In: *Aspects of fluvial sedimentation in the lower Triassic Buntsandstein of Europe*. Ed. Mader, Lecture notes in Earth Sciences, Springer Verlag, 4:65-86.

ARCHE, A. y LOPEZ-GOMEZ, (1992). Una nueva hipótesis sobre las primeras etapas de evolución tectosedimentaria de la cuenca pérmico-triásica de SE de la Cordillera Ibérica. *Cuad. de Geol. Ibérica,* 16: 115-143.

ASANO, T. (1991). Planning and implementation of water reuse projects. *Wat. Sci. Tech*. 9:1-10

ASDAK, C., JARVIS, P. G. y GARDINGEN, P. V. (1998). Evaporation of intercepted precipitation based on an energy balance in unlogged and logged forest areas of central Kalimantan, Indonesia. *Agricult and Forest Meteorol*. 92: 173-180

ATHAVALE, R. N., CHAND, R. y RANGARAJAN, R. (1983). Groundwater recharge estimates for two basins in the Deccan trap basalt formation *Hydrolog. Scie, Journal*. 28 (4): 525-538

ATHAVALE, R. N., MURTHI, C. S. y CHAND, R. (1980). Estimation of recharge to a phreatic aquifers of the Lower Maner basin, India, by using the Tritium injection Method. *J. of Hydrol*. 45: 185-202

AURELL, M., MELENDEZ, A., SAN ROMAN, J., GUIMERÁ, J., ROCA, E., SALAS, R., ALONSO, A. y MAS, R. (1992). Tectónica sinsedimentaria distensiva en el límite Triásico-Jurásico en la Cordillera Ibérica. *III Congr Geol. España.* 1:50-54

AZCÓN, A. (1997). Necesidades observacionales y metodológicas para la mejora del conocimiento y seguimiento de la recarga y para la progresiva adecuación de la planificación hidrológica. En: Custodio, Llamas y Samper (Eds.). *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación Hidrológic*a. pp 305-313

BAARS, H. D. (1973). Controlled environment studies of the effects of variable atmospheric water stress on photosynthesis, transpiration and water status of Zea Mays L. and other species. *Plant Response to climatic factors.* Proceedings from Upsala Symposium. UNESCO. pp 249-258

BARBA, A., BELTRAN, V., FELIU, C., GARCIA, J., GINES, F., SANCHEZ, E. y SANZ, V. (1997). *Materias primas para la fabricación de soportes de baldosas cerámicas*. Instituto de Tecnología Cerámica- AICE. Castellón.

BARNES, C. J. y ALLISON, G. B. (1983). The distribution of deuterium and oxygen-18 in dry soils, I Theory. *J. of Hydrol,* 60: 141-156

BARNES, C. J. y ALLISON, G. B. (1988). Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of Hydrogen and Oxygen. *J. of Hydrol*. 100: 143-176

BECKING, R. W. (1962). The fog belt rainforest of the Pacific Northwest (U.S.A.). Proceedings of the 9th Pacific Science Congress. 4: 95-98

BELCHER, D. J., CUYKENDALL, T. R. y SHACK, H. S. (1950). The measurement of soil moisture and density by neutron and gamma ray scattering. *Tech. Develp. Rep*. 127 Civil Aeron. Admin. Washington D.C.

BELTRAN, J. (1995). Analisis de residuos de plaguicidas seleccionados en suelos y aguas. Estudios de movilidad en la zona no saturada. *Tesis Doctoral*. Universitat Jaume I. Castellón. 287pp

BELTRAN, J., MORELL, I. y HERNANDEZ. F. (1995). Evolución de los plaguicidas dimetoato y metidation a través de la zona no saturada. Estudios de campo. En: I. Antiguedad y J. M. Gonzalo (Eds.). *Avances en la investigación en la zona no saturada.* Serv. Central Publ. Del Gob. Vasco. Vitora-Gasteiz. pp 281-300

BESBES, M., DELHOMME, J. P. y De MARSILLY, G. (1978). Estimating recharge from ephemeral streams in arid regions: a case study at Kairouan, Tunissia. *Water Res. Res*. 14: 281-290

BIERHUIZEN, J. F. y SLATYER, R. O. (1965). Effect of atmospheric concentration of water vapor and CO_2 in determining transpiration-photosynthesis relationships on cotton leaves. *Agricult. Meteorol*. 2: 259-270

BIZE, J., FOUGEIROL, V., RIOU, V. y NIVAULT, N. (1988). Soil-quifer treatment and reuse of sewage effluent: a new approach to sanitation. In: Pescod y Arar (Eds.). *Treatment and use of sewage effluent for irrigation*. Ed: Butterworths. pp: 136-151

BLACK, E. A., TANNER, C. B. y GADNER, W. R. (1970). Evapotranspiration from a snap bean crop. *Agron. Journal*. 62: 66-69

BLAD, B. L. (1983). Atmospheric demand for water. In: I.D. Teare (Ed.). *Plant water Relations*. Wiley, New York pp 1-44

BLAD, B. L. y ROSEMBERG, N. J. (1974a). Evapotranspiration by subirrigated alfalfa and pasture in the east central Great Plains. *Agron. Journal*. 66: 248-252

BLAD, B. L. y ROSEMBERG, N. J. (1974b). Lysimetric calibration of the Bowen ratio-energy balance method for evapotranspiration estimation in the central Great Plains. *J. of Applied Meteorol.*. 13: 227-236

BLAD, B. L., GADNER, B. R., WATTS, D. G. y ROSENBERG, N. J. (1981). Remote sensing of crop moisture status. *Remote Sensing Q*. 3: 4-20

BLANCHET, R., GELFI, N. y BOSC, M., (1977). Relations entre consommation d'eau et production chez divers types varietaup de soja (Glycine max L. Merr.). *Annals Agron.* 28: 261-275

BOLT, G.H. (1976). Soil Physics terminology. *Bull. Int. Soc. Soil Sci.* 49: 26-36

BOUCHET, R. J. y ROBELIN, M. (1969). Evapotranspiration potencielle et reele-domain d'utilisation-portee practique. *Bull. Tech. Inform.* 238: 1-9

BOUWER, H. (1965). Theoretical aspects of seepage from open channels. *J. of Hyd. Div. ASCE*. 91 HY3: 37-59

BOUWER, H. (1985). Renovation of wastewater with rapid-infiltration land treatment. In: Asano, T. (Edit) *Artificial Recharge of Groundwater*. pp: 249-282.

BOUWER, H. (1988). Groundwater recharge as a treatment of sewage effluent for unrestricted irrigation. In: Pescod y Arar (Eds.). *Treatment and use of sewage effluent for irrigation*: Butterworths. London. pp: 116-128

BOUWER, H. (1989). Estimating and enhancing groundwater recharge. In: Sharma (ed.). *Groundwater Recharge*. A.A: Balkema. Rotterdam. pp 1-10

BOUWER, H. (1991). Role of groundwater recharge in treatment and storage of wastewater for reuse. *Wat. Sci. Tech.* 23(9): 295-302

BOUWER, H. y RICE, R. C. (1963). Seepage meters in seepage and recharge studies. *J. of Irrigat. and Drain. Div. ASCE.* 89 IR1: 17-42

BOUWER, H. y RICE, R. C. (1968). Salt penetration technique for seepage measurement. *J. of Irrigat. and Drain. Div. ASCE.* 94 IR4: 481-492

BOUWER, H. y RICE, R.C. (1984). Renovation of wastewater at the 23rd Avenue rapid infiltration projet. *J. Water Pollut. Control. Fed.* 56 (1): 76-83

BOYER, J. S. (1974). Water transport in plants: mechanism of apparent changes in resistance during absorption. *Planta (Berlin)* 117: 187-207

BRADY, N. C. y WEIL, R. R. (1996). *The nature and properties of soils*. Prentice Hall (Ed.) New Jersey. 740 p

BRAKKE, T. W., VERMA, S. B. y ROSENBERG, N. J. (1978). Local and regional components of sensible head advection. *J. Applied Meteorol.* 17: 995-963

BRINKMAN, R. (1931). Las Cadenas Béticas y Celtibéricas del sureste de España. *Publ. Extr. Geol. de España. IV*. Instituto Lucas Mallada. C.S.I.C

BRISSAUD, F., LEFEVRE, F., JOSEPH, C., ALAMY, Z. y LANDRAU, A. (1989). L´épuration par infiltration: élements théoriques et applications. *Procc XXI Journées de l´hidraulique*. Shopia.

BROMLEY, J., EDMUNDS, W. M., FELLMAN, E., BROUWER, J., GAZE, S. R., SUDLOW, J. y TAUPIN, J. D. (1997). Estimation of rainfall inputs and direct recharge to the deep unsaturated zone of southern Niger using the chloride profile method. *J. Hydrol.* 188-189:139-154

BRUN, L. T., KANEMASU, E. T. y POWERS, W. L. (1972). Evapotranspiration of soybean and sorghum fields. *Agron. J*. 64: 145-148

BRUN, L. T., KANEMASU, E. T. y POWERS, W. L. (1973). Estimating transpiration resistance. *Agron. J*. 65: 326-328

BRUNT, D. (1952). *Physical and dynamical Meteorology*. 2nd Ed. Univ. Press. Cambridge. 428p.

BRUTSAERT, W. (1975). On a derivable formula for long wave radiation from clear skies. *Water Resourc. Res*. 11: 742-744

BRUSSEAU, M.L. y RAO, P.S.C. (1990). Modeling solute transport in structured soils. A review. *Geoderma*, 46:169-192

CALLANDER, B. A. y WOODHEAD, T. (1981). Canopy conductance of state tea in Kenya. *Agric. Meteorol*. 23: 151-167

CAMPBELL, J. E. (1990). Dielectric properties and influence of conductivity in soils at one to fifty megahertz. *Soil Sci. Soc. of Amer. J*. 54: 332-341

CANEROT, J. et al. (1982). Ibérica Central-Maestrazgo. En: *El Cretácico en España*. Cap 6. Universidad Complutense de Madrid. CSIC. pp 273-344

CANEROT, J. (1974). Recherches géologiques aux confins des Chaines Ibériques et Catalanes. Espagne. *Tesis Doctoral*. Univ. Paul Sabatier. Tolouse.

CANEROT, J. (1985). Massif du Desierto de las Palmas (Castellón) *Strata*, 2(2):85-100.

CAVANILLES, A. J. (1795). *Observaciones sobre la Historia Natural, Geografía, Agricultura, población y frutos del Reyno de Valencia.* Edic. 1991 Caja de Ahorros y Monte de Piedad de Castellón.

CEREZO, M. (1998). Caracterización de los sistemas de absorción de nitrato en los cítricos e influencia de la salinidad sobre los mismos. *Tesis Doctoral*. Universitat Jaume I. 162 p

CEREZO, M., LAPEÑA, L. y GARCIA-AGUSTIN, P. (1995). Desarrollo vegetativo de cítricos (Citrus Sinensis (L) Osbeck) regados con agua urbana depurada. En: Antiguedad y Gonzalo (Eds). *Avances en la investigación en la zona no saturada*. Serv. Central Publ. del Gob. Vasco. Vitora-Gasteiz. pp 111-118

CHIN, D. A. y ZHAO, S. (1995). Evaluation of Evaporation-Pan networks. *J. Irrig. and Drain. Engin*. 121 (5): 338-346

CHOUDHURY, P. N. y KUMAR V. (1980). The sensivity of growth and yield of dwarf wheat to water stress at three growth stages. *Irrig. Sci.* 1: 223-231

COOPER, R .C. (1991). Public health concerns in wastewater reuse. *Wat. Sci. Tech.* 23(9): 55-66

COWAN, I. R. y MILTHORPE, F. L. (1968). Plant factors influencing the water status in plant tissues. In: Kozlowski (Ed.). *Water deficits and plant growth*. Acad. Press, New York Vol. 1: 137-193

CROOK, J. (1990). Aspectos sanitarios y reglamentarios. In: Mujeriego (Edit). *Manual práctico de riego con agua residual municipal regenerada*. Univ. Politécnica de Catalunya. Barcelona. pp: 361-302.

CUENCA, R. H., BROUWER, J., CHANZY, A., DROOGERS, P., GALLE, S., GAZE, S. R., SICOT, M., STRICKER, H., ANGULO-JARAMILLO, R., BOYLE, S. A., BROMLEY, J., CHEBHOUNI, A. G., COOPER, J. D., DIXON, A. J., FIES. J.-C., GANDAH, M., GAUDU, J.–C., LAGUERRE, L., LECOCQ, J., SOET, M., STEWARD,H. J., VANDERVAERE, J.-P and VAULCLIN, M. (1997). Soil measurements during the HAPEX-Sahel intensive observation period. *J. Hydrol.* 188-189: 224-266

CULL, P. O., SMITH, C. G. y Mc CAFFERY , K. (1981). Irrigation scheduling of cotton in a climate with uncertain rainfall *Irrig. Sci.* 2: 141-154

CUSTODIO, E. (1997a). Recarga a los acuíferos: aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. En: Custodio, Llamas y Samper. (Eds.). *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación Hidrológica*. pp 19-39

CUSTODIO, E. (1997b). Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos. En: Custodio, Llamas y Samper, (Eds.). *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación Hidrológica*. pp 83-109

CUSTODIO, E., LLAMAS, M. R. y SAMPER, J. (Eds.) (1997). *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación Hidrológica.* ITGE. Madrid. 455 p

DALE, R. F. y SHAW, R. H. (1965). Effect on corn yields of moisture stress and stand at two fertility levels. *Agron. J*. 54: 475-479

DAVIES, J. A. (1972). Actual, potential and equilibrium evaporation for a beanfield in southern Ontario. *Agric. Meteorol*. 10: 331-348

DAVIS, J. L. y ANNAN A. P. (1977). Electromagnetic detection of soil Moisture: Progress Report I. *Canadian J. of Remote Sensing* 3: 76-86

DAVIS, J. L. y CHUDOBIAK, W. J. (1975). In situ meter for a measuring relative permitivity of soils. *Geol. Survey of Canada Paper* 75-1: 75-79

De WIEST, R. J. M. (1965). *Geohydrology.* Wiley Ed. New York.

DILLON, P. J. (1982). Stream aquifer interaction models: a review. *Proceedings of the Hydrology and Water Resources Symposium,* Melbourne, May 1979. pp 132-138

DONG, A.; GRATTAN, S. R.; CARROLL, J. J. y PRASHAR, R. K. (1992). Estimation of daytime net radiation over a well watered grass. *J. of Irrig. and Drain. Engin.* 118 (3): 466-479

DOOREMBOS, J. y PRUITT, W. O. (1975). Guidelines for predicting crop water requirements. *Irrig. and Drain. Paper 24*. FAO. United Nations, Rome. 179 pp

DOOREMBOS, J. y PRUITT, W. O. (1977). Guidelines for predicting crop water requirements. *Irrig. and Drain. Paper 24. 2nd Ed*. FAO. United Nations, Rome. 156 pp

DORST, W. (1981). The application of single well techniques in groundwater investigations. *Proceed. of the Interamerican Symp. on Isotope Hydrol.* Bogotá, 1980. IAN. pp 317-336

DUNNE, T. y LEOPOLD L. B. (1995). *Water in Environmantal Planning.* W.H. Freeman and Company (Ed). 818 pp

DURAN, A., MORELL, I. Y HERNANDEZ. F. (1995). Cinética de la eliminación en la zona no saturada de la demanda bioquímica de oxígeno (DBO) en agua residual depurada utilizda para riego. En: Antiguedad y Gonzalo (Eds). *Avances en la investigación en la zona no saturada*. Serv. Central Publ. del Gob. Vasco. Vitora-Gasteiz. pp 99-110

DYER, A. J. y CRAWFORD T. V. (1965). A review of flux-profile relationship. *Boundary-Layer Meteorology*. 7: 363-372

DZERDZEEVSKI, B. L.(Ed.) (1954). Sukhovies and Drought control. *Akad Nauk. URSS, Inst. Geogr.* (Israel Program for Scientific translations, Jerusalem, OTS-63-11140)

EDMUNDS, W. M. y WALTON, N. R. G. (1980). A geochemical and isotopic approach to recharge evaluation in semi-arid zones, past and present. *Procd. Symp. on Arid zone hydrology investigations with isotopic techniques, IAEA*, Vienna, pp 47-68

EL NADI, A. H. (1974). The significance of leaf area in evapotranspiration. *Ann. Bot.* 36: 607-611

EPA-600/4-79-020 (1984). Standard Methods for chemical analysis of water and wastes

ESCRIG, I. y MORELL, I. (1997). Effect of calcium on the soil adsorption of cadmium and zinc in some spanish sandy soils. *Water, Air and Soil Pollution*, 105/3-4:507-520

ESCRIG, I. y MORELL, I. (1997). Soil pollution by some heavy metals from sewage sludge. *Toxicol Environ. Chem*, 66:243-252

ESCRIG, I., GIMENEZ, E., MORELL, I. y F. J. LOPEZ, (1993). Relación entre el contenido de metales pesados (Cd, Co y Pb) y la salinidad en la Plana de Castellón. *Hidrogeología*. 9: 19-34

ESTELLER, M. V., DURAN, A., MORELL, I., GARCIA-AGUSTIN, P. y LAPEÑA, L. (1994). Experimental citrus irrigation with reclaimed wastewater on a Spanish coastal aquifer. En: Reeve, C y Watts, W (Eds). *Groundwater. Drought, Pollution & Management.* Rotterdam p 55.

ESTELLER, M. V., GIMEMEZ, E. y MORELL, I. (1989a). Los nitratos en las aguas subterráneas de la Plana de Castellón. *Bol. Soc. Cast. Cult*. LXIV :500-512

ESTELLER, M. V. (1994). Consideraciones sobre el aprovechamiento de los recursos hídricos en la plana de Castellón. Utilización de aguas residuales para riego. *Tesis Doctoral*. Universidad de Granada. 446p

ESTELLER, M. V. y MORELL, I. (1995). Comportamiento de las especies nitrogenadas en una parcela experimental regada con aguas residuales urbanas depuradas. En: Antiguedad y Gonzalo (Eds). *Avances en la investigación en la zona no saturada.* Serv. Central Publ. del Gob. Vasco. Vitora-Gasteiz. Pp 87-98

ESTELLER, M. V. MORELL, I. y PULIDO. A. (1989b). Posibilidades de utilización de recarga artificial y riego de excedentes en el sector nororiental de la Plana de Castellón. *Tecnología del Agua*. 62: 25-34

ESTELLER, M. V. MORELL, I., PULIDO. A. y GIMENEZ, E.(1989c). Posibilidades de recarga artificial en el sector nororiental de la Plana de Castellón. *Temas Geológico-Mineros. La sobreexplotación de acuíferos*. 10:229-224.

FABREGAT, V. y NAVARRETE, P.(1987). Evolución de la concentración de nitratos en aguas subterráneas en el sector norte de la Plana de Castellón. IV Simp. Nac. Hidrog. XII: 149-165

FABREGAT-SANTIAGO F., S. FERRIOLS, N., GRACIA-BELMONTE, G., BISQUERT, J. y MORELL, I. (1999). Estudio de los diferentes estados energéticos del agua del suelo en función de los fenómenos de relajación dieléctrica. En: R.Muñóz-Carpena, A. Ritter y C. Tascón (Eds.). *Estudios de la Zona no Saturada*. ICIA:Tenerife pp 39-44

FEDERER, C. A. (1975). Evapotranspiration. *Rev. Geoph. Space Phys*. 13: 442-445

FERREIRA-COELHO, E. y OR, D. (1999). Modelo de distribuiçao de agua e de potencial matricial no solo sob gotejamento com extraçao de agua por raizes. *Pesq. Agropec. Brasileira.* 34 (2): 225-234

FIDELIBUS, M.D., GIMENEZ, E., MORELL, I. y TULIPANO, L. (1993). Salinization processes in the Castellón plain aquifer. In: Custodio y Galofre (Eds.). *Study and modelling of saltwater intrusion into aquifers.* Proc. 12th Saltwater intrusion Meeting. Barcelona pp. 267-284.

FLUG, M., ABI-GHANEM, G. V. y DUCKSTEIN, L. (1980). An event-based model of recharge from an ephemeral stream. *Water Res. Res*. 16: 685-690

FOSTER, S. S. D. (1988). Quantification of groundwater recharge in arid regions: a practical view for resource development and management. In: Simmers (Ed.) *Estimation of the natural groundwater recharge*. Reidel Publ. Co. Dordrecht. pp 323-338

FOSTER, S. S. D., BATH, A. H., FARR, J. L. y LEWIS, W. L. (1982). The likelihood of active groundwater recharge in The Bostwana Kalahari. *J. of Hydrol*. 55: 113-136

FRANKENBERG, W.T. (1990). Destino de los componentes del agua residual en el suelo y en los acuíferos: los organismos patógenos. In: Mujeriego, (Edit). *Manual práctico de riego con agua residual municipal regenerada*. Univ. Pol. de Catalunya. Barcelona. pp: 359-378.

FREEZE, R. A. (1969). The mechanism of natural groundwater recharge and discharge, 1. One dimensional and vertical, unsteady, unsaturated flow above a recharging or discharging groundwater flow system. *Water Res. Res*. 5: 153-171

FREEZE, R. A. y CHERRY, J. A. (1979). *Groundwater*. Prentice Hall Inc. Publ. New Jersey. 595 p

FRENCH, R. H., JACOBSON, R. L. y LYLES B. F. (1996). Threshold precipitation events and potential groundwater recharge. *J. of Hydraul. Engin*. 122 (10): 573-578

FRITSCHEN, L. J., HSIA, J. y DORAISWAMY, P. (1977). Evapotranspiration of a Douglas fir determined with a weighing lysimeter. *Water Res Res*. 13: 145-148

FROEHLICH, D. C. (1995). Long-duration rainfall intensity equations. *J. of Irrig. and Drain. Engin*. 121: 248-252

GARDNER, B. R., BLAD, R. E., MAURER, R. E. y D. G. WATTS (1981). Relationship between crop temperature and the physiological and phenomenological development of differentially irrigated corn. *Agron. J.*, 73: 743-747

GARDNER, C. M. K., BELL, J. P., COOPER, J. D., DEAN, T. J. y HODNETT, M. G. (1991). Soil Water Content. In: C. E. Mullins and K. A. Smith (Eds). *Soil Analysis Physical Methods*. Marcel Dekker. New York pp 1-73

GARDNER, H. R. (1974). Prediction of water loss from a fallow field soil based on soil-water flow theory. *Soil Sci. Society of Amer. Proc*. 38: 379-382

GARDNER, W. R. (1960). Dynamic aspect of water availability to plants. *Soil Sci*. 89: 63-73

GARG, S. P. y CHAWLA, A. S. (1970). Seepage from trapezoidal channels *J. Hyd. Div. ASCE* 96 HY6: 1261-1282

GASH, J. H. C. y STEWART, J. B. (1977). The evaporation from Thetford forest during 1975 *J. of Hydrol*. 35: 385-396

GAZE, S. R., SIMMONDS, L. P., BROUWER, J. y BOUMA, J. (1997). Measurement of surface redistribution of rainfall and modelling its effect on water balance calculations for a millet field on sandy soil in Niger. *J. of Hydrol*. 188-189: 267-284

GELAHR , L. W., GROSS, G. W. y DUFFY, C. J. (1979). Stochastic methods of analysing groundwater recharge In: *Hydrology of areas of low precipitation*. Proc. of the Camberra Symp. December. 1979. IAHS-AISH Publ. 128: 313-321

GEE, G. W. y Hillel, D. (1988). Groundwater recharge in arid regions: Review and critique of estimation methods. Hydrol. Processes. 2: 255-266

GEOSCAN (1994a). Informe sobre el emplazamiento de sondeos en el área de confluencia entre el rio Mijares y la Rambla de la Viuda para abastecimiento al municipio de Burriana. *Ministerio Obras Públicas, Transporte y Medio Ambiente*.

GEOSCAN (1994b). Construcción de un sondeo de investigación en el T.M. de Villarreal en el camino la Florida junto la Autopista A-7. *Ministerio Obras Públicas, Transporte y Medio Ambiente.*

GERBA, C. P., POWELSON, D. K., YAHYA, M. T., WILSON, L. G. y AMY, G. L. (1991). Fate of viruses in treated sewage effluent during soil aquifer treatment designed for wastewater reclamation and reuse. *Wat. Sci. Tech.* 23 (9): 95-102

GIMARN (1996). Estudio de impacto ambiental de las instalaciones de la empresa (Curtidos Nules). Informe Técnico Juzgado 1ª instancia e instrucción nº 1 de Nules. Castellón. Grupo de Investigación Medio Ambiente y Recursos Naturales. Universitat Jaume I.

GIMENEZ, E. (1994). Caracterización hidrogeoquímico de los procesos de salinización en el acuífero detrítico costero de la Plana de Castellón (España). *Tesis Doctoral*. Universidad de Granada. 469 pp

GIMENEZ, E. y MORELL, I. (1988). La intrusión marina en los acuíferos costeros de la Provincia de Castellón. *Tecnología de la Intrusión en Acuíferos Costeros*, III: 99-110

GIMENEZ, E., ESTELLER, M. V. y MORELL, I. (1989). La sobreexplotación en relación con el incremento de cultivo de regadío en la Provincia de Castellón. *Temas Geológico Mineros*, 10:357-370

GINDEL, I. (1971). Transpiration in three eucalyptus species as a function of solar energy, soil moisture and leaf area. *Physiol. Plant*. 24: 143-149

GINER, P. (1980). Estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones carbonatadas del Jurásico de los Catalánides, Maestrazgo y rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. *Tesis Doctoral.* Universidad de Barcelona.

GIRALDEZ, J. V. y LOPEZ-RODRIGUEZ, J. J. (1997). Evaluación de la recarga derivada de acciones antrópicas: Regadíos, canales y conducciones, embalses y depósitos. En: Custodio, Llamas y Samper (Eds.). *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación Hidrológica*. pp 141-152

GLASS, J. P., CHRISTENSEN, B. A. y RUBIN, H. (1977). Analysis of transient groundwater flow from seepage ponds. *Proc 3rd Int. Hydrology Symp*. Colorado. pp 246-256

GOLTZ, S. M. y PRUITT, W. O. (1970). Spatial and temporal variations of evapotranspiration downwind from the leading edge of a dry fallow field. *Div. Tech. Rep. ECOM68-G10-1 Dept. of Water Sci. and Engineering.* University of California. Davis

GONZALEZ, A., ROMERO, E., ORIHUELA, D. y GARRIDO, R. (1999). Evaluación de los tomamuestras de agua de suelo en la parcela experimental de La Rábida, Palos de la Frontera. Huelva. En: R.Muñóz-Carpena, A. Ritter y C. Tascón (Eds*.). Estudios de la Zona no Saturada*. ICIA:Tenerife pp 19-24

GONZALO, J. M., LUENGO C. y ANTIGUEDAD, I. (1998a). Problemática de las medidas tensiométricas en la parcela experimental de Arkaute (Araba, País Vasco). En: Gonzalez, Orihuela, Romero y Garrido (Eds). *Progresos en la investigación en zona no saturada.* Publ. Universidad de Huelva. pp 49-68

GONZALO, J. M., LUENGO C. y ANTIGUEDAD, I. (1998b). Criterios para la ubicación e instalación de una parcela experimental para la investigación de la ZNS. Aplicación a Arkaute (Araba) y Zamudio (Bizkaia). En: González, Orihuela, Romero y Garrido (Eds). *Progresos en la investigación en zona no saturada*. Publ. Universidad de Huelva. pp 187-198

GREEN, W. H. y AMPT G. (1911). Studies of soil Physics, Part I. The flow of air and water through soils. *J. Agricul. Sci*. 4: 1-24

GRIBB, M. M. SIMUNEK, J. y LEONARD M.F. (1998). Development of cone penetrometer method to determine soil hydraulic properties*. J. of Geotech. Geoenviron. Engin.* 124 (9): 820-829

GUARDIOLA, J. L. y GARCÍA A., (1990). *Fisiología vegetal. I. Nutrición y transporte.* Sintesis Ed. 440 pp

GUIMERA, J. (1983). Estudio tectónico del Maestrazgo y de la mitad Meridional de los Catalánides. In: IGME (Ed.).*Estudio Geológico del Maestrazgo y de la mitad Meridional de los Catalánides,* T.(III)

GUIMERA, J. (1987). Precisiones sobre la estructura y la edad de las deformaciones en el área de Lucena-Ribesalbes (Prov. de Castellón de la Plana). *Bol Geol. Minero* 93:318-334

GUIMERA, J. (1992). Análisis experimental de los procesos de flujo y comportamiento del ion nitrato en la zona no saturada y su influencia en el agua subterránea. *Tesis Doctoral*. Univ. Politécnica de Catalunya.

GUIMERA, J. y ALVARO, M. (1990). Structure et évolution de la compression alpine dasn les chsines Ibérique et la Chaine Côtière Catalane (Espagne*). Butll. Soc Géol. Franc.* VI:339-348

GUPTA, C. P. y SHARMA, P. (1984). Soil Moisture transport through the unsaturated zone: tritium tagging studies in Sabarmati basin, Western India. *Hydrol. Sci. Journal* 29 (2): 177-189

HAAR, L.; GALLAGHER, J. S. y KELL, G. S. (1984). *NBS/NRC Steam tables*. Hemisphere Publ. Co. New York.

HALEVY, E. et al. (1967). Borehole dilution techniques- a critical review. In: *Isotopes in Hydrology,* IAEA, Vienna pp 531-564

HALL, F.R. y MOENCH, A.F. (1972). Application of the convolution equation to stream-aquifer relationships. *Water Res. Res*. 8: 487-493

HANSEN, G. K. (1974). Resistance to water flow in soil and plants, plant water status, stomatal resistance and transpiration of italian ryegrass as influenced by transpiration demand and water soil depletion. *Acta Agricola Scand*. 24: 84-92

Harrison, L. P. (1963). Fundamental concepts and definitions relating to humidity. In: A. Wexler (Ed.) *Humidity and moisture*. Vol. 3. Reinhold Publ. Co. N.Y.

HAVERKAMP, R. VAUCLIN, M. y VACHAUD, G. (1984). Error analysis in estimating soil water content from neutron probe measurements: 1 local standpoint. *Soil Science* 137 (2): 78-90

HAVERKAMP, R., ROSS, P. J., SMETTEM, K. R. J. y PARLANGE, J. Y. (1994). Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2 Phisically based infiltration equation. *Water Res. Res.* 30 (10):29-35

HEERMAN, D. F., WALLENDER, W. W. y BOS, M. G. (1990). Irrigation efficiency and uniformity. In: Hoffman, Howel and Solomon (Eds.). *Management of farm irrigation systems*. ASAE Monograph, Amer. Ass. of Agricul. Engineers, St. Joseph. Chp. 6

HEREDIA, J., VIVES, L.,.CARRERA, J. y VARELA. M. (1987). Modelo del sistema acuífero de la Plana de Castellón *Hidrogeol. y Rec. Hidrául*. XI: 703-721

HICKS, B. B. (1973). Eddy fluxes over a vineyard. *Agric. Meteorlogy*. 12: 203-215

HILMAN, P.J. (1988). Health aspects of reuse of treated wastewater for irrigation. In: Pescod y Arar (Eds.). *Treatment and use of sewage effluent for irrigation*. Edit: Butterworths. London. pp: 52-63

HOWELL, T. A. y HILER, E. A. (1975). Optimizacion of water use efficiency under high frecuency irrigation- I. Evapotranspiration and yield relationship. *Trans. A.S.A.E*. 5: 873-878

HSIAO, T. (1997). Plant water soil relationships. *HYD 124. Hydrologic Science*. Land Air and Water Resources Dpt. University California. Davis Chpt. 3 pp.1-6

IDEOLOVITCH, E. y MICHAIL, M. (1985). Groundwater recharge for wastewater reuse in the Dan Region Projet: Summary of five year experience.1977-1981. In: Asano, T. (Edit) *Artificial Recharge Groundwater*. pp: 481-508.

IDSO, S. B. (1981). A set of equations for full spectrum and 80 to 14 μm and 10.5 to 12.5 μm thermal radiation from cloudness skies. Water Resour, Res. 17: 295-304

IDSO, S. B. y JACKSON, R. D. (1969). Thermal radiation from the atmosphere. J. Geophys. Res. 74: 5397-5403

IDSO, S. B., REGINATO, R. J., JACKSON, R. D., KIMBALL, B. A. y NAKAYAMA, F. S. (1974). The three stages of drying of a field soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 38: 831-837

IGLESIAS, M., LAMBÁN, J., CARDOSO, G. y CUSTODIO, E. (1997). El balance de cloruros como indicador de la recarga: ejemplos recientes. En: Custodio, Llamas, y Samper (Eds.). *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación Hidrológica*. pp 357-366

IGME (1973a). *Mapa Geológico de España.* E 1: 50.000 , Hoja nº 616 (Villafamés). Serv. Publ. Mº Industria. Madrid.

IGME (1974a). *Mapa Geológico de España*. E 1: 50.000 , Hoja nº 641 (Castellón de la Plana). Serv. Publ. Mº Industria. Madrid.

IGME (1974b). *Mapa Geológico de España.* E 1: 50.000 , Hoja nº 668 (Sagunto). Serv. Publ. Mº Industria. Madrid.

IGME (1974c). *Mapa Geológico de España.* E 1: 50.000 , Hoja nº 669 (Moncófar). Serv. Publ. Mº Industria. Madrid.

IGME (1974d). *Mapa Geológico de España.* E 1: 50.000 , Hoja nº 615 (Alcora). Serv. Publ. Mº Industria. Madrid.

IGME (1974e). *Evolución de los niveles piezométricos en los sistemas acuíferos. Cuenca media y baja del Río Júcar*. Serv. Publ. Mº Industria. Madrid

IGME (1975). *Evolución de los niveles piezométricos en los sistemas acuíferos. Cuenca media y baja del Río Júcar*. Serv. Publ. Mº Industria. Madrid.

IGME (1976). *Evolución de los niveles piezométricos en los sistemas acuíferos. Cuenca media y baja del Río Júcar*. Serv. Publ. Mº Industria. Madrid.

IGME (1977a). *Investigación hidrogeológica en la cuenca media y baja del Río Júcar*. PIAS Mº de Industria .Madrid

IGME (1977b). *Evolución de los niveles piezométricos en los sistemas acuíferos. Cuenca media y baja del Río Júcar*. Serv. Publ. Mº Industria. Madrid.

IGME (1980). *Estudio de control y protección de la calidad de las aguas subterráneas. Provincia de Castellón.* Mº de Industria y Energía. Excma Diputación Provincial de Castellón.

IGME (1981a). Problemática de las aguas subterráneas en la provincia de Castellón. *Programa Nacional de Gestión y Conservación de Acuíferos*. Mº de Industria y Energía. Madrid.

IGME (1981b). Calidad de las aguas subterráneas en las cuencas media y baja del Río Júcar. *Programa Nacional de Gestión y Conservación de Acuíferos*. Mº de Industria y Energía. Madrid.

IGME (1982). *Estudio para la gestión integral de los recursos hidráulicos en la Plana de Castellón y Plan de acción para la intrusión marina* . Mº de Industria y Energía. Madrid.

IGME (1983). *Mapa Hidrogeológico de España*. Hoja 48 Vinarós. Escala 1:200.000. Serv. Publ. Mº Industria. Madrid.

IGME (1984). *Actualización de los recursos hidráulicos subterráneos existentes en la comarca de Sagunto. Comunidad Valaneciana.* I-II IGME

IGME (1985a). *Mapa Geológico de España.* E 1:200.000 . Hoja nº 48 (Vinaròs). Serv. Publ. Mº Industria. Madrid.

IGME (1985b). *Mapa Geológico de España.* E 1:200.000 . Hoja nº 56 (Valencia). Serv. Publ. Mº Industria. Madrid

IGME (1986). Las aguas en la Comunidad Valenciana. Uso Calidad y perspectivas de utilización. Serv. Publ. Mº Industria. Madrid.

IGME, (1987). *Atlas hidrogeológico de la provincia de Castellón*. Eds. Diputación de Castellón-ITGME. Ministerio de Industria y Energía.

INOUE, M., SIMUNEK, J., HOPMANS, J. W. y CLAUSNITZER, V. (1998). In situ estimation of soil hydraulic functions using a multistep soil water extraction technique. *Water Res. Res*. 34(5): 1035-1050

ISSAR, A. y PACHTIER, R. (1990). Regional hydrogeological concepts In: D. N. Lener, A. S. Issar y I. Simmers (Eds.). *Groundwater recharge. A guide to understanding and estimating Natural recharge*. IAH. Verlag Heinz Heisse. Hanover. pp 23-98

ITGE (1989). Planas de Castellón y Sagunto. *Serie Manuales de Utilización de acuíferos. Dirección de Aguas Subterráneas*. Ministerio de Industria y Energía

ITGE-GIMARN (1992). *Contaminación de las aguas subterráneas por plaguicidas. Determinación de Residuos. Evolución y procesos físico-químicos en las zonas saturada y no saturada*. Ministerio de Industria y Energía

JENSEN, M. E. (Ed.) (1974). Consumptive use of water and irrigation water requirements. *Rep. Tech. Com. on Irrig. Water Requeriments, Irrigation and Dainage. Div. ASCE* 227 p

JENSEN, M. E. y HAISE. H. R. (1963). Estimating evapotranspiration from solar radiation. *J. of Irrig. Drain.* Div. *ASCE* . 89: 25-38

JENSEN, M. E., BURMAN, R. D. y ALLEN, R. G. (Ed.) (1990). Evapotranspiration and irrigation water requirements. *ASCE Manuals and Reports on Engineering Pract*. No. 70. 332 p

JOHNSTON, C. D. (1987). Preferred water flow and localised recharge in a variable regolith. *J. Hydrol.* 91: 129-142

JONES, H. G.(1983). *Plants and Microclimate*. Cambridge Univesity Press .Ed. 309 p.

JONES, J. A. A. (1997). *Global Hydrology. Processes, resources and environmental management.* Longman Ed. 399 p

JORDAN, P. R. (1977). Stream flow transmission losses in western Kansas. *J. of Hyd. Div. ASCE*.. 103 HY8: 905-919

JURY, W. A., GARDNER, W. R. Y GARDNER, W. H. (1991). *Soil Physics.* John Wiley and Sons Eds. 327p

KANEMASU, E. T. y ARKIN G. F. (1974). Radiant energy and light environment of crops. *Agric. Meteorol.* 14: 211-225

KAUFMANN, M. R. y Hall, A. E. (1974). Plant water balance - its relationship to atmospheric and edaphic conditions. *Agric. Meteorol*. 14: 85-98

KELEMEN, J. C. y INGRAM, A. P. (1998). The use of large bottomless lysimeters in the determination of water balances for a raised mire. Hydrological Processes. 13: 101-111

KIRKSCHETHER, E. J. (1960). Ground constant measurement using a section of balanced two wire transmission line. *Institution of Radio Engineers Translations on Antenas and Propagation* AP. 8: 307-312

KITCHING, R. y BRIDGE, L. R. (1974). Lysimeter instalation o sandstone at Styrrup, Nottinghamshire. *J. Hydrol.* 23: 219-232

KITCHING, R. y SHEARER, T. R. (1982). Construction and operation of a large undisturbed lysimeter to measure recharge to the chalk aquifer, England. *J. Hydrol*. 58: 267-277

KODESOVA, R., GRIBB, M. M. y SIMUNEK, J. (1998). Estimating soil Hydraulic properties from transient cone permeameter data. *Soil Sci*. 163 (6): 436-453

KODESOVA, R., ORDWAY, S. E., GRIBB, M. M. y SIMUNEK, J. (1999). Estimation of soil hydraulic properties with the cone permeameter: Field studies. *Soil Sci*. 164(8): 527-541

KRAATZ, D. B. (1977). *Irrigation canal lining*. F.A.O. Land and Water Development. Ser. No 1. 199p

KRISHNAMURTHY, K. y RAO, S. M. (1969). Theory and experiment in canal seepage estimation using radio-isotopes. *J. Hydrol*. 13: 22-40

KRISTENSEN, K. J. (1974). Actual evapotranspiration in relation to leaf area. *Nordic Hydrol.* 5: 173-182

KROGMAN, K. K. y HOBBS, E. H. (1976). Scheduling irrigation to meet crop demands. *Publ. 1590. Agriculture Canada.* 18 p

KUNG, K-J. S. (1990a). Preferential flow in sandy vadose soil. 1. Field observations. *Geoderma* 46:51-58

KUNG, K-J. S. (1990b). Preferential flow in sandy vadose soil. 2. Mechanism and implications. *Geoderma* 46:59-71

KURTYKA, J. C. (1953). Precipitation Measurement Study. *Illinois Water State Survey: Report of Investigation No 20*

LANG, A. R. G. y GARDNER, W. R. (1970). Limitation to water flux from soil to plants. *Agron. J.* 62: 693-695

LAPEÑA, L., CEREZO, M. y GARCIA-AGUSTIN, P. (1995). Possible reuse of treated municipal wastewater for Citrus spp. plant irrigation. *Bull. Environ. Contam. Toxicol*., 55: 697-703.

LAPEÑA, L., CEREZO, M. y GARCIA-AGUSTIN, P. (1996). Wastewater irrigation of citrus trees. *VIII Congress of the International Society of Citriculture*. South Africa. p 111.

LAPEÑA, L., CEREZO. M., MORELL, I. y GARCÍA-AGUSTÍN, P. (1994). Aplicación de aguas residuales urbanas al riego de Cítricos" " En: I. Morell (Ed). *Investigaciones en zona no saturada*. Publ. de la Universitat Jaume I. Castellón. pp 99-104

Le BARBÉR, J. y LEBEL, T. (1997). Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *J. Hydrol.* 188-189: 43-73

LEDIEUR J. De RIDER, P., De CLERK, P. y DAUTREBANDE, S. (1986). A method of measuring soil water by Time Domain Reflectometry. *J. Hydrol*. 88: 319-328

LEDIEUR, J. y DAUTREBANDE, S. (1987). Measure de l'humidité des soils par reflectométrie temporelle (TDR). *Bull. Groupe Francais Humidité Neutron*. 22: 13-30

LEE, R. (1967). The importance of transpiration control by stomata. *Water Res. Res.* 3: 737-352. *Comments and replies in Water Res. Res*. 4 (1968): 665-669, 1387-1390

LEMEUR, R. y ROSENBERG, N. J. (1976). Reflectant induced modification of soybean canopy radiation balance. III. A comparison of the effectiveness of Celite and Kaolinite reflectants. *Agron. J.* 68: 30-35

LEMON, E. R. (1956). The potentialities for decreasing soil moisture evaporation loss. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*20: 120-125

LENER, D. N., ISSAR, A.S. y SIMMERS, I. (Eds.) (1990). *Groundwater Recharge: A Guide to Understanding and estimating natural recharge.* Vol 8 IAH, Heinz Heise, 345 pp

LEYTON, L. (1978). Some thermodynamic concepts of water movement. In: *Fluid Behavior in Biological Systems.* Oxford Univ. Press., New York 235 p

LI, Y. y CHU, S. T. (1995). Field evaluation of aquifer-recharge model. *J. Irrig. Drain. Engin.*. 121 (6): 385-389

LIDE, D. R. (Ed.)(1991) Handbook of chemistry and physics. 72nd Ed. CRC Press. Boston.

LINACRE, E. T. (1964). Calculations of the transpiration rate and temperature of a leaf. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol.* B13: 391-399

LLORET, A. (1993). Métodos de medida y aplicación de succión en el laboratorio. En: L. Candela y M. Varela (Eds.). *La zona no saturada y la contaminación de las aguas subterráneas.Teoria, medición y modelos*. pp 122-144

LLOYD, J. W. (1986). A review of aridity and groundwater. *Hydrol. Processes.* 1:63-78

LOPEZ-GOMEZ Y ARCHE, A. (1988). Algunas consideraciones sobre la fácies Buntsandstein y Muschelkalk en el sector SE de la Cordillera Ibérica (Prov. Cuenca Teruel, Castellón y Valencia.). Publ. Geol. II. Congr. Geol. Esp. pp: 111-114.

LOPEZ-GOMEZ Y ARCHE, A. (1992a). Paleogographical significate of the Röt (Anisian, Triassic) Facies (Marines Clays, muds and marls Fm.) in the Iberian ranges, eastern Spain. *Paleogeography, Paleoclimatology , Paleoecology*, 91:347-361.

LOPEZ-GOMEZ Y ARCHE, A (1992b). Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico inferior y medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica. *Est.Geol*, 48:123-143.

LOPEZ-RODRIGUEZ, J. J. (1997). Medida de la recarga por lluvia: Métodos instrumentales en parcelas y trazadores. En: Custodio, Llamas y Samper, (Eds.). *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación Hidrológica*. pp 111-124

LOPEZ-VERA, F. y MAHMOUD, M. (1995a). Estudio experimental del flujo en lisimetros en la región de Madrid. En: Antiguedad y Gonzalo (Eds). *Avances en la investigación en la zona no saturada.* Serv. Central Publ. del Gob. Vasco. Vitora-Gasteiz. pp 203-221

LOPEZ-VERA, F. y MAHMOUD, M. (1995b). Ensayos de flujo en lisímetros con trazadores químicos y radiactivos. En: Antiguedad y Gonzalo (Eds). *Avances en la investigación en la zona no saturada.* Serv. Central Publ. del Gob. Vasco. Vitora-Gasteiz. pp 223-235

LOTZE (1929). Estratigraphie und Tektonik des Keltiberichen grundgebirges (Spanien) *Abb.Ges. Wiss. Gott. Math. Phys. KL. T XIV* Berlin.

LYDOLPH, P. E. (1964). The Russian Sukhovey. *Ann. Assoc. Am. Geogr.* 54:339-349

MAKKINK, G. P., (1957). Testing the Penman fromula by means of lysimeters. *J. Intru. Water Engin.* 11: 277-288

MARLATT, W. E. A., HAVENS, A. V., WILLITS, N. A. y BRILL, G. D. (1961). A comparison of computed and measured soil moisture under snap beans. *J. Geophysic Res*. 66:335-541

MARTIN , J.D. (1998). Geologia i mineralogia de les lutites permotriàsiques de la Serra deVilafamés (Castelló). *Treball de Recerca*. Universitat Autònoma de Barcelona.

MARTIN, A., REYES, J., MARTINEZ, S. y SASTRE, A. (1998). Utilización de los tomamuestras de succión para estudios de la ZNS en secano En: Gonzalez, Orihuela, Romero y Garrido (Eds.). *Progresos en la investigación en zona no saturada*. Ser. Publ. Univesidad de Huelva. pp 21-34

MARTINEZ-COB, A. (1996). Multivariable geostatistical analysis of evapotranspiration and precipitation in mountainous terrain. *J. Hydrol*. 174: 19-35

MARTINEZ-FERNADEZ, J., J. M. SANCHEZ-PEREZ y CAMMERAAT, L. H. (1994). La medida de la humedad en el suelo mediante el método TDR (Time Domain Reflectometry). En: I. Morell (Ed.). *Investigación en zona no saturada.* Pbl. Universitat Jaume I. pp.17-27

MARTINEZ-FERNADEZ, J. (1995). Medida de curvas de retención de humedad en laboratorio y su estimación. En: Antiguedad y Gonzalo (Eds). *Avances en la investigación en la zona no saturada*. Serv. Central Publ. del Gob. Vasco. Vitora-Gasteiz. Pp 193-202

MASEE, T. W. y CARY, J. W. (1978). Potential for reducing evaporation during summer fallow. *J. Soil Water Conservation*. 33: 126- 129

MATEU, J. F. (1982). El norte del País Valenciano. Geomorfología Litoral y Prelitoral. *Tesis Doctoral.* Universitat de València.

Mc ILROY I. C. (1957). The measurement of natural evapotranspiration *J. Australian Inst. Agricult. Science*. 23:4-17

Mc NAUGHTON, K. G. y BLACK, T. A. (1973). A study of evapotranspiration from a Douglas fir forest using the energy balance approach" *Water Res. Res*. 9: 1579-1590

MEISSNER, R., SEEGER, J.y RUPP, H.(1998a). Measuring environmental impacts of land use changes on water quality with lysimeters. From American Chemical Society Symposium series 669. *The lysimeter concept. Environmental behavior of pesticides*. Chapter 12, pp 163-176

MEISSNER, R., SEEGER, J.y RUPP, H.(1998b). Lysimeter studies in east germany concerning the influence of set aside of intensively farmed land on the seepage water quality. *Agriculture, ecosistems & environment*. 67: 161-173

MEISSNER, R., SEEGER, J., RUPP, H., SCHONERT, P. (1999). Estimating the effects of set-aside on water quality: scaling up of the lysimeter studies. *Land Degradation & Development*. 10: 13-20

MEYER, W. S. y GREEN, G. C. (1981). Plant indicators of wheat and soybean crop water stress. *Irrigation Sci.* 2: 167-176

MIYAZAKI, T. (1993). *Water flow in soils*. Marcel Dekker, Inc. 296 pp

MOENCH, A. F. y KISIEL, C. C. (1970). Application of the convolution relation to estimating recharge from an ephemeral stream. *Water Res. Res*. 6: 1087-1094

MOLZ, F. J. (1975). Potential distributions in the soil-root system. *Agron. J*. 67: 726-729

MONTEITH, J. L. (1963). Gas exchange in plant communities. In: L. T. Evans (Ed.). *Environmental control of plant growth.* Acad. Press, New York, pp 95-112

MONTEITH, J. L. (1965). Evaporation and the environment. *Proc., The state and movement of water in the living organisms, XIX Symposium of the Soc, for Exp. Biol.*, Swansea, Cambridge Univ. Press. New York, N.Y. pp 205-234

MORGAN, D. L.; PRUITT, W. O. y LOURENCE, F. J. (1970). Radiation data and analysis for the 1966 andf 1967 micrometeorologycal field runs at Davis. California. *Techn. Report ECOM 68-G10-2,* U.S. *A*rmy Electronics Command Atmospheric Science Laboratory, Fort Huachuca, Arizona

MORELL, I. (1999). *The Castellon Plain Aquifer*. Final Report. COST Action 65. European Commission (in press)

MORELL, I. y TUÑÓN, J. (1998). La contaminación en el acuífero detrítico costero de la Plana de Castellón (España). *Mem. XII Seminario Internacional del CIR*A, La Habana (Cuba).

MORELL, I. y SANCHEZ-PEREZ. J. M. (1998). Evaluación de los tomamuestras de cápsula porosa bajo condiciones de laboratorio: comparación entre cápsulas de porcelana y PFTE. En: Gonzalez, Orihuela, Romero y Garrido (Eds.) *Progresos en la investigación en zona no saturada.* Ser. Publ. Univesidad de Huelva. pp 89-109

MORELL, I. y SANCHEZ-PEREZ, J.M. (2000). Evaluation of porous cup soil-samplers under laboratory conditions. Comparison of ceramic and PTFE cups. *Toxicol. and Environ. Chem.* (in press)

MORELL, I. (1992). *Manantiales de la Provincia de Castellón*. Col.lecció Universitària. Diputació de Castelló.

MORELL, I. (1995). Algunas consideraciones sobre la zona no saturada. En: Antiguedad y Gonzalo (Eds). *Avances en la investigación en la zona no saturada.* Serv. Central Publ. del Gob. Vasco. Vitora-Gasteiz. Pp 1-32

MORELL, I., ESTELLER, M.V., CEREZO, M., LAPEÑA, L. y GARCIA, P. (1996a). Balance de masas de nitrato en una parcela experimental de cítricos regados con agua subterránea y agua residual urbana depurada. En: Morell y Fagundo (Eds.) *Contribuciones a la investigación y gestión del agua subterránea*. Universitat Jaume I pp: 209-220

MORELL, I.: GIMENEZ, E. y ESTELLER, M. V. (1987). Comportamiento iónico y procesos físico químicos en acuiferos detríticos costeros de las planas de Oropesa, Castellón y Gandia. *Hidrogeología*. 3:21-34

MORELL, I., ESTELLER, M.V. y DURÁN, A. (1994) Efecto depurarador de la zona no saturada sobre efluentes urbanos utilizados para riego. En: Morell (Ed). *Investigaciones en zona no saturada.* Universitat Jaume I. Castellón. pp 77-98

MORELL, I., GIMENEZ, E. y ESTELLER, M. V. (1987). Ejemplo de utilización de registros verticales de conductividad, temperatura, pH y oxígeno disuelto. Aplicación a los acuíferos de Oropesa-Torreblanca y Moncófar (Castellón). *Hidrogeol. Rec. Hidrául.* XI: 171-182

MORELL, I., HERNANDEZ, F. VEGA, R., ROMERO, A. y TUÑÓN, J. (1999). Estudio sobre la presencia de metales pesados en el acuífero de la Plana de Castellón. *Informe técnico para la empresa FACSA*. GIMARN. Universitat Jaume I. Castellón 242p Inédito.

MORELL, I., TUÑÓN, J., GASCÓN, M. y JIMÉNEZ, J.R. (1996b) Caracterización hidrogeoquímica de flujos preferenciales en un acuífero detrítico. En: Morell y Fagundo (Eds.) *Contribuciones a la investigación y gestión del agua subterránea*. Universitat Jaume I pp: 179-189

MOREL-SEYTOUX, H. J. (1964). Domain variations in chanes seepage flow*. J. Hyd. Div. ASCE* 90 HY2: 55-79

MUJERIEGO, R. (1990). *Manual práctico de riego con agua residual municipal regenerada*. Univ. Politècnica de Catalunya. Barcelona. 481 p

MURRAY, F. W. (1967). On the computation of saturated vapor pressure. J.Appl. Meteor.6: 203-204

MUSICK, J. T., NEW, T. T. y DUSEC D, A, (1976). Soil water depletion-yield relationships of irrigated sorghum, wheat and soybeans. *Trans. ASAE* 19: 489-493

NAGEL, J. F. (1956). Fog precipitation on Table Mountain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society.* 82: 452-560

NARASINHAM, T. M., NEUMAN, S. P. y WHITHERSPOON, P. A. (1978). Finite element method for subsurface hydrology using mixed implicit-explicit scheme. *Water Res. Res*. 15: 863-877

NAVARRETE, P., FABREGAT, V., LOPEZ-GETA, J.A. (1988). *Evolución y estado actual de la intrusión marina en el litoral de la provincia de Castellón*. TIAC'88, II: 111-128

NEUMANN, H. H., THURTELL, G. W. y STEVENSON, K. R. (1974). In situ measurements of leaf water potential and resistance to water flow in corn, soybean and sunflower at several transpiration rates*. Canad. J. of Plant Sci*. 54: 175-184

NEWMAN, E. J. (1969). Resistance to water flow in soil and plant. I. Soil resistance in relation to amounts of root: Theoretical estimates. *J. Applied Ecol*. 6: 1-12

NORMAN, J. M. (1982). Simulation of microclimate. In: Hatfield and Thomason, (Eds.). *Biometeorology in integrated pest management.* Academic Press. New York. Pp 62-99

NOTENBOOM, J., SERRANO, R., MORELL, I. y HERNÁNDEZ, F. (1995). The phreatic ecosystem of the Plana de Castellón (Spain): a first appraisal of community structure in relation to pollution processes. *Hydrobiology* 297: 241-249. 1995

NULSEN, R. A., THURTELL, G. W. y STEVESON, K. R. (1977). Response of leaf water potential to pressure changes at the root surface of corn plants. *Agron. J.* 69: 951-954

OBERLANDER, G. T. (1956). Summer fog precipitation on San Francisco Peninsula. *Ecology*. 37: 851-852

ORTI, F. (1974). El Keuper del levante español. *Est. Geol*. 30:7-46

PENMAN, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass*. Proceedings of the Royal Society of London. Series A*. 193: 120-145

PENMAN, H. L. y SCHOFIELD, R. K. (1951). Some physical aspects of assimilation and transpiration. *Symp. Soc. Exp. Biol*.. 5: 115-129

PEREIRA, L. S., PERRIER, A., ALLEN, R. G. y ALVES, I. (1999). Evapotranspiration: Concepts and future trends. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering. ASCE.* 125 (2): 45-51

PEREZ, A. (1979). El cuaternario continental de la Plana de Castellón. *Cuad. de Geogr.* Universidad de Valencia. 24: 39-54.

PEREZ-CUEVA A. J. (Coordinador) (1994) *Atlas Climatológico de la Comunidad Valenciana.(1961-1990).* Série Territori. Nº 4 Ed. COPUT. Gen. Valenciana. 205 pp

PERROUX, K. M. y WHITE, I. (1988). Design for disc permeameters. *Soil Sci. Soc. of Amer. J.* 52: 1205-1215

PESCOD, M. B. Y ALKA, U. (1988). Guidelines for wastewater reuse in agriculture. In: M.B. Pescod y A. Arar (Eds.) *Treatment and use of sewage effluent for irrigation*. Butterworths. London. Pp 21-37

POLJAKOFF-MAYBER, A. y GALE, J. (1972). Physiological basis and practical problems of reducing transpiration. In: T. T. Kozlowski (Ed.). *Water deficits and plant growth*. Academic Press, New York pp 277-306

PORRO, I. y WIERENGA, P.J. (1993). Transient and steady-state solute transport through a large unsaturated soil column. *Groundwater* 31:193-200

POSS, R., NOBLE, A. D. DUNIN, F. X. y REYENGA, W. (1995). Evaluation of ceramic cup samplers to measure nitrate leaching in the field. *European J. of Soil Sci*. 46: 667-674

PRIMO, E. y CARRASCO, J. M. (1973). *Química Agrícola. I . Suelos y Fertilizantes*. Ed. Alhambra. Madrid. 472p

PRUITT, W. O. y DOOREMBOS, J. (1977). Background and Development of methods to predict reference crop evapotranpiration (ETo). *Apendix II in FAO-ID-24* : 108-119

PRUITT, W. O. y LOURENCE, F. J. (1968). Correlation of climatological data with water requirement of crops. *Dept. of water science and Engineering. Paper No. 9001.* University of California. Davis. 59 p

QUEREDA, J. (1985). Clima e hidrografía. En: *La provincia de Castellón de la Plana. Tierras y gentes.* Ed. Caja de Ahorros de Castellón. 449 pp

REBOLL, V. (1999). Influencia del riego con agua residual urbana, procedente de la depuradora de castellón, sobre la nutrición calidad del fruto y productividad de árboles jóvenes de cítricos. *Tesis de Licenciatura*. Universitat Jaume I. 32 p

REEDER, J. F., FREYBERG, D. L., FRANZINI, J. B. y REMSON, I. (1980). Infiltration under rapidly varying surface water depths. *Water Res. Res*. 6: 97-104

REICOSKY, C. D., DOTY, C. W. y CAMPBELL, R. B. (1977). Evapotranspiration and soil water movementbeneath root zone of irrigated and non-irrigated millet (Panicum miliaceum). *Soil Sci.* 124: 95-101

REICOSKY, D. C. y LAMBERT, J. R. (1978). Field measurement and simulated corn leaf water potential. *Soil Sci, Soc. Amer. J*. 42: 221-228

RETTA, A. y HANKS, R. J. (1980). Corn and Alfalfa production as influenced by limited irrigation. *Irrig. Sci*. 1: 135-147

REYNOLDS, W. D. y ELRICK, D. E. (1991). Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Amer. J*. 55: 633-639

RICHARDS, L. A. (1931). Capillary conduction through porous medium. *Physics*. 1:318-331

RIDER, N. E., PHILLIPS, J. R. y BRADLEY, E. F. (1963). The horizontal transport of heat and moisture – A micrometeorological study. *Q. J. Royal Meteorology Soc.* 95: 507-530

RIJKS, D. A. (1971). Water use by irrigated cotton in Sudan: III. Bowen Ratios and active energy. *J. Applied Ecol*. 8: 643-663

RITCHIE, J. T. (1972). Model for predicting evapotranspiration from a row crop with incomplete cover. *Water Res. Res*. 8: 1204-1213

RITCHIE, J. T. y BURNETT, E. (1971). Dryeland evaporative flux in a subhumid climate: II. Plant Influences*. Agron*. 63: 56-62

RITCHIE, J. T. y JORDAN, W. R. (1972). Dryeland evaporative flux in a subhumid climate. IV: Relation to plant water status. *Agron.* 64: 173-176

RITCHIE, J. T., BURNETT, E. y HENDERSON, R. C. (1972). Dryeland evaporative flux in a subhumid climate: III. Soil water Influences. *Agron.* 64: 168-173

ROCA, E. y GIMERA, J. (1992). The Neogene structure of the eastern Iberia margin: structural contrast on the crustal evolution of the Valencia through (Western mediterranean). *Technophisics*, 203:203-218.

RODRIGUEZ, R., CANDELA, L., LLORET, A. y LEDESMA, A. (1998). importancia del transporte preferencial y la formación de fisuras en residuos mineros. En: Gonzalez, Orihuela, Romero y Garrido (Eds.). *Progresos en la investigación en zona no saturada*. Ser. Publ. Univesidad de Huelva. pp 251-264

ROSELLO, M. V. (1963). Notas preliminares a la morfología litoral del norte de Valencia. *Saitabi* XILI. Valencia.

ROSENBERG, N. J. (1969a). Seasonal patterns in evapotranspiration by irrigated alfalfa in the central Grain Plains*. Agron. J.* 61: 879-886

ROSENBERG, N. J. (1969b). Advective contribution of energy in evapotranspiration by irrigated alfalfa in the east central Grain Plains. *Agricult. Meteorol*. 6: 179-184

ROSENBERG, N. J. (1972). Frequency of potential evapotranspiration rates in the Central Great Plains. *Journal of Irrig. Drainaje Div. ASCE*. 98: 203-206

ROSENBERG, N. J. y POWERS, W. (1970). Potential for evapotranspiration and its manipulation in the plains region. Proceed. of the Symp. on Evaporation in the Great Plains. Great Plains Agricult. *Council Publ.* 50: 275-300

ROSENBERG, N. J. y VERMA, S. B. (1978). Extreme evapotranspiration by irrigated alfalfa: A consequence of the 1976 Midwestern drought. *Journal of Applied Meteorology*. 17: 934-941

ROSENBERG, N. J., BLAD, B. L. y VERMA, S. B. (1983). *Microclimate. The Biological Environment.* 2nd . Ed. John Wiley and Sons. 495 p

RUSHTON, K. R. (1986). Surface water-groundwater interaction in irrigation schemes. Conjunctive Water Use. *Proc. Budapest Symp. IAHS Publ.* 156: 12-27

RUSHTON, K. R. (1988). Numerical and conceptual models for recharge estimation in arid and semi-arid zones In: Simmers (Ed.). *Estimation of the natural groundwater recharge*. Reidel Publ. Co. Dordrecht. Pp 223-238

RUTH, B. (1999). A capacitance sensor with plannar sensitivity for monitoring soil water content. *Soil Sci. Soc. Amer. J*. 63 (1): 48-54

SAHUQUILLO, A. (1997). Evaluación de la recarga de acuíferos en abanicos aluviales, torrentes, piedemontes y cauces efímeros. En: Custodio, Llamas y Samper (Eds.). *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica.* pp 125-140

SALA, A. (1991). Reutilización de aguas residuales para usos agrícolas. *Tecnología del Agua*, 82: 17-32

SALAS, R. (1987). El Maml i el Cretaci inferior entre el Massís del Garraf i la Serra d'Espadà. Analisi de Conca. *Tesis Doctoral*. Universitat de Barcelona. Inédito.

SAMPER, J. (1997). Métodos de evaluación de la recarga por la lluvia por balance de agua: utilización, calibración y errores. En: Custodio, Llamas y Samper (Eds.). *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica* .pp 41-81

SANCHEZ-PEREZ, J. M. (1995). Nuevas tecnologías para el control y muestreo de la zona no saturada" En: Antiguedad y Gonzalo (Eds*). Avances en la investigación en la zona no saturada.* Serv. Central Publ. del Gob. Vasco. Vitora-Gasteiz. Pp 33-48

SANCHEZ-PEREZ, J. M. y MORELL, I. (1994). Precauciones de uso de los tomamuestras de succión equipados con porcelana porosa. En: Morell (Ed*). Investigaciones en zona no saturada.* Publ. de la Universitat Jaume I. Castellón. pp 9-15

SANCHIS, E., RODRIGUEZ,T., MORELL, I. (1989). *La naturaleza en la Comunidad Valenciana. El medio Físico, Geología*.. Institución Valenciana de Estudios e Investigación. Edicions Alfons el Magnanim.

SARDIN, M., SCHWEICH, D., LEY, F.L. y van GENUTCHEN, M.T. (1991). Modeling the nonequilibrium transport of linearly interacting solutes in porous media. A review. *Water Resour. Res*., 27:2287-2307

SATTERLUND, D. R. (1979). An improved equation for estimiating long-wave radiation from the atmosphere. *Water Resour. Res.* 15: 1649-1650

SCHOEN, R., GAUDET, J. P., BARIAC, T. (1999a). Preferntial flow and solute transport in a large lysimeter, under controlled boundary conditions. *J. Hydrol*. 215: 70-81

SCHOEN, R., GAUDET, J. P., ELRICK, D.E (1999b). Modelling of solute transport in a large undisturbed lysimeter, steady-state water flux. *J. Hydrol*. 215: 82-93

SEGINER, I. (1971). Wind effect on the evapotranspiration rate. *J Applied Meteorol*. 10: 215-220

SEGUIN, B. (1975). Influence de l'evapotranspiration regional sur la mesure locale d'evapotranspiration potencielle. *Agricul. Meteorol*. 15: 355-370

SELLERS, W. D. (1965). *Physical Climatology.* University of Chicago Press. Chicago. 272 p

SENE, K. J. (1996). Meteorological estimates for the water balance of a sparse vine crop growing in semiarid conditions. *J. Hydrol*. 179: 259-280

SGOP (1970). Estudio hidrogeológico preliminar de la zona de Vall de Uxó. Servicio Geológico de Obras Públicas. Inédito

SGOP (1976). *Trabajos de investigación para el alumbramiento de aguas en Chilches (Castellón)*. Informe 07/76. Servicio Geológico de Obras Públicas y Urbanismo. Inédito.

SGOP (1977). *Estudio Hidrogeológico de la Plana de Castellón*. Ministerio de Obras Públicas. Madrid.

SGOP (1978) *Sondeos Plana de Castellón*.(1967-1977) Documento Interno. Inédito.

SGOP (1978). *Sondeos Plana de Castellón* (1969-1977) Informe interno. Inédito.

SGOP (1983). *Informe sobre la situación actual y perspectivas de la explotación de aguas subterráneas en el término municipal de Nules (Castellón de la Plana*). Informe 04/83 Servicio Geológico de Obras Públicas y Urbanismo. Inédito.

SGOP (1986a). *Sinopsis Hidrogeológica de la Plana de Castellón. Explotación del acuífero y evolución de su estado*. Informe 03/86. Servicio Geológico de Obras Públicas y Urbanismo. Inédito.

SGOP (1986b*). Informe acerca del peligro de intrusión salina en el acuífero de la Plana de Burriana*. Informe 03/86. Dirección general de obras hidráulicas. Servicio Geológico

SHARMA, M. L. (Ed) (1989). *Groundwater Recharge.* Balkema Publ. Rotterdam. 323 p

SHARMA, P. y HUGHES M. W. (1985). Groundwater recharge estimation using chloride, deuterium and oxygen-18 proflies in the deep coastal sands of Western Australia. *J. Hydrol*. 81: 93-109

SHOWALTER, A. K. (1971). Evaporative capacity of unsaturated air. *Water Res. Res*. 7: 688-691

SHUKLA, J. y MINTZ, Y. (1982). Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate" *Science*. 215: 1498-1500

SHURBAJI, A. M. y CAMPBELL, A. R. (1995). Study of evaporation and recharge in desert soil using environmental tracers, New Mexico, USA. *Environ. Geol.* 29 (3-4): 147-151

SHURBAJI, A. M. y PHILLIS F. M. (1995). A numerical Model for the movement of H_2O, ^2H, ^{18}O and ^2HHO in the unsaturated zone. *J. Hydrol*. 171: 125-142

SIMMERS, I. (1990). Aridity, gorundwater recharge and water resources management. In: Lener, Issar and Simmers (Eds). *Groundwater Recharge: A Guide to Understanding and estimating natural recharge.* Vol 8 IAH, Heinz Heise, Hannover, pp 1-20

SIMON, J.L. (1982). Compresión y distensión Alpinas en la cadena Ibérica Oriental. *Tesis Doctoral.* Universidad de Zaragoza.

SIMUNEK, J., ANGULO-JARAMILLO, R., SCHAAP, M. G., VANDERVAERE J. P. y van GENUCHTEN, M. T. (1998a). Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension-disc infiltrometer data. *Geoderma*. 86: 61-81

SIMUNEK, J., KODESOVA, R., GRIBB, M. M. y van GENUCHTEN, M. T. (1999a). Estimating hysteresis in the soil water retention function from cone permeameter experiments. *Water Res. Res*. 35 (5): 1329-1345

SIMUNEK, J., van GENUCHTEN, M. T., GRIBB, M. M. y HOPMANS J. W. (1998b). Paramenter estimation of unsaturated soil hydraulic properties from transient flow processes. *Soil Tillage Research*. 47: 27-36

SIMUNEK, J., WENDROTH, O. and van GENUCHTEN M.T. (1999b). Estimating unsaturated soil hydraulic properties from laboratory tension disc infiltrometer experiments. *Water Res. Res.* 35 (10): 2965-2979

SINGH, B. y SZEICZ, G. (1980). Predicting the canopy resistance of a mixed hardwood forest. *Agric. Meteorol*. 21: 49-58

SINGH, B.P. y KUMAR, B. (1996). It is correct to assume that movement of water in unsaturated soil strata is a piston flow?. *Subsurface-Water Hydrology*, 65-76. Kluwer Acad. Pub.

SINHA, B. K. y SINGH, N. T. (1974). Effect of transpiration rate on salt accumulation around corn roots in a saline soil. *Agron. J.* 66: 557-560

SLATYER, R. O. y Mc ILROY, I. C. (1961). *Practical microclimatology*. CSIRO, Australia and UNESCO

SLATYER, R. O., HOUNAM, C. E., LEVERINGTON, K. C. y SWINBANK, W. C. (1970). Estimating evapotranspiration: An evaluation techniques. *Australian Water Resources Council. Dept. of National Development. Hydrological Series*. 5: 3-23

SLUTLER, R. K., JAMES, D. W., FULLERTON,T. M., WELLS, R. F. y SHIPE E. R. (1981). Corn yield functions of irrigation and nitrogen in central America *Irrig. Sci*. 2: 79 - 88

SMETTEM, K. R. J., PARLANGE, J. Y., ROSS, P. J. y HAVERKAMP, R. (1994). Three-Dimensional analysis of infiltration from the disc infiltromenter. 1 A capillary-based theory. *Water Res. Res*. 30 (11): 2925-2929

SMITH, M., ALLEN, R.G., MONTEITH, J.L., PERRIER, A., PEREIRA, L. y SEGEREN, A. (1991). Report of the expert consultation on procedures for revision of FAO guidelines for prediction of crop water requeriments. *UN-FAO,* Rome Italy 54 p

SNYDER, R. y PRUITT, W.O. (1992). Evapotranspiration data management in California. *Irrigation and Drainage. Proceedings Sessions*. Water Forum 92. Baltimore MD. August 2-6. pp 128-133

SNYDER. R. L., PRUITT, W. O. y DONG, A. (1985). An Automatic weather station network for estimation of evapotranspiration. *ICID Conference on Crop Water Requirements*, Paris. France. Sep. 11-14. 1984 International Commission on Irrigation and Drainage.

SOPHOCLEOUS, M. (1991). Combining the soil water balance and water level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: Practical Aspects. *J. Hydrol*. 124: 229-241

SOPHOCLEOUS, M. (1992). Groundwater recharge estimation and regionalization: The Great Bend Prairie of central Kansas and its recharge statistics. *J. Hydrol*. 137: 113-140

SOS (1975). Los terrenos del Periodo Carbonífero de la Provincia de Castellón. *Real Sdad. Española de Hª Ntral. Vol. Extra 1er centenario*. pp:419-435.

STARR, C. G., LOWERY, B, COOLEY, E. T. y HART (1999a). Development of a resonant lebgth technique fro soil water cotent measurement. *Soil Sci. Soc. Amer.J.* 63 (2): 278-285

STARR, C. G., LOWERY, B, COOLEY, E. T. y HART (1999b). Soil water content determination using network analyzer reflectometry methods. *Soil Sci. Soc. Amer.J*. 63(2): 286-289

STERN, W. R. (1967). Seasonal evapotranspiration of irrigated cotton on a low latitude environment. *Australian J. of Agric. Res*. 18: 259-269

STEWARD, J. B. (1977). Evaporation from the wet canopy of a pine forest. *Water Res. Res*. 13: 915-921

SWINBANK, W. C. (1951) The measurement of vertical transfers of heat ans water vapor by eddies in the lower atmosphere. *J. Meteorol*. 8: 135-145

SZEICZ, G. Van BAVEL, C. H. M. y TAKAMI S. (1973). Stomatal factors in the water use and dry matter production by sorghum. *Agric. Meteorology*. 12: 361-389

TANNER, C. B. (1981).Transpiration efficiency of potato. *Agron. J*. 73: 59-64

TEARE, I. D y KANEMASU, E. T. (1972). Stomatal-diffusion resistance and water potencial of soybeanand sorghum leaves. *New Phytol*. 71: 805-810

TEARE, I. D., KANEMASU, E. T., POWERS, W. L. y JACOBS, H. S. (1973). Water use efficiency and its relation tocrop canopy area, stomatal regulation and root distribution. *Agron. J*. 65: 207-211

TEBEL, T. y Le BARBÉR, L. (1997). Rainfall Monitoring during the HAPEX-Sahel. 2. Point and areal estimation at the event and seasonal scales. *J. Hydrol*. 188-189: 97-122

TEKLEHAIMANOT, Z. y JARVIS P. G. (1991). Direct measurement of evaporation of intercepted water from forest canopies. *J. of Appl. Ecol*. 28: 603-618

TETENS, O. (1930). Uber einiger meteorologische Begriffe. *Z. Geophs*. 6:297-309

THORNTHWAITE, C. W. (1948). An Approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev*. 38: 55-94

THORNTHWAITE, C. W. y HARE, F. K. (1965). The loss of water in the air. *Am. Meteorol. Soc., Boston*. 6: 163-180.

THORNTON, P. E., RUNNING, S. W. y WHITE, M. A. (1997). Generating surfaces of daily meteorological variables over a large regions of complex terrain. *J. Hydrol*. 190: 214-251

TOPP, C. G., DAVIS, J. L. y ANNAN, A. P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines. *Water Res. Res.* 16: 574-582

TUÑON, J. (1998). Caracterización hidrogeoquímica del area Rio Mijares - Rambla de la Viuda en la Plana de Castellón. *Tesis de licenciatura*. Universidad de Granada 141 p

TUÑON, J., MORELL, I. Y FERRIOLS, N. S. (1999). Observaciones prácticas sobre el cálculo del balance de agua. En: R. Muñoz-Carpena, Ritter y Tascón (Eds.). *Estudios de la Zona no Saturada*. ICIA.Tenerife. pp: 45-51

URBAN, J. B. y GBUREK, W. J. (1988). Determination of aquifer parameters at a groundwater recharge site. *Groundwater*. 26: 39-53

Van BAVEL, C. H. M. (1961). Lysimeter measurements of evapotranspiration rates in the eastern Unites States. *Soil Sci. Soc. of Amer. Proc*. 25: 138-141

Van BAVEL, C. H. M. (1966). Potencial Evaporation: The combination concept and its experimental verification. *Water Res. Res*. 2: 455-467

Van BAVEL, C. H. M. (1967). Changes in a Canopy resistance to water lossfrom alfalfa induced by soil water depletion. *Agricul. Meteorol.* 4: 165-176

Van BAVEL, C. H. M. y EHRLER, W. L. (1968). Water loss from a sorghum field and stomatal control. *Agron. J*. 60: 84-86

Van BAVEL, C. H. M., FRISTCHEN, L. J. y REEVES, W. E. (1962). Transpiration by a Sudan grass as an externally controled process. *Science*. 141: 269-270

Van BAVEL, C. H. M., NEWMAN, J. E. y HILGELMAN, R. H. (1967). Climate and estimated water use by an orange orchad. *Agricul. Meteorol.* 4: 27-37

Van den HONERT (1948). Water transport in plants as a catenary process. *Discuss. Faraday Soc.* 3: 146-153

Van GENUTCHEN, M. Th. (1976). Mass transfer studies in sorbing porous media. I. Analytical solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40(4):473-480

Van GENUCHTEN, R. (1978). Calculating the unsaturated hydraulic conductivity with a new closed-from analytical model. *Research Report 18-WR-08, Dept. Civil engineering*, Princetown University, Princetown, NJ.

VAUCLIN, M., KHANJI, D. y VACHAUD, G. (1979). Experimental and numerical study of a transient two dimensional unsaturated-saturated water table recharge problem. *Water Res. Res.* 15: 1089-1101

VAZ DE COSTA, S.M., MARA, D.D. y VARGAS-LOPEZ, C.E. (1991). Residual faecal contamination of effluent-irrigated lettuces. *Wat. Sci. Tech.* 23(9): 89-94

WALLACE, J. S., JACKSON, N. A. y ONG, C. K. (1999). Modelling soil evaporation in an agroforestry system in Kenya. *Agricult. and Forest Meteorol.* 94: 189-202

WESCOT, D.W. y AYERS R.S. (1990). Criterios de calidad del agua de riego. In Mujeriego, (Edit). *Manual práctico de riego con agua residual municipal regenerada*. Univ. Politécnica de Catalunya. Barcelona. pp: 35-68.

WESTERN, A. W., GRAYSON, R. B. y GREEN, T. R. (1999). The Tarrawarra Project: high resolution spatial measurement, modelling and analysis od soil moisture and hydrological response. *Hydrol. Processes*. 13: 633-652

WIERENGA, P.J. (1995). Water and solute transport and storage. In: *Handbook of vadose zone. Characterization and monitoring* (Wilson and others ed.).pp:41-60

WILKS, D. S. (1999a). Interannual variability and extreme-value characteristics of several stochastics daily precipitation models. *Agric. and Forest Meteorol.* 93:153-169

WILKS, D. S. (1999b). Simultaneous stochastic simulation of daily precipitation, temperature and solar radiation at multiple sites in complex terrain. *Agric. and Forest Meteorol.* 96: 85-101

WILLIAMS, G. D. V. (1972). Geographical variations in yield-weather relationships over a large wheat growing region. *Agric. Meterol.* 9: 265-383

WILSON, L. G. y De COOK, K. J. (1968). Field observations on changes in the subsurface water regime during influence seepage in the Santa Cruz River. *Water Res. Res.* 4: 1219-1234

WIT, C. T. (1958) *Transpiration and crop Yields.* Versi-Landbouwk,Ed. Wageningen. 88 p.

WOOD, W. W. (1999). Use and misuse of the chloride-mass balance method in estimeting ground water recharge. *Ground Water*. 37(1): 2-3

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (1971). Guide to hydrometeorological Practices *W.M.O. Technical Publication* No3. Geneva

WRIGHT, J. L. (1981). Crop coeficients for estimates of daily crop evapotranspiration. In: *Irrig. Scheduling for water and energy conservation in the 80's*, Am. Soc. of Agric. Engnrs. pp 18-26

WRIGHT, J. L. (1982). New evapotranspiration crop coeficients. *Journal of the Irrigation And Drainaje. Div, ASCE,* 108 (IR2): 57-74

WRIGHT, J. L. y JENSEN, M. E. (1972). Peak water requeriments of crops in southern Idaho. *J. Irrig. and Drain. Div Proc ASCE*. 80: 88-91

WU, J. ZHANG, R. y YANG, J. (1996). Analysis of rainfall-recharge relationships. *J. Hydrol*. 177: 143-160

YAO, A. Y. M. (1969). The R index for plant water requirement. *Agric. Meteorol*. 6: 259-273

YAO, A. Y. M. (1974). Agricultural potential estimated from the ratio of actual to potential evapotranspiration. *Agric. Meteorol*. 13: 405-417

YOUNGS, E. G. (1977). The unsteady groundwater mound below an irrigation ditch or leacky canal. *J. Hydrol*. 34: 307-314

ZEGELIN, S. J., WHITE, I. y JECKINS, D. R. (1989). Improved field probes for soil water content and electrical conductivity measurement using time domain reflectometry. *Water Res. Res.* 25: 2367-2376

ANEXOS

ANEXO 1

CARACTERIZACIÓN DEL SUELO

A1.1. DETERMINACIÓN DE LA TEXTURA

La textura del suelo se ha determinado en dos ensayos. En primer lugar se ha obtenido la curva granulométrica mediante un tamiz electromagnético, para separar las fracciones gruesa y fina del suelo, y a continuación se ha realizado el ensayo de Bouyoucos para separar la fracción limo y la fracción arcilla de los finos obtenidos del suelo.

1. Obtención de la curva granulométrica

La curva granulométrica se ha determinado con un tamiz electromagnético digital de la casa CISA, que cumple las normas ISO 3310.1 y ASTM E 11.95.

Preparación de la muestra

La muestra se prepara previamente separando las piedras y rompiendo los agregados para lo que se utiliza una maza de goma para triturar los agregados más grandes y después se pasa un rodillo con el que se consigue una muestra homogénea.

Método

Se pesa la muestra total antes de ser tamizada.

Se pasa la muestra por el tamiz de 2 mm (#200).

La muestra retenida se lava con agua y se deja 24 horas y después se vuelve a pasar por el tamiz #200 y se pesa el material retenido, que será el porcentaje de grueso junto con las piedras que se han separado.

El resto de muestra se pasa varias veces por un separador y se hacen cuartos, de los cuales se escoge uno y se sumerge en agua 24 horas.

La muestra se deja secar y se pasa por los tamices para obtener la curva granulométrica, calculando el porcentaje de muestra retenida en cada tamiz.

Con esta curva se obtiene una separación de gruesos y finos, de los cuales no se puede distinguir la fracción limo de la fracción arcilla.

2. Densímetro de Bouyoucos

La separación de las partículas finas del suelo se realiza, normalmente, mediante dos métodos cuyos fundamentos son bastante diferentes y cuyos resultados pueden diferir en función del contenido total de finos de la muestra a determinar. Estos métodos son la difracción láser y el densímetro de Bouyoucos.

El método que se ha utilizado ha sido el del densímetro, que se basa en la densidad que tiene una suspensión, en función de la cantidad de materia que tiene suspendida, de manera que siguiendo la evolución de dicha densidad con el tiempo de sedimentación, puede determinarse experimentalmente la distribución de tamaños de partículas.

Experimentalmente se determina que la concentración de sólidos totales en suspensión (en g/l), indicada por la escala del densímetro a los cuarenta segundos después de la agitación, corresponde a partículas de diámetro menor o igual a 20 μ, es decir arcilla y limo, y la indicada a dos horas correspondea partículas de diámetro inferior o igual a 2 μ, es decir arcilla.

Material:

Un densímetro Bouyoucos

Un agitador con soporte

Un vaso metálico

Tres probetas de1000 ml

Un cronómetro

Dos termómetros

Reactivos:

Solución dispersante de hexafosfato de sodio. Se disuelven 37 g de metafosfato sódico y 7.94 g de carbonato sódico en 300 ml de agua destilada y se diluye hasta un litro con agua destilada.

Procedimiento:

1. Se pesan 50 g de suelo, desecado al aire y tamizado a través de una malla de 2 mm.

2. Se coloca el suelo en la copa de la batidora y se añaden 10 ml de solución dispersante y agua destilada hasta que la superficie del líquido quede a unos 6 cm por encima del fondo de la copa.

3. Se dispersa mediante la batidora durante 5 minutos

4. Se vierte el contenido en una probeta de 1000 ml y se arrastran todas las partículas con agua. Se completa el volumen con agua destilada hasta 1 litro.

5. Se agita la probeta tapada, durante un minuto a fin de homogeneizar el contenido.

6. Se deja la probeta sobre la mesa al mismo tiempo que se dispara el cronómetro. Se introduce el densímetro cuidadosamente en la dispersión, y a los cuarenta segundos del cese de la agitación se anota:

medida del densímetro (c)

temperatura en ºC

hora en que se dejó de agitar

7. Se saca el densímetro de la suspensión y se deja sedimentar.

8. Al cabo de 120 minutos del momento del cese de la agitación se vuelve a introducir el densímetro y se anota:

medida del densímetro (c')

temperatura en ºC

Cálculos

Una vez conocidos los valores de c y c', se sustituyen en las siguientes fórmulas:

$$X = \frac{c + (t - 20)0.36}{50} 100$$

$$Y = \frac{c' + (t' - 20)0.36}{50} 100$$

donde:

- Porcentaje de arena es 100-X
- Porcentaje de Limo es: X-Y
- Porcentaje de arcilla es: Y

Referencia: Primo y Carrasco (1973)

A1.2 ANALISIS QUIMICO

La determinación química de las muestras se ha realizado mediante Fluorescencia de Rayos X.

El fundamento de la fluorescencia consiste en que cuando una muestra se excita por un haz primario de R-X, se produce una radiación secundaria que es emitida con una longitud de onda e intensidad que depende de los elementos presentes en la muestra. La intensidad medida para cada elemento da un valor que refleja su concentración en la muestra.

El equipo utilizado es un Siemens 3000. Para la preparación de la perla se ha realizado una mezcla de 1 gramo de muestra, 10 g de tetraborato de litio (fundente) y 0.01 de bromuro de litio. Se ha utilizado una perladora de la casa Claisse, modelo "Fluxy".

A1.3. ANALISIS MINERALOGICO

La composición mineralógica de las muestras de suelo se ha realizado mediante la técnica de Difracción de R-X. Esta técnica consiste en incidir un haz de R-X, previamente dirigido y con una longitud de onda conocida, sobre una muestra de mineral en polvo, que gira en el centro de un goniómetro. A consecuencia de este giro el haz de R-X se difracta y refleja con unos ángulos que son característicos de cada retículado cristalino, dando finalmente el diagrama correspondiente.

El equipo utilizado es un difractómetro de polvo Siemens D-5000 con geometria Bragg-Bretano, monocromador de grafito y detector de centelleo.

Las condiciones de paso han sido:

1. Radiación incidente de Cu Kα (1.54052 A)
2. Voltaje de 40 Kv y amperaje de 30 mA
3. Tamaño de paso de 0.04º y tiempo de paso de 3 segundos.

Los difractogramas se han interpretado con la ayuda del programa de evaluación EVA de la casa SACABIN y las fichas JCPDS correspondientes.

Referencia: Barba et al. (1997)

A1.4 PESO ESPECÍFICO DE LAS PARTÍCULAS SÓLIDAS (γ)

En general, el término peso específico se define como la relación del peso de un volumen de material dado al peso de un volumen igual de agua a 4ºC.

El peso específico de las partículas sólidas se ha determinado mediante el Picnómetro.

Calibrado del Picnómetro

Un parámetro requerido para el cálculo del peso específico de las partículas sólidas es el peso del picnómetro cuando está lleno de agua (P_{pa}) El valor de P_{pa} no es constante sino que depende de la temperatura para un mismo volumen de agua. El valor de P_{pa} a cualquier temperatura T_x se puede calcular calibrando el picnómetro:

1. Se pesa el picnómetro vació, limpio y seco (P_p)
2. Se llena de agua destilada y se pesa (P_{pa})
3. Se mide la temperatura del agua T_i
4. El valor de Ppa se puede calcular para cualquier otra temperatura con la ecuación:

$$Ppa(tx) = \frac{da_{(t_x)}}{da_{(t_i)}}\left[Ppa_{(t_i)} - Pp\right] + Pp$$

donde: $Ppa(t_x)$ es el peso del Picnómetro lleno de agua a la temperatura t_x

$Ppa(t_i)$ es el peso del Picnómetro lleno de agua a la temperatura t_i

$da(t_x)$ es la densidad del agua a la temperatura t_x

$da(t_i)$ es la densidad del agua a la temperatura t_i

El picnómetro tiene un factor de corrección K para cada temperatura. En la Tabla A1. 1 se muestran las densidades del agua y el factor de corrección K para varias temperaturas.

Tabla A1.1 *Factor de corrección K del picnómetro y densidad del agua a varias temperaturas*

Temperatura	Densidad del agua (g/cm^3)	Factor de corrección K
18	0.9986244	1.0004
19	0.9984347	1.0002
20	0.9982343	1.0000
21	0.9980233	0.9998
22	0.9978019	0.9996
23	0.9975702	0.9993
24	0.9973286	0.9991
25	0.9970770	0.9989

Preparación de la muestra

El suelo debe secarse previamente al horno y se pesa seco. Tomando unos 100 g de muestra de este suelo seco (P_s), y una vez seleccionado, el peso puede estar seco o tener su humedad natural.

Procedimento

Se introduce la muestra en el picnómetro y se añade agua destilada hasta llenar ¾ partes de su volumen.

Expulsar el aire que haya podido quedar alojado en los poros, bien mediante bomba de vacío, mediante ultrasonidos o mediante ebullición.

Rellenar el picnómetro con agua destilada y determinar el peso del picnómetro con su contenido P_{pas} y la temperatura del contenido T_x.

$$\boxed{\gamma = \frac{KPs}{Ps + Ppa_{(tx)} - Ppas}}$$

A1.5. CURVA DE RETENCION

La determinación de la curva característica se ha realizado mediante un equipo psicrométrico del laboratorio de suelos del departamento de Ingeniería del Terreno de la Universitat Politécnica de Catalunya.

El equipo del psicrómetro

El psicrómetro es un instrumento para la medida de la humedad relativa del aire de un espacio confinado. Dada la sensibilidad de los transistores para pequeños cambios de temperatura, es posible medir humedad relativa por encima del 95%, incluso hasta del 99.95%. Esto permite al psicrómetro medir la succión del suelo en un intervalo de pF comprendido entre 3.0 y 5.0.

El psicrómetro SMI consta de tres partes, denominadas:

- Cámara de aislamiento térmico
- Tubos psicrométricos
- Registrador de las medidas para su lectura y almacenamiento

Control de la temperatura

La fiabilidad del equipo depende del grado del control térmico que se tenga durante el periodo de lectura. Por esta razón, los tubos deben introducirse en la cámara de aislamiento térmico. Esto asegura que las muestras y tubos estén, y se mantengan, de forma casi constante a la misma temperatura durante el tiempo de cualquier ensayo.

Como los tubos están afectados por los cambios de temperatura del laboratorio, se obtendrá una mayor fiabilidad y reproductividad de los ensayos en un laboratorio con temperatura controlada con una variación de ± 0.5º.

Los tubos psicrométricos

Los tubos psicrométricos constan de una serie de componentes:

- Sensor húmedo. Es un pequeño transistor situado en el extremo del tubo sobre el cual existe un anillo de plástico; en condiciones normales de trabajo, en este sensor se pone una gota de agua desionizada.
- Sensor seco, que está situado junto al sensor húmedo, y es un transistor idéntico, pero que permanece seco para comprobar la ganancia del sensor húmedo.
- Shaft del tubo, contiene una pequeña tarjeta impresa sobre la cual hay montada un amplificador y otros componentes electrónicos para medir y amplificar la diferencia de temperatura entre los sensores seco y húmedo.
- La cabeza del tubo, que contiene un tornillo potenciométrico que se utiliza para poner a cero el canal de lectura una vez alcanzado el equilibrio.
- Conexión eléctrica, que contiene la conexión de alimentación de los tubos y una salida tipo D de 25 pins que está situada en la parte exterior de la caja.

Medidas de Succión

Los registros que salen de los tubos psicrométricos se pueden medir en la salida tipo D de 25 pins situado en uno de los laterales de la caja. Las señales oscilan entre –23 y 1000 mV (más de 5.5 de pF). La alimentación del psicrómetro es de 5.5 voltios, y las medidas se pueden hacer directamente o mediante data logger.

Calibración

La calibración de los canales se realiza con la cápsula de PVC que sirve de protección al final del tubo. En la cápsula se colocan dos papeles de filtro de 14 mm de diámetro y sobre ellos se ponen tres gotas estándar con las soluciones patrón de Na Cl, desde pF=2 hasta pF=5 y se ajusta la lectura con el tornillo psicromético.

Medida de la Tensión del Suelo

Previamente a la medición de la tensión del suelo con el psicrómetro los tubos deben equilibrarse unas 12 horas con la solución estándar de pF=2.

Tras este periodo la lectura debe llevarse a cero mediante los tornillos potenciométricos.

Preparación de las muestras

La medida de la tensión del suelo se realiza de forma muy similar a como se hace el calibrado. Las muestras se introducen en los tubos de 35 mm de largo que se acoplan al final de los tubos psicrométricos.

Las muestras se cortan mediante un anillo de 10 cm de diámetro. Este anillo se hinca en la muestra hasta introducirla dentro del tubo de 35 mm de largo. Esta operación debe realizarse con mucho cuidado y, normalmente, se hace sobre una plataforma de vidrio. Cuando las muestras están muy secas y duras es conveniente recortar las muestras con un *cutex* cada 15 mm de muestra conforme introducimos el tubo.

Cuando la muestra está dentro del tubo queda en la parte inferior del mismo, con cuidado se empuja la muestra, forzando que esta pastilla quede en la parte central del tubo, y se debe sellar por debajo con un tapón para que se pueda introducir en el psicrómetro.

Antes de introducir las muestras en el psicrométro se deben dejar en el mismo laboratorio para que equilibren su temperatura con el psicrómetro.

La introducción de los tubos con la muestra debe realizarse una vez se ha calibrado en psicrómetro con la solución de pF=2, y se debe realizar de forma rápida pero con mucho cuidado para no desplazar la gota de agua del sensor húmedo, que debe estar bien colocada dentro del anillo.

Tras introducir las muestras los canales mostrarán lecturas fuera del rango de calibración, el proceso de estabilización suele tardar de 45 a 60 minutos. Tras una hora de haber introducido los tubos, se realiza una lectura cada 15 minutos hasta que sea estable.

Cada medida se hace determinando el peso de la muestra, que indica la variación de la humedad de la muestra de cada ensayo.

Lo más frecuente es determinar la curva de desecado y después la de humedecimiento.

Los resultados obtenidos en la lectura del equipo se pueden transformar en medida de pF en MPa mediante una ecuación que depende de la calibración de cada

canal. Los canales del psicrómetro se deben calibrar con una frecuencia mensual independientemente de su uso.

Con estas medidas y con la determinación de la humedad del suelo, calculada gravimétricamente se obtiene la curva característica, a la cual se suele ajustar por tanteo ecuaciones que cumplen la ecuación de van Genuchten, y cuando se obtiene un ajuste aceptable se pueden determinar los parámetros psicrométricos. (Po y m).

$$Sr = (1+(S / Po)^{(1/1-\lambda)})^{-\lambda}$$

siendo Sr el grado de saturación, S la succión experimental, y Po y λ son parámetros de la ecuación de Van Genuchten ajustados por mínimos cuadrados y cuyo valor en nuestro caso son: Po = 1.08 y λ = 0.2671.

A1.6 DENSIDAD APARENTE

Para determinar la densidad aparente del suelo se necesita tomar una muestra inalterada de suelo y determinar el peso seco y el volumen de esa muestra.

La densidad aparente se determinó en mayo de 1998, al principio de la experiencia, en un nivel superficial para no distorsionar los lisímetros. Esta medida se realizó mediante unos anillos diseñados para tal fin. Al final de la experiencia se realizó un sondeo de 100 cm en cada lisímetro con el que se ha determinado un perfil de densidad en cada lisímetro en las muestras inalteradas que se han obtenido con el testigo.

Densidad aparente al inicio del estudio

La toma de muestras se ha hecho con un anillo cortante de 69 mm. de diámetro y un volumen de 108.44 cm^3 con el que se han tomado muestras de suelo en cada uno de los 17 lisímetros.

Las muestras se pesaron y posteriormente se metieron en horno a 105ºC durante 24 horas para eliminar el agua y se pesaron de nuevo en seco.

Para este fin se apartó la capa superficial, que se ha visto alterada por varias acciones de laboreo agrícola, de modo que se dejó una superficie plana a unos 10 cm de profundidad y se introdujo el anillo por hinca; con ayuda de otro anillo se introduce varios cm en el suelo y se extrae quedando muestra de suelo en ambos extremos del anillo, que se corta limpiamente para obtener una muestra con el volumen exacto del anillo. Esta muestra se seca y se determina el peso seco, para obtener la densidad seca aparente.

Densidad aparente al final del estudio

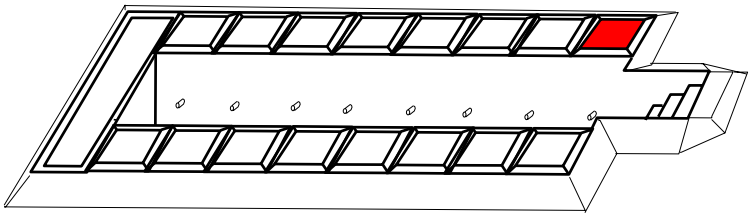
La densidad aparente al final se realizó en las muestras inalteradas obtenidas con testigo continuo, aunque cuando el suelo ha estado muy seco ha perdido la cohesión y no se ha podido determinar. El procedimiento fue igual que con los anillos, aunque el volumen de la muestra se determinó mediante desplazamiento de mercurio al sumergir la muestra en un laboratorio con temperatura controlada.

ANEXO 2

CARACTERÍSTICAS DE LOS LISÍMETROS

Lisímetro 1

LOCALIZACIÓN EN LA PARCELA

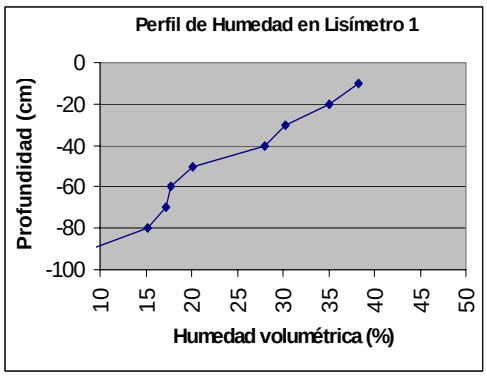


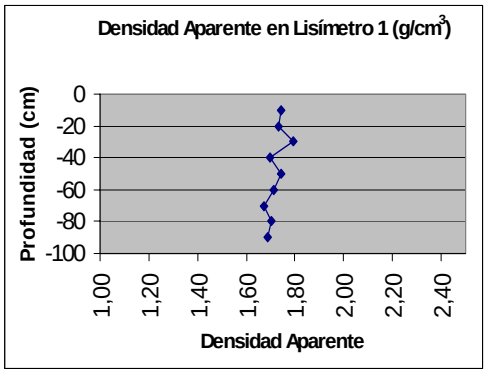
Ficha técnica

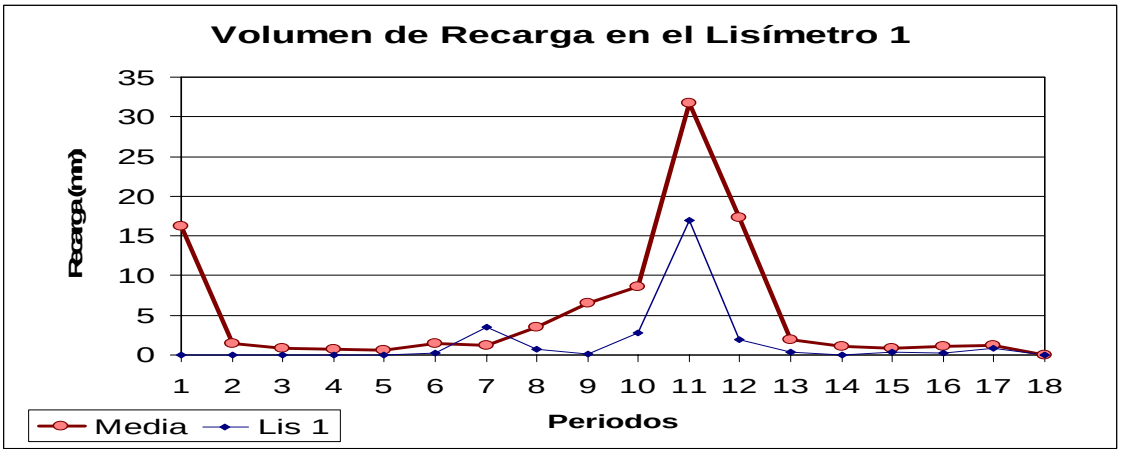
Superficie:	1,037 m²
Peso total del relleno:	1.794 kg
Densidad aparente:	1.72 g/cm³
Capacidad de campo :	35.64%
Ensayo Boyoucos:	
• Total finos:	65%
• Fracción limo	43%
• Fracción arcilla	22%

TIPO DE EXPERIENCIA:

- **Saturación (3 primeros meses)**
- **Riego con Agua Residual**
- **Hierbas**

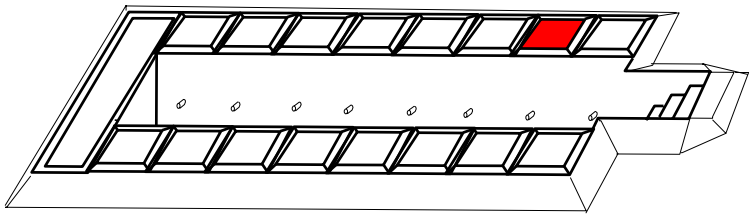






Lisímetro 2

LOCALIZACIÓN EN LA PARCELA

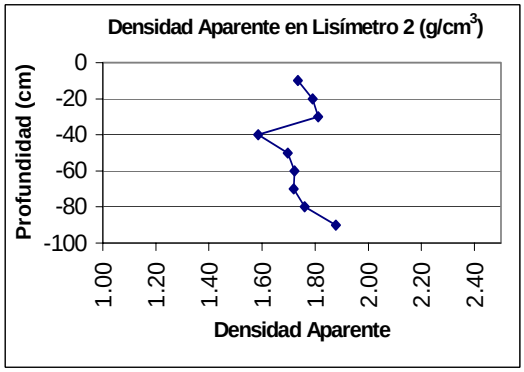


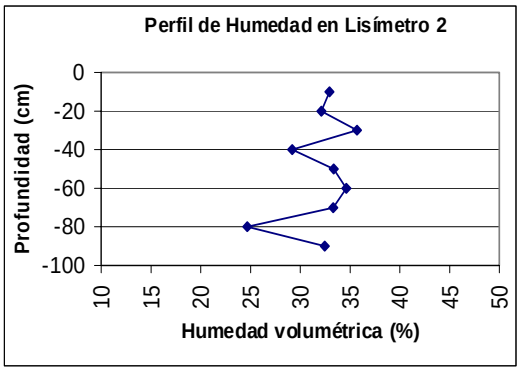
Ficha técnica

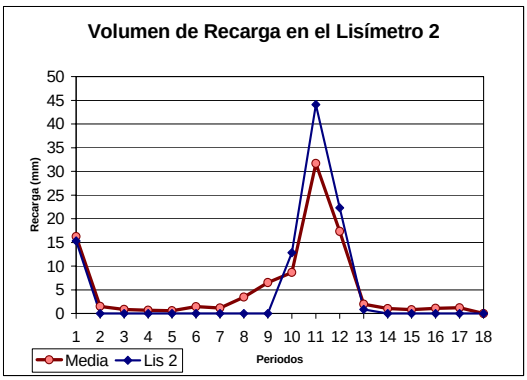
Superficie:	1,025 m²
Peso total del relleno:	1.776 kg
Densidad aparente:	1.74 g/cm³
Capacidad de campo :	35.14%
Ensayo Boyoucos:	
• Total finos:	68%
• Fracción limo	43%
• Fracción arcilla	25%

TIPO DE EXPERIENCIA:

- **Riego con Agua de pozo**
- **Sin vegetación**
- **Posibilidad de Cubrirse**





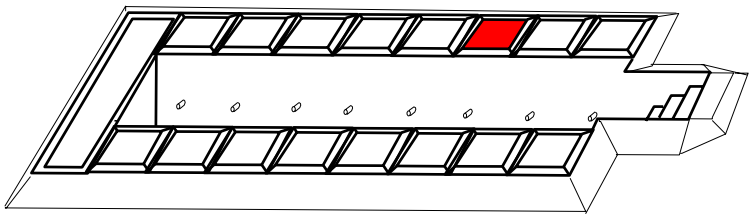


EVAPOTRANSPIRACIÓN:

- ENTRADAS: 1261.85 litros
- SALIDAS: 95.45 litros
- ETR: 825.99 litros
- ETR (por m²): 805.73 litros
- ETR (% Entradas): 65.46 %

Lisímetro 3

LOCALIZACIÓN EN LA PARCELA

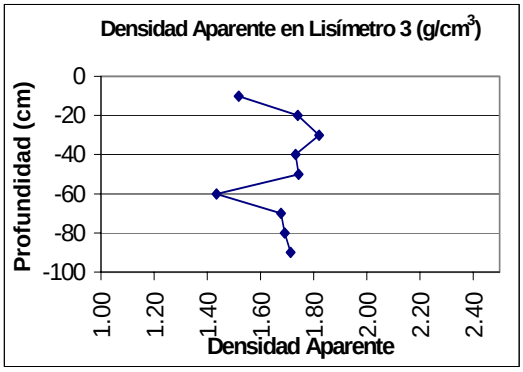


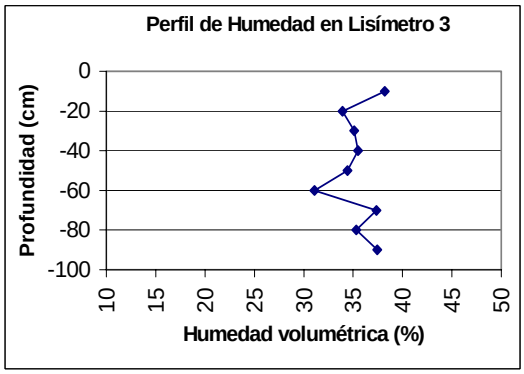
Ficha técnica

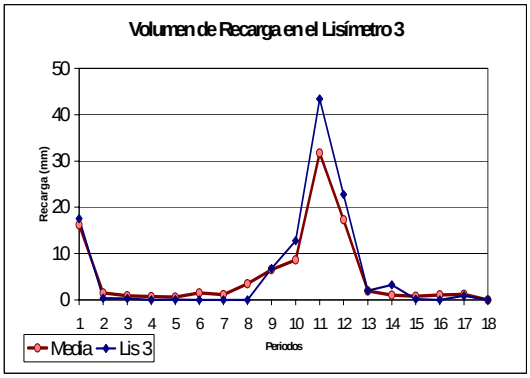
Superficie:	1,026 m²
Peso total del relleno:	1.801 kg
Densidad aparente:	1.68 g/cm³
Capacidad de campo :	34.81%
Ensayo Boyoucos:	
• Total finos:	67%
• Fracción limo	44%
• Fracción arcilla	23%

TIPO DE EXPERIENCIA:

- **Riego con Agua residual**
- **Sin vegetación**
- **Posibilidad de Cubrirse**





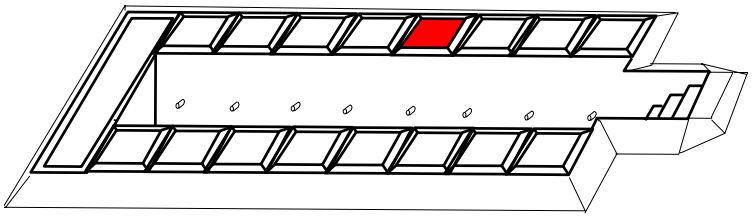


EVAPOTRANSPIRACIÓN:

- ENTRADAS: 1266.21 litros
- SALIDAS: 110.35 litros
- ETR: 769.76 litros
- ETR (por m²): 752.73 litros
- ETR (% Entradas): 60.79 %

Lisímetro 4

LOCALIZACIÓN EN LA PARCELA

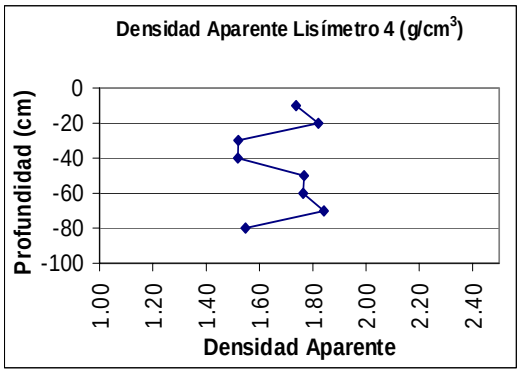


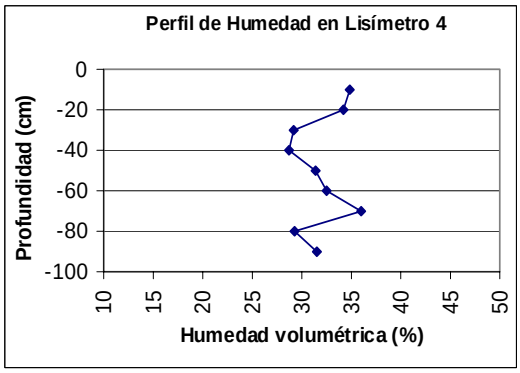
Ficha técnica

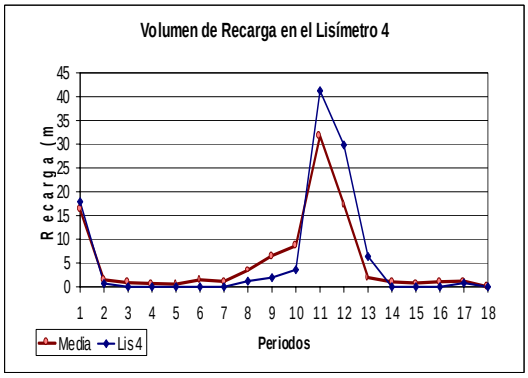
Superficie:	1,025 m²
Peso total del relleno:	1.786 kg
Densidad aparente:	1.69 g/cm³
Capacidad de campo :	35.02%
Ensayo Boyoucos:	
• Total finos:	69%
• Fracción limo	44%
• Fracción arcilla	25%

TIPO DE EXPERIENCIA:

- **Riego con Agua residual**
- **Sin vegetación**





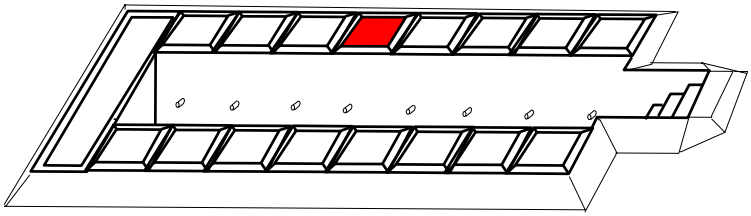


EVAPOTRANSPIRACIÓN:

- ENTRADAS: 1269.03 litros
- SALIDAS: 103.58 litros
- ETR: 812.67 litros
- ETR (por m²): 792.73 litros
- ETR (% Entradas): 64.04 %

Lisímetro 5

LOCALIZACIÓN EN LA PARCELA



Ficha técnica

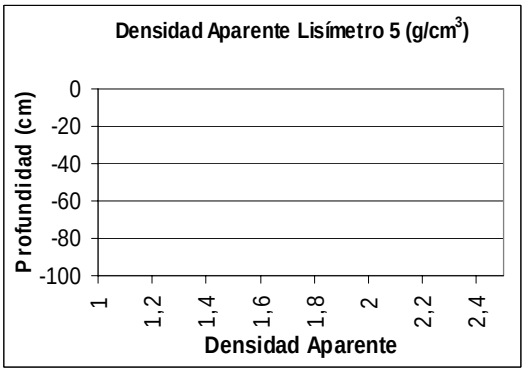
Superficie:	1,030 m²
Peso total del relleno:	1,680 kg
Densidad aparente:	------- g/cm³
Capacidad de campo :	35,02%

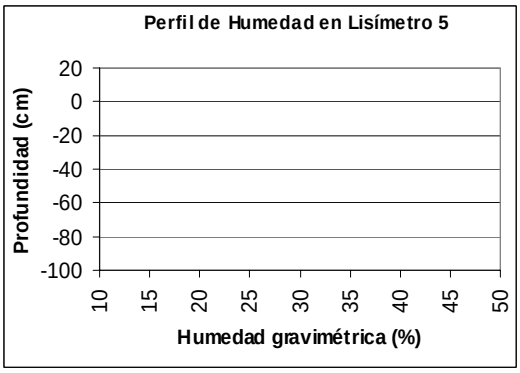
Ensayo Boyoucos:

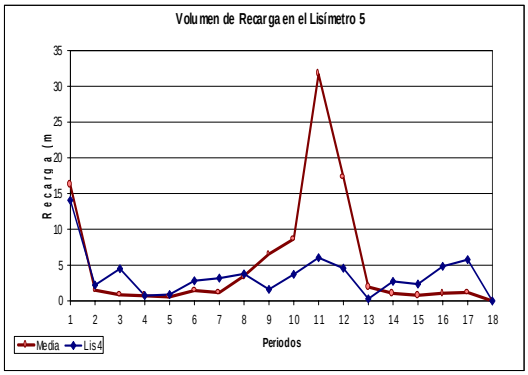
- Total finos: 62%
- Fracción limo 40%
- Fracción arcilla 22%

TIPO DE EXPERIENCIA:

- **Riego con Agua residual**
- **Sin vegetación**





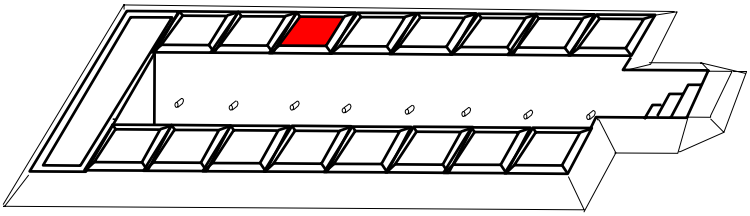


EVAPOTRANSPIRACIÓN:

- ENTRADAS: 1219,27 litros
- SALIDAS: 64,11 litros
- ETR: 800,36 litros
- ETR (por m²): 776,86 litros
- ETR (% Entradas): 65,64 %

Lisímetro 6

LOCALIZACIÓN EN LA PARCELA



Ficha técnica

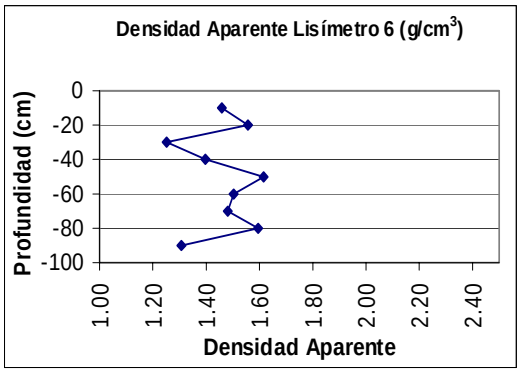
Superficie:	1,035 m²
Peso total del relleno:	1,736 kg
Densidad aparente:	1,46 g/cm³
Capacidad de campo :	30.26%

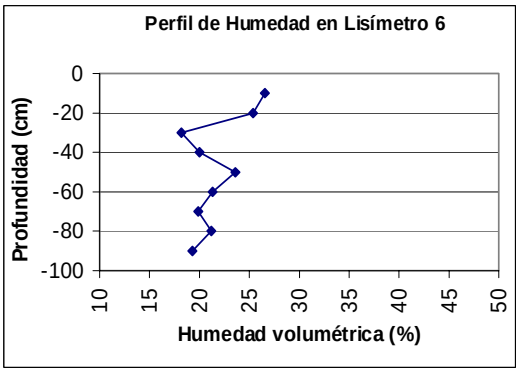
Ensayo Boyoucos:

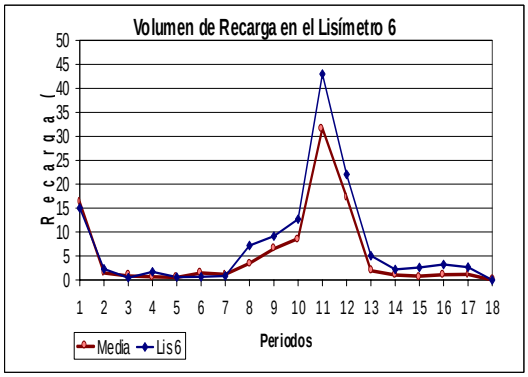
- Total finos: 67%
- Fracción limo 43%
- Fracción arcilla 24%

TIPO DE EXPERIENCIA:

- **Riego con Agua residual**
- **Con cítrico**
- **Fertilización química**





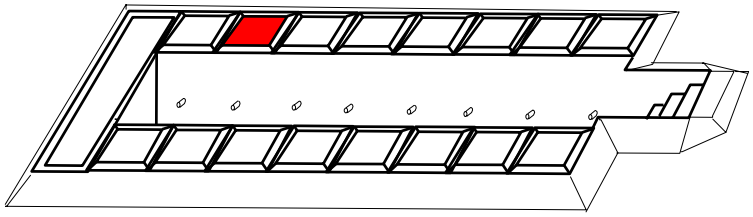


EVAPOTRANSPIRACIÓN:

- ENTRADAS: 1282,47 litros
- SALIDAS: 131,64 litros
- ETR: 843,77 litros
- ETR (por m²): 815,00 litros
- ETR (% Entradas): 65,79 %

Lisímetro 7

LOCALIZACIÓN EN LA PARCELA



Ficha técnica

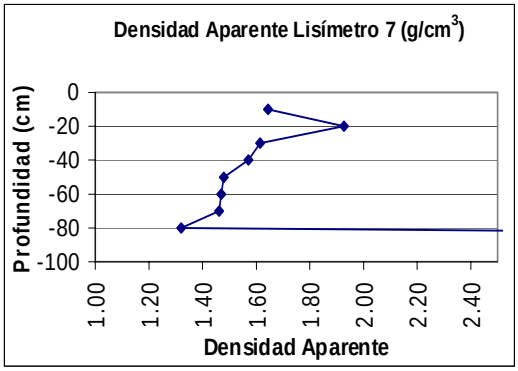
Superficie:	1,035 m²
Peso total del relleno:	1,694 kg
Densidad aparente:	1,56 g/cm³
Capacidad de campo :	32,33%

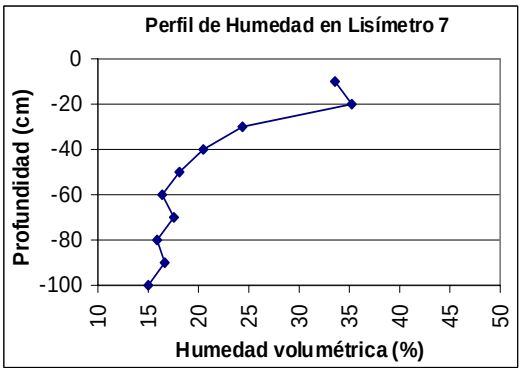
Ensayo Boyoucos:

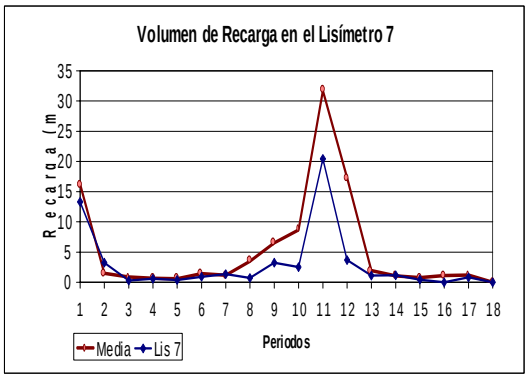
- Total finos: 67%
- Fracción limo 44%
- Fracción arcilla 23%

TIPO DE EXPERIENCIA:

- **Riego con Agua residual**
- **Con cítrico**
- **Sin fertilización**





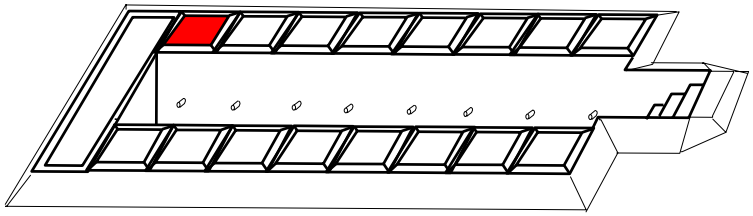


EVAPOTRANSPIRACIÓN:

- ENTRADAS: 1245,63 litros
- SALIDAS: 54,25 litros
- ETR: 961,71 litros
- ETR (por m²): 928,92 litros
- ETR (% Entradas): 77,20 %

Lisímetro 8

LOCALIZACIÓN EN LA PARCELA



Ficha técnica

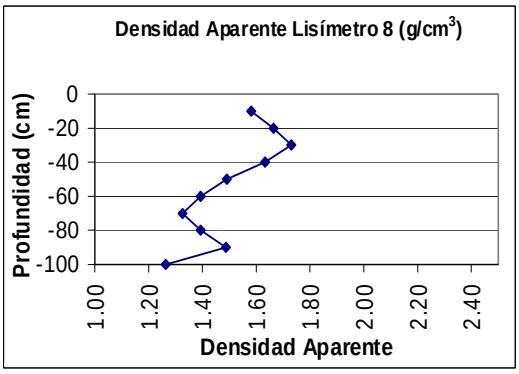
Superficie:	1,035 m²
Peso total del relleno:	1,731 kg
Densidad aparente:	1,49 g/cm³
Capacidad de campo :	30.87%

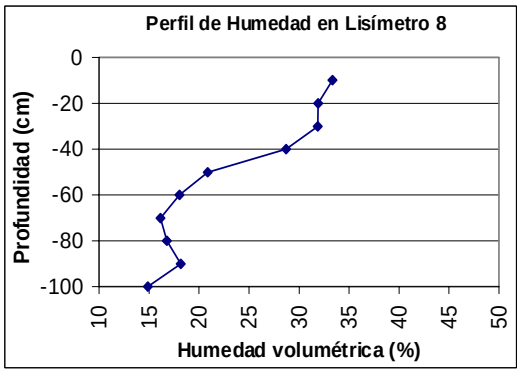
Ensayo Boyoucos:

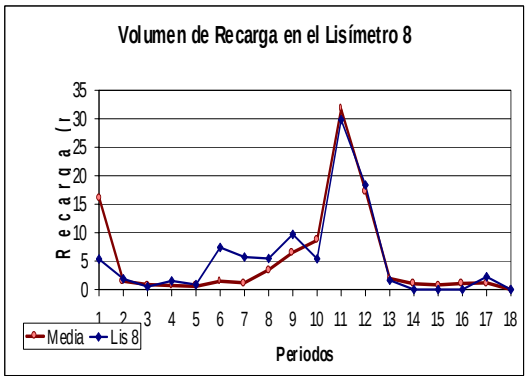
- Total finos: 68%
- Fracción limo 45%
- Fracción arcilla 23%

TIPO DE EXPERIENCIA:

- **Riego con Agua residual**
- **Con cítrico**
- **Fertilización lodos**





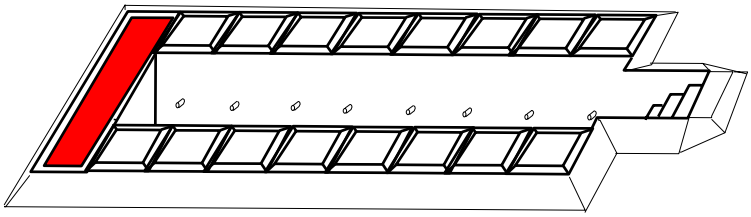


EVAPOTRANSPIRACIÓN:

- ENTRADAS: 1271,91 litros
- SALIDAS: 95,91 litros
- ETR: 926,25 litros
- ETR (por m²): 894,66 litros
- ETR (% Entradas): 72,82 %

Lisímetro 9

LOCALIZACIÓN EN LA PARCELA



Ficha técnica

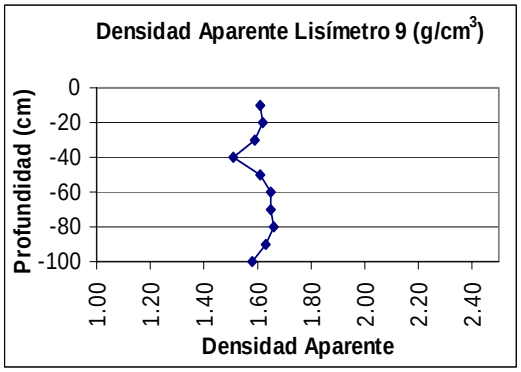
Superficie:	3,812 m²
Peso total del relleno:	5,574 kg
Densidad aparente:	1,61 g/cm³
Capacidad de campo :	33,32%

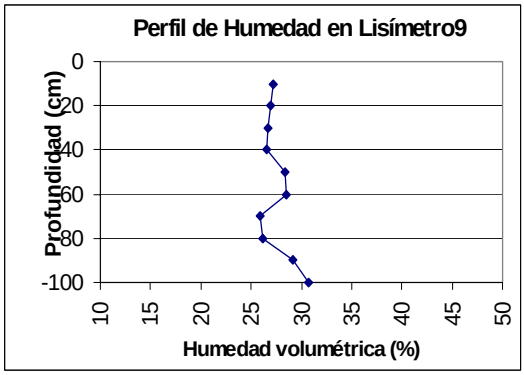
Ensayo Boyoucos:

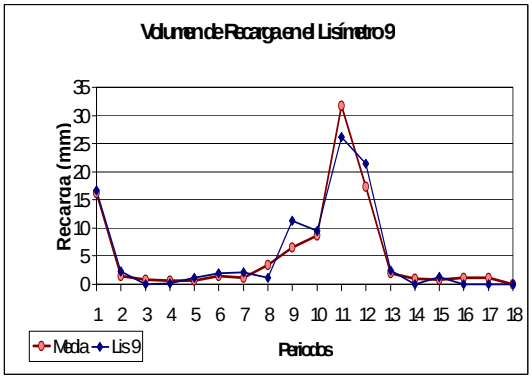
- Total finos: 65%
- Fracción limo 41%
- Fracción arcilla 24%

TIPO DE EXPERIENCIA:

- **Riego con Agua de pozo**
- **Sin vegetación**
- **Fertilización química**





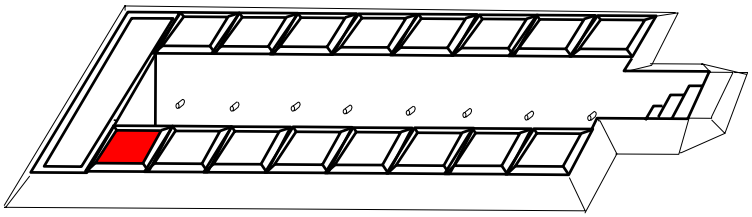


EVAPOTRANSPIRACIÓN:

- ENTRADAS: 4803,40 litros
- SALIDAS: 371,53 litros
- ETR: 3238,75 litros
- ETR (por m²): 849,61 litros
- ETR (% Entradas): 67,43 %

Lisímetro 10

LOCALIZACIÓN EN LA PARCELA



Ficha técnica

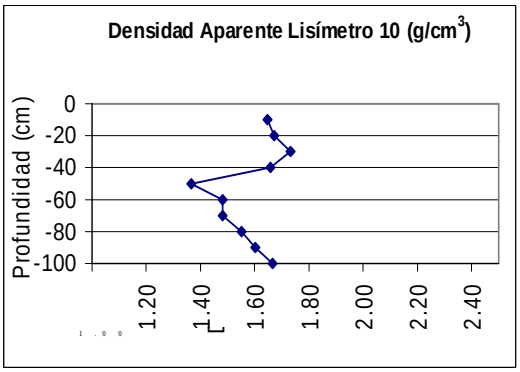
Superficie:	1,030 m²
Peso total del relleno:	1,616 kg
Densidad aparente:	1,58 g/cm³
Capacidad de campo :	32.74%

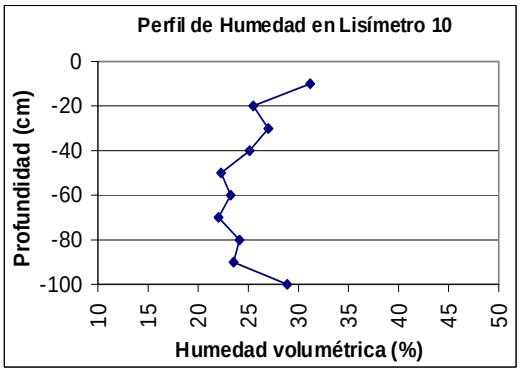
Ensayo Boyoucos:

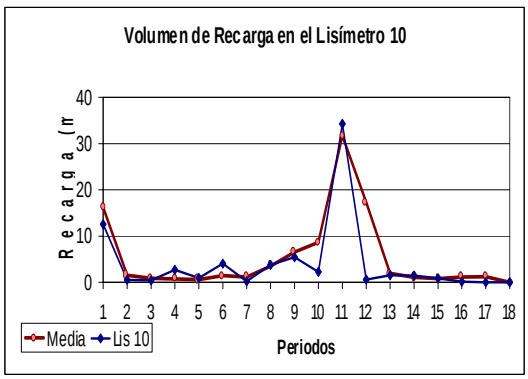
- Total finos: 68%
- Fracción limo 42%
- Fracción arcilla 26%

TIPO DE EXPERIENCIA:

- **Riego con Agua de pozo**
- **Con cítrico**
- **Fertilización lodos**





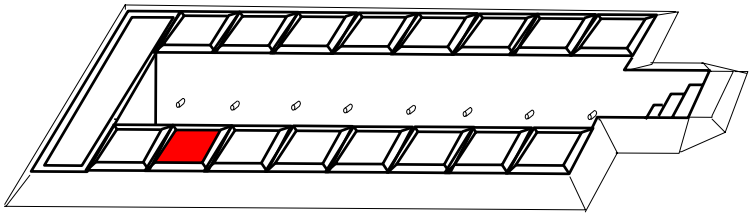


EVAPOTRANSPIRACIÓN:

- ENTRADAS: 1271,20 litros
- SALIDAS: 71,59 litros
- ETR: 877,33 litros
- ETR (por m²): 851,59 litros
- ETR (% Entradas): 69,02 %

Lisímetro 11

LOCALIZACIÓN EN LA PARCELA

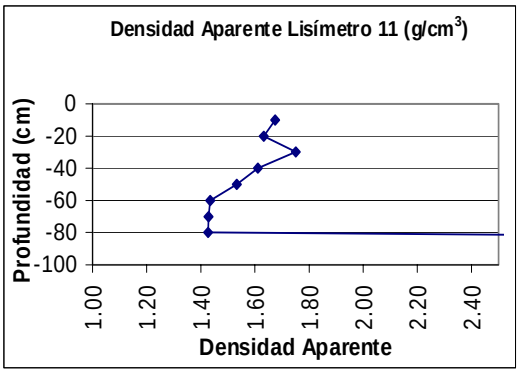


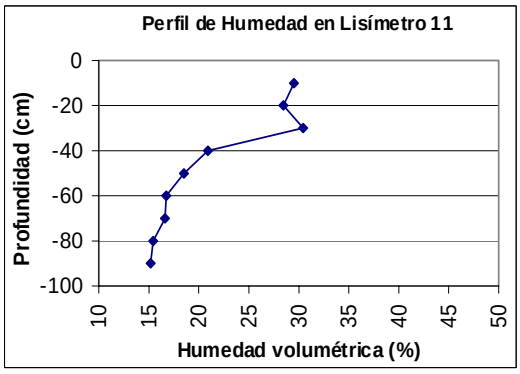
Ficha técnica

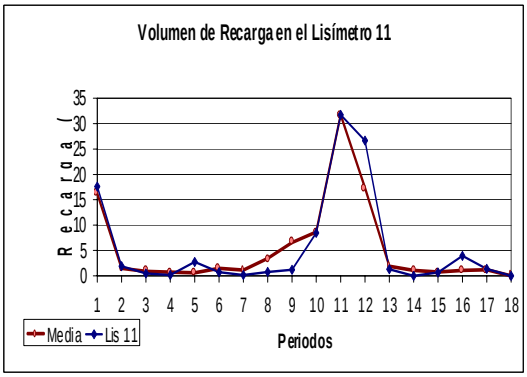
Superficie:	1,030 m²
Peso total del relleno:	1,758 kg
Densidad aparente:	1,56 g/cm³
Capacidad de campo :	32,33%
Ensayo Boyoucos:	
• Total finos:	67%
• Fracción limo	44%
• Fracción arcilla	23%

TIPO DE EXPERIENCIA:

- **Riego con Agua de pozo**
- **Con cítrico**
- **Sin fertilización**





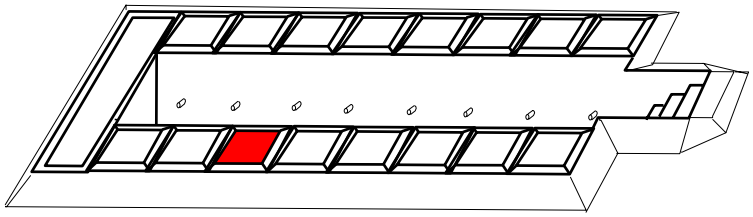


EVAPOTRANSPIRACIÓN:

- ENTRADAS: 1283,11 litros
- SALIDAS: 99,78 litros
- ETR: 929,96 litros
- ETR (por m²): 902,68 litros
- ETR (% Entradas): 72,48 %

Lisímetro 12

LOCALIZACIÓN EN LA PARCELA

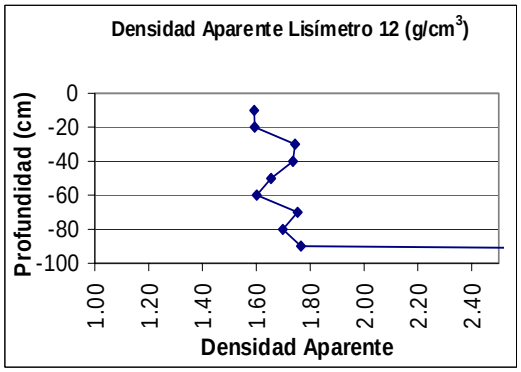


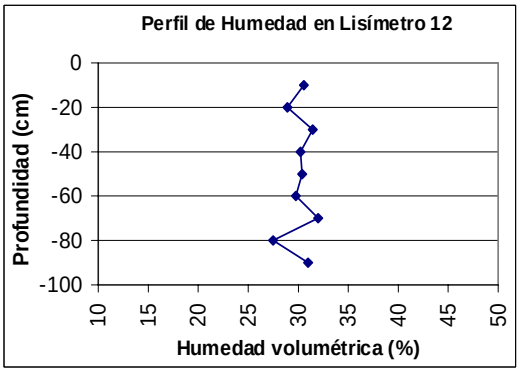
Ficha técnica

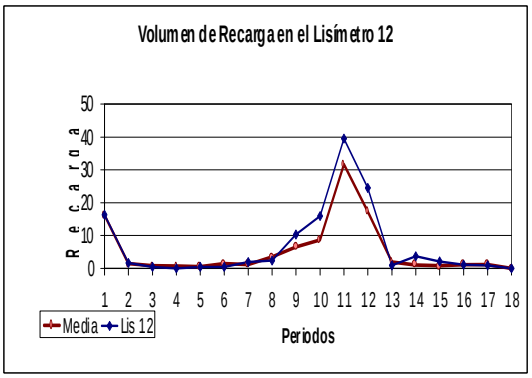
Superficie:	1,046 m²
Peso total del relleno:	1,843 kg
Densidad aparente:	1,69 g/cm³
Capacidad de campo :	32.33%
Ensayo Boyoucos:	
• Total finos:	67%
• Fracción limo	43%
• Fracción arcilla	24%

TIPO DE EXPERIENCIA:

- **Riego con Agua de pozo**
- **Con cítrico**
- **Fertilización química**





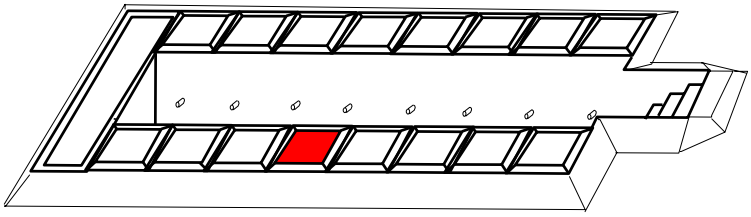


EVAPOTRANSPIRACIÓN:

- ENTRADAS: 1270,72 litros
- SALIDAS: 122,76 litros
- ETR: 796,83 litros
- ETR (por m²): 762,15 litros
- ETR (% Entradas): 62,70 %

Lisímetro 13

LOCALIZACIÓN EN LA PARCELA

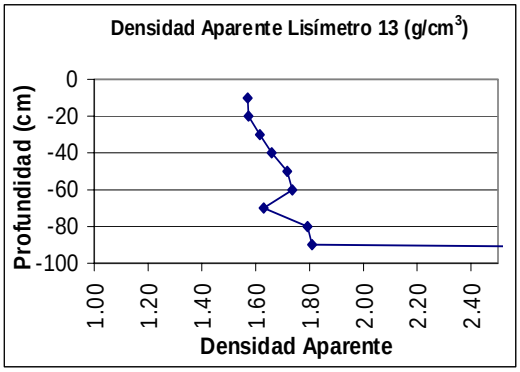


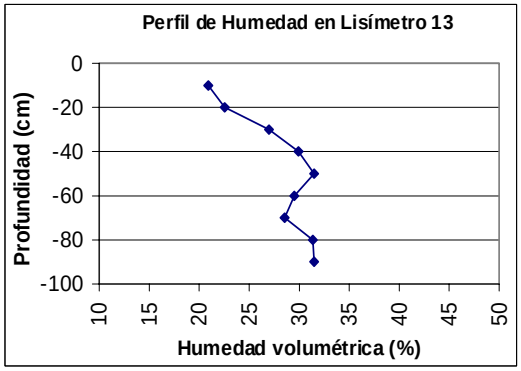
Ficha técnica

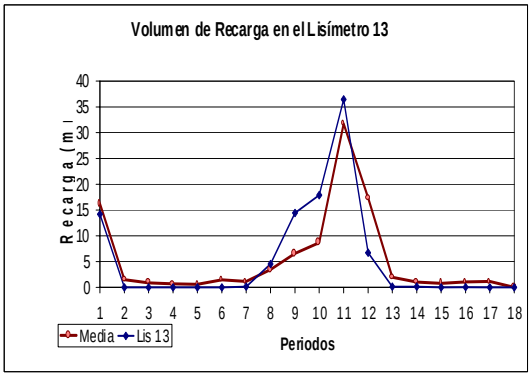
Superficie:	1,035 m²
Peso total del relleno:	1,742 kg
Densidad aparente:	1,69 g/cm³
Capacidad de campo :	32,33%
Ensayo Boyoucos:	
• Total finos:	65%
• Fracción limo	43%
• Fracción arcilla	22%

TIPO DE EXPERIENCIA:

- **Riego con Agua de pozo**
- **Con cítrico**
- **Fertilización química**





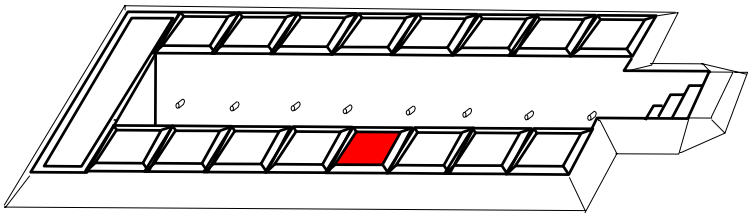


EVAPOTRANSPIRACIÓN:

- ENTRADAS: 1288,71 litros
- SALIDAS: 94,62 litros
- ETR: 838,90 litros
- ETR (por m²): 810,29 litros
- ETR (% Entradas): 65,10 %

Lisímetro 14

LOCALIZACIÓN EN LA PARCELA



Ficha técnica

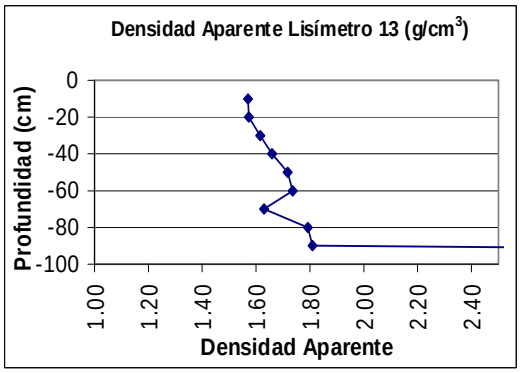
Superficie:	1,040 m²
Peso total del relleno:	1,836 kg
Densidad aparente:	1,73 g/cm³
Capacidad de campo :	35,85%

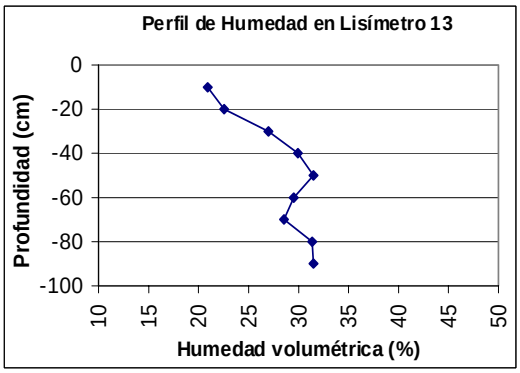
Ensayo Boyoucos:

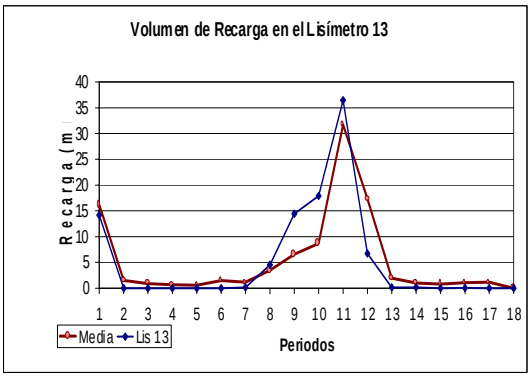
- Total finos: 60%
- Fracción limo 41%
- Fracción arcilla 19%

TIPO DE EXPERIENCIA:

- **Riego con Agua de pozo**
- **Con cítrico**
- **Fertilización química**





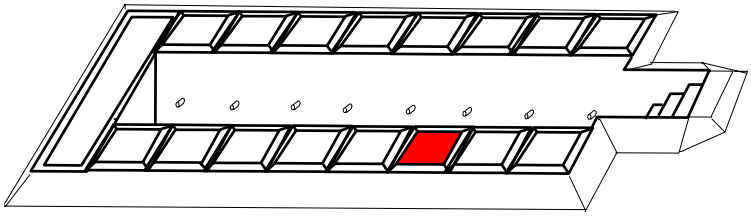


EVAPOTRANSPIRACIÓN:

- ENTRADAS: 1290,15 litros
- SALIDAS: 139,14 litros
- ETR: 798,37 litros
- ETR (por m²): 767,37 litros
- ETR (% Entradas): 61,88 %

Lisímetro 15

LOCALIZACIÓN EN LA PARCELA



Ficha técnica

Superficie:	1,035 m²
Peso total del relleno:	1,835 kg
Densidad aparente: g/cm³	---------
Capacidad de campo :	32,33%

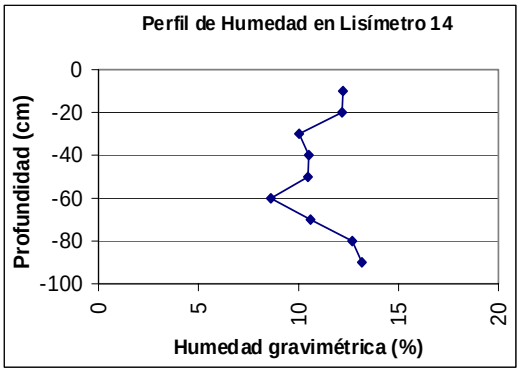
Ensayo Boyoucos:

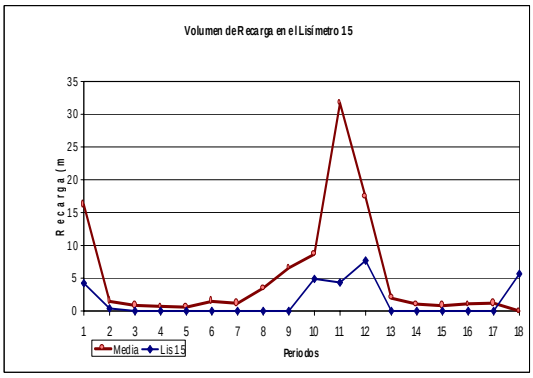
- Total finos: 64%
- Fracción limo 42%
- Fracción arcilla 22%

TIPO DE EXPERIENCIA:

- **Sin riego**
- **Sin vegetación**
- **Sin fertilización**

En este lisímetro no se ha podido determinar la densidad aparente, pues la muestra estaba muy seca y no se pudo obtener muestra sin alterar.



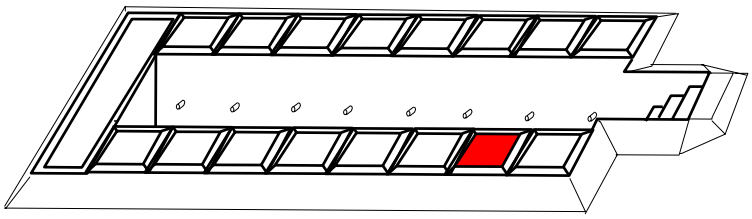


EVAPOTRANSPIRACIÓN:

- ENTRADAS: 1290,15 litros
- SALIDAS: 139,14 litros
- ETR: 798,37 litros
- ETR (por m^2): 767,37 litros
- ETR (% Entradas): 61,88 %

Lisímetro 16

LOCALIZACIÓN EN LA PARCELA

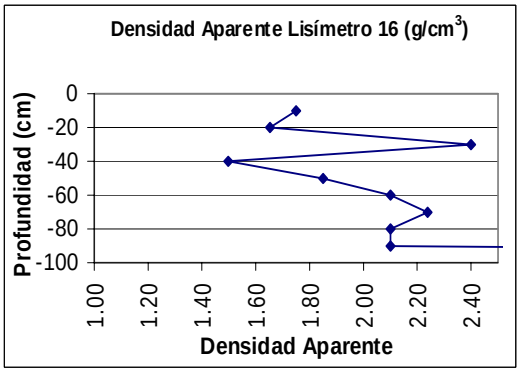


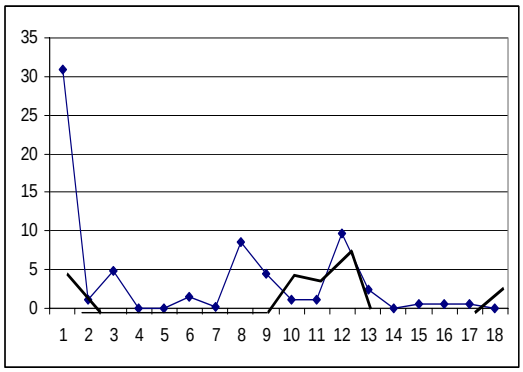
Ficha técnica

Superficie:	1,040 m²
Peso total del relleno:	1,683 kg
Densidad aparente:	2,08 g/cm³
Capacidad de campo :	43,10%
Ensayo Boyoucos:	
• Total finos:	67%
• Fracción limo	42%
• Fracción arcilla	25%

TIPO DE EXPERIENCIA:

- **Riego con Agua de pozo**
- **Con vegetación**
- **Sin fertilización**





EVAPOTRANSPIRACIÓN:

- ENTRADAS: 1250,49 litros
- SALIDAS: 67,02 litros
- ETR: 913,83 litros
- ETR (por m²): 878,34 litros
- ETR (% Entradas): 73,08 %

ANEXO 3

CALCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACION

A.3. 1. PARÁMETROS UTILIZADOS PARA EL CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN

Calor de Vaporización (λ)

$$\lambda = 2.501 - (2.361x10^{-3})T$$

donde:

λ es el calor latente de vaporización expresado en (KJ/Kg)

T es la Temperatura del aire expresada en (ºC)

El valor del calor latente varía sólo ligeramente con temperaturas muy por encima del valor normal.

El valor para 20ºC es de λ = 2.45

Referencia: Harrison, (1963)

Pendiente de la curva de presión de vapor (Δ)

La pendiente de la curva de Presión de vapor con la temperatura se puede obtener a partir de la presión de saturación de vapor del aire a una temperatura con la siguiente expresión:

$$\Delta = \frac{4099 e_a}{(T + 237.3)^2}$$

donde:

Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor y temperatura (KPa/ºC)

T es la temperatura del aire (ºC)

e_a es la presión de saturación de vapor a la temperatura T (kPa)

Referencias: Tetens (1930) y Murray (1967)

Constante Psicrométrica (γ)

La constante psicrométrica es una variable que depende de la presión atmosférica y del calor latente de vaporización.

Se puede expresar como: $\gamma = \frac{C_p P}{\varepsilon \lambda}$ o lo que es lo mismo, γ = 0.00163P/λ

donde:

γ es la constante psicrométrica (kPa/ºC)

Cp es el calor específico de la humedad del aire = 1.013 (KJ/kgºC)

P es la presión atmosférica (kPa)

ε es la relación entre el peso molecular del vapor de agua y el aire seco = 0.622

λ es el calor latente de vaporización

Referencia: Brunt (1952)

Presión de saturación de vapor (e_a)

La presión de saturación de vapor es una función exponencial de la temperatura. Los valores de la presión de saturación para cada temperatura, en intervalos de un grado, se hallan publicados en el *Handbook of Chemistry and Physics* (Lide, 1991) desde 0 a 373ºC. Según Haar et al., (1984).

En la tabla A.I I.1 se adjuntan los valores de 0 a 40ºC.

Tabla A3.1 Valores de la presión de saturación de vapor a temperaturas de 0 a 40ºC.

Tª (ºC)	Presión de vapor (mb)	Presión de vapor (kPa)
0	6,1129	0,61129
1	6,5716	0,65716
2	7,0605	0,70605
3	7,5813	0,75813
4	8,1359	0,81359
5	8,726	0,8726
6	9,3537	0,93537
7	10,021	1,0021
8	10,73	1,073
9	11,482	1,1482
10	12,281	1,2281
11	13,129	1,3129
12	14,027	1,4027
13	14,979	1,4979
14	15,988	1,5988
15	17,056	1,7056
16	18,185	1,8185
17	19,38	1,938
18	20,644	2,0644
19	21,978	2,1978
20	23,388	2,3388
21	24,877	2,4877
22	26,447	2,6447
23	28,104	2,8104
24	29,85	2,985
25	31,69	3,169
26	33,629	3,3629
27	35,67	3,567
28	37,818	3,7818
29	40,078	4,0078
30	42,455	4,2455
31	44,953	4,4953
32	47,578	4,7578
33	50,335	5,0335
34	53,229	5,3229
35	56,267	5,6267
36	59,453	5,9453
37	62,795	6,2795
38	66,298	6,6298
39	69,969	6,9969
40	73,814	7,3814

En la figura A.3.1 se han representado los valores de la presión de saturación de vapor en (kPa) con la temperatura a los que se ha ajustado una ecuación exponencial con la que se puede obtener el valor de la presión de saturación de vapor a una temperatura comprendida entre esos valores.

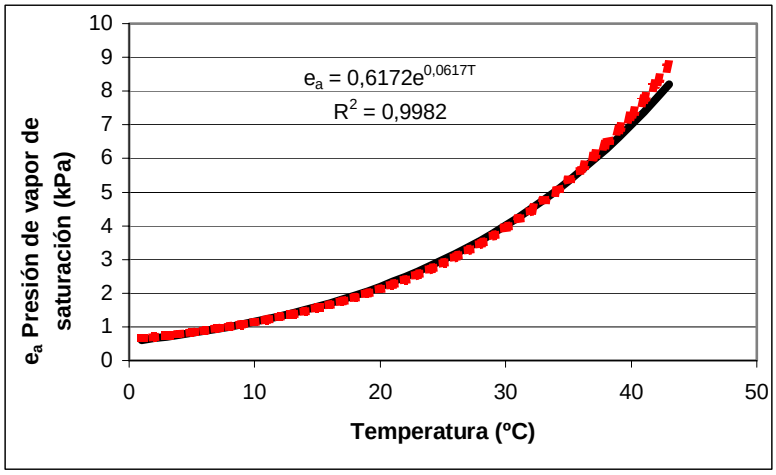


Figura A3.1. *Curva de la función de la presión de vapor con la temperatura, y en rojo curva exponencial ajustada.*

Presión de vapor Real (e_d)

También denominada presión de vapor en el punto de rocío, la presión real de vapor se obtiene para cálculos horarios en función de la humedad relativa como:

$$e_d = e_a * H.R./100$$

Radiación Neta

La radiación neta se ha calculado aplicando el modelo sugerido por Dong et al. (1992). La ecuación para el cálculo de la Rn horaria es:

$$Rn = 0.89\left[(1-\alpha)R_s + \varepsilon_a(O))(1-c)\sigma T^4 + c\sigma T^4 - 0.98c\sigma T^4\right]$$

donde:

R_s es la radiación solar, en W/m^2

α es el albedo de la superficie

ε_a(O) es la emisividad del cielo en fracciones de cielo despejado

c es la fracción de cielo cubierto

σ es la constante de Stefan-Boltzman

T es la temperatura media horaria en ºK

La radiación solar se mide en las estaciones en W/m^2

El coeficiente de albedo (α)

El coeficiente de albedo depende de la superficie y del ángulo de incidencia de la radiación. Por tanto, el albedo depende de la altitud solar. Para el cálculo de la ETo de referencia, la superficie es una cubierta de césped bien regado, por lo que se utiliza el cálculo realizado por Morgan et al. (1970) para determinar el albedo.

Este cálculo de albedo se dividió en dos grupos, en función de la trasmisividad aparente de las ondas cortas en la atmósfera, que se expresa como la relación Rs/I, siendo Rs la radiación solar e I la irradiación en una superficie horizontal fuera de la atmósfera.

$$I = I_o \cos Z$$

Cuando Rs/I > 0.375 $\alpha = 0.00158\beta + 0.386\exp(-0.0188\beta)$

Y cuando Rs/I< 0.375 $\alpha = 0.26$

El ángulo de elevación solar o altitud solar depende de la latitud, de la hora del día y de la declinación solar.

La relación existente es:

$$\text{Sen}\beta = \text{sen}\delta\ \text{sen}\lambda + \cos\delta \cos\omega \cos\lambda$$

donde β es el ángulo de elevación solar, δ es la declinación solar, λ es la latitud y ω el ángulo horario.

El coeficiente de emisividad de cielo despejado (ε_a (O))

Se ha escogido la ecuación de Satterlund (1979), aunque se puede escoger entre cualquiera de las formas propuestas por Brutsaert (1975) e Idso (1981).

La ecuación es:

$$\varepsilon_a (O) = 1.08[1-\exp(-e_a^{T/2016})]$$

donde e_a es la presión de vapor a la temperatura T, que se expresa en ºK.

Fracción de cielo cubierto (c)

La fracción de cielo cubierto se puede calcular a partir de la relación entre la radiación solar R_s y la radiación extraterrestre R_a con la siguiente ecuación:

$$C = \left(1.333 - 1.333\frac{R_s}{R_a}\right)^{0.294}$$

La radiación extraterrestre (Ra) se puede obtener de forma sencilla a partir de la relación entre la irradiación (I) y el ángulo de elevación solar (β), de modo que:

$$R_a = (0.79 - 3.75/\beta)\ I$$

Su uso esta limitado para ángulos β mayores de 10º, igual que se ha hecho para el cálculo del coeficiente de albedo.

Cuando C es mayor de 1 se considera C = 1, y cuando C es inferior a cero se toma C = 0.

La constante de Stefan-Boltzman (σ)

El valor de la constante de Stefan-Boltzman para cálculos horarios es de 5.67×10^{-8} ($W/m^2\ ºK^4$).

Observaciones sobre el cálculo de la radiación neta

Con todos los parámetros descritos se puede calcular el valor de la radiación neta. Hay que considerar que en todos los cálculos de R_n a partir de la R_s, sólo se puede aplicar la fórmula para una elevación del sol superior a 10º por encima del horizonte, por lo que para las horas cercanas al alba y el ocaso, estos cálculos pueden conducir a errores.

Los datos que no se han recogido en nuestra estación se han correlacionado con la estación *Ermita,* dado que la estación más cercana, *Grao*, presenta anomalías debidas a la presencia de torres de alta tensión que hacen sombra al sensor de la radiación.

Para estos casos se ha aplicado los valores de regresión obtenida del cálculo de Radiación neta para horas con una elevación solar mayor de 10º (Figura A I I I.2).

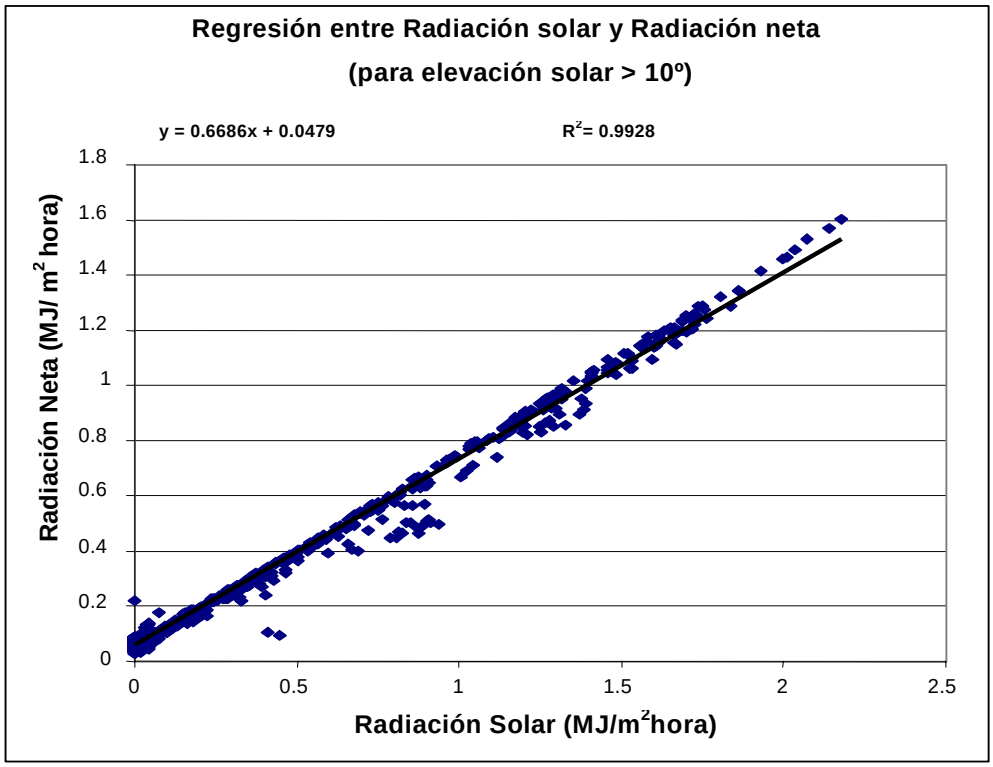


Figura A3.2. *Regresión y coeficiente de correlación entre la radiación solar y la radiación neta en para la estación ermita*

Referencias:

- Allen et al. (1994)
- Dong et al. (1992)
- Jones (1983)
- Rosemberg et al, (1983)

Valores de ETR

En el CD se han incluido los cálculos horarios de evapotranspiración de referencia obtenidos por los métodos de Penman y Allen. Los archivos se han realizado con el programa Microsoft EXCEL (Versión Office 97).

A continuación, en las tablas AIII.2 a AIII.9 se muestran los datos obtenidos para la ETR por el método de balance de Thornthwaite para varias estaciones de la plana de Castellón, obtenidos por el programa y la base de datos CLIMADAT (Pérez-Cueva, 1994).

Los datos que se muestran el las columnas son los siguientes:

1. t.- Temperatura media en ºC (1961-1990)
2. p.- Precipitación media en mm (1961-1990)
3. e.- Evapotranspiración potencial en cm
4. b.- Balance hídrico en cm
5. v.- Variación de la retención de agua en el suelo en cm
6. ret. Retención de agua en el suelo
7. def.- Déficit de agua en el suelo en cm
8. sup.- Superávit de agua en el suelo en cm
9. e'.- Evapotranspiración Real en cm
10. r.- Arrollada
11. ia.- Indice de aridez

Tabla A3. 2. *Determinación de la ETR mediante el balance del suelo de Thornthwaite para la estación de Almazora*

EVAPOTRANSPIRACION REAL EN LA ESTACION ALMAZORA											
	t	p	e	b	v	ret	def	sup	e'	r	ia
	(°C)	(mm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	
E	9.9	27.7	2.1	0.6	0.6	5.4	0	0	2.1	0	0
F	10.7	25.3	2.4	0.1	0.1	5.5	0	0	2.4	0	0
M	12.1	29.9	3.7	-0.7	-0.7	4.8	0	0	3.7	0	0
A	14.1	42.9	5.1	-0.8	-0.8	4	0	0	5.1	0	0
M	17.3	41.5	8.1	-4	-4	0	0	0	8.1	0	0
J	20.9	20.5	11.3	-9.2	0	0	9.2	0	2.1	0	11
J	24	10.3	14.5	-13.4	0	0	13.4	0	1	0	16.1
A	24.2	32.4	13.6	-10.4	0	0	10.4	0	3.2	0	12.4
S	22.1	57.6	10.3	-4.5	0	0	4.5	0	5.8	0	5.4
O	18	84.6	6.7	1.8	1.8	1.8	0	0	6.7	0	0
N	13.4	42.4	3.5	0.7	0.7	2.5	0	0	3.5	0	0
D	10.5	45.1	2.3	2.2	2.2	4.7	0	0	2.3	0	0

Tabla A3. 3. *Determinación de la ETR mediante el balance del suelo de Thornthwaite para la estación de Bechí*

EVAPOTRANSPIRACION REAL EN LA ESTACION BECHÍ											
	t	p	e	b	v	ret	def	sup	e'	r	ia
	(°C)	(mm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	
E	11.1	33.8	2.4	1.0	1.0	8.8	0.0	0	2.4	0	0.0
F	11.6	32.5	2.5	0.7	0.7	9.5	0.0	0	2.5	0	0.0
M	13.2	35.8	4.0	-0.4	-0.4	9.2	0.0	0	4.0	0	0.0
A	14.8	51.4	5.2	-0.1	-0.1	9.1	0.0	0	5.2	0	0.0
M	18.0	46.3	8.3	-3.7	-3.7	5.4	0.0	0	8.3	0	0.0
J	21.6	29.0	11.6	-8.7	-5.4	0.0	3.4	0	8.3	0	3.9
J	24.8	14.6	15.2	-13.7	0.0	0.0	13.7	0	1.5	0	15.7
A	24.9	30.2	14.2	-11.2	0.0	0.0	11.2	0	3.0	0	12.8
S	22.7	65.0	10.6	-4.1	0.0	0.0	4.1	0	6.5	0	4.7
O	18.8	93.9	7.0	2.4	2.4	2.4	0.0	0	7.0	0	0.0
N	14.4	57.7	3.7	2.0	2.0	4.5	0.0	0	3.7	0	0.0
D	11.8	58.6	2.5	3.3	3.3	7.8	0.0	0	2.5	0	0.0

Tabla A3.4. *Determinación de la ETR mediante el balance del suelo de Thornthwaite para la estación de Burriana*

EVAPOTRANSPIRACION REAL EN LA ESTACION BURRIANA											
	t	p	e	b	v	ret	def	sup	e'	r	ia
	(°C)	(mm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	
E	9.4	32.5	2.1	1.2	1.2	7.6	0.0	0	2.1	0	0.0
F	10.0	34.0	2.3	1.1	1.1	8.8	0.0	0	2.3	0	0.0
M	11.5	32.4	3.5	-0.3	-0.3	8.5	0.0	0	3.5	0	0.0
A	13.5	39.6	5.0	-1.0	-1.0	7.5	0.0	0	5.0	0	0.0
M	16.5	48.4	7.7	-2.9	-2.9	4.6	0.0	0	7.7	0	0.0
J	20.3	24.6	10.9	-8.4	-4.6	0.0	3.8	0	7.1	0	4.7
J	23.3	6.0	13.9	-13.3	0.0	0.0	13.3	0	0.6	0	16.3
A	23.7	30.6	13.2	-10.2	0.0	0.0	10.2	0	3.1	0	12.5
S	22.0	58.4	10.3	-4.5	0.0	0.0	4.5	0	5.8	0	5.5
O	17.7	85.0	6.7	1.8	1.8	1.8	0.0	0	6.7	0	0.0
N	12.8	60.7	3.4	2.7	2.7	4.5	0.0	0	3.4	0	0.0
D	10.2	42.6	2.3	2.0	2.0	6.5	0.0	0	2.3	0	0.0

Tabla A3.5. *Determinación de la ETR mediante el balance del suelo de Thornthwaite para la estación de Castellón*

EVAPOTRANSPIRACION REAL EN LA ESTACION CASTELLON											
	t	p	e	b	v	ret	def	sup	e'	r	ia
	(°C)	(mm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	
E	11.2	25.4	2.4	0.2	0.2	6.0	0.0	0	2.4	0	0.0
F	11.9	28.2	2.6	0.2	0.2	6.2	0.0	0	2.6	0	0.0
M	13.2	30.5	3.9	-0.9	-0.9	5.3	0.0	0	3.9	0	0.0
A	15.0	33.3	5.3	-2.0	-2.0	3.3	0.0	0	5.3	0	0.0
M	18.0	36.5	8.3	-4.6	-3.3	0.0	1.3	0	7.0	0	1.5
J	21.7	26.3	11.7	-9.1	0.0	0.0	9.1	0	2.6	0	10.4
J	24.7	11.7	15.1	-13.9	0.0	0.0	13.9	0	1.2	0	15.9
A	24.8	33.7	14.1	-10.7	0.0	0.0	10.7	0	3.4	0	12.3
S	22.7	70.2	10.6	-3.6	0.0	0.0	3.6	0	7.0	0	4.1
O	18.9	103.1	7.0	3.3	3.3	3.3	0.0	0	7.0	0	0.0
N	14.5	47.7	3.8	1.0	1.0	4.3	0.0	0	3.8	0	0.0
D	12.0	41.5	2.6	1.5	1.5	5.9	0.0	0	2.6	0	0.0

Tabla A3.6. *Determinación de la ETR mediante el balance del suelo de Thornthwaite para la estación de La Vall D'Uixó*

EVAPOTRANSPIRACION REAL EN LA ESTACION LA VALL D'UIXÓ											
	t	p	e	b	v	ret	def	sup	e'	r	ia
	(°C)	(mm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	
E	9.7	25.9	2.1	0.5	0.5	9.6	0.0	0	2.1	0	0.0
F	10.5	26.8	2.3	0.4	0.4	10.0	0.0	0	2.3	0	0.0
M	12.1	32.1	3.7	-0.5	-0.5	9.5	0.0	0	3.7	0	0.0
A	14.1	44.4	5.1	-0.7	-0.7	8.8	0.0	0	5.1	0	0.0
M	17.4	45.0	8.2	-3.7	-3.7	5.2	0.0	0	8.2	0	0.0
J	21.2	25.1	11.5	-9.0	-5.2	0.0	3.9	0	7.7	0	4.6
J	24.2	6.1	14.7	-14.0	0.0	0.0	14.0	0	0.6	0	16.8
A	24.3	26.3	13.7	-11.1	0.0	0.0	11.1	0	2.6	0	13.2
S	22.1	58.4	10.3	-4.5	0.0	0.0	4.5	0	5.8	0	5.3
O	17.8	109.5	6.6	4.4	4.4	4.4	0.0	0	6.6	0	0.0
N	13.1	54.2	3.4	2.0	2.0	6.4	0.0	0	3.4	0	0.0
D	10.4	49.5	2.2	2.7	2.7	9.1	0.0	0	2.2	0	0.0

Tabla A3.7. *Determinación de la ETR mediante el balance del suelo de Thornthwaite para la estación de Nules*

EVAPOTRANSPIRACION REAL EN LA ESTACION NULES											
	t	p	e	b	v	ret	def	sup	e'	r	ia
	(°C)	(mm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	
E	10.1	31.8	2.1	1.1	1.1	7.4	0.0	0	2.1	0	0.0
F	11.1	29.5	2.4	0.5	0.5	7.9	0.0	0	2.4	0	0.0
M	12.4	29.6	3.7	-0.7	-0.7	7.2	0.0	0	3.7	0	0.0
A	14.7	41.0	5.3	-1.2	-1.2	5.9	0.0	0	5.3	0	0.0
M	18.1	32.8	8.6	-5.3	-5.3	0.7	0.0	0	8.6	0	0.0
J	21.8	23.9	12.0	-9.6	-0.7	0.0	8.9	0	3.0	0	10.4
J	24.7	13.2	15.1	-13.8	0.0	0.0	13.8	0	1.3	0	16.1
A	24.5	35.6	13.8	-10.3	0.0	0.0	10.3	0	3.6	0	12.0
S	22.5	64.9	10.5	-4.0	0.0	0.0	4.0	0	6.5	0	4.7
O	18.2	79.5	6.7	1.3	1.3	1.3	0.0	0	6.7	0	0.0
N	13.7	58.8	3.5	2.4	2.4	3.6	0.0	0	3.5	0	0.0
D	10.6	48.5	2.2	2.7	2.7	6.3	0.0	0	2.2	0	0.0

Tabla A3. 8. *Determinación de la ETR mediante el balance del suelo de Thornthwaite para la estación de Onda*

EVAPOTRANSPIRACION REAL EN LA ESTACION ONDA (EL CARMEN)											
	t	p	e	b	v	ret	def	sup	e'	r	ia
	(°C)	(mm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	
E	9.8	28.5	2.1	0.8	0.8	9.7	0.0	0	2.1	0	0.0
F	10.5	31.5	2.3	0.9	0.3	10.0	0.0	0	2.3	0	0.0
M	12.2	26.5	3.7	-1.0	-1.0	9.0	0.0	0	3.7	0	0.0
A	14.3	62.0	5.2	1.0	1.0	10.0	0.0	0	5.2	0	0.0
M	17.5	47.1	8.2	-3.5	-3.5	6.5	0.0	0	8.2	0	0.0
J	21.3	28.7	11.6	-8.7	-6.5	0.0	2.2	0	9.4	0	2.6
J	24.2	14.7	14.6	-13.2	0.0	0.0	13.2	0	1.5	0	15.6
A	24.7	45.8	14.1	-9.5	0.0	0.0	9.5	0	4.6	0	11.3
S	22.2	51.7	10.3	-5.2	0.0	0.0	5.2	0	5.2	0	6.1
O	18.0	85.5	6.7	1.9	1.9	1.9	0.0	0	6.7	0	0.0
N	13.3	65.3	3.4	3.1	3.1	5.0	0.0	0	3.4	0	0.0
D	10.7	61.9	2.3	3.9	3.9	8.9	0.0	0	2.3	0	0.0

Tabla A3.9. *Determinación de la ETR mediante el balance del suelo de Thornthwaite para la estación de Villarreal*

EVAPOTRANSPIRACION REAL EN LA ESTACION VILA-REAL (PERONA)											
	t	p	e	b	v	ret	def	sup	e'	r	ia
	(°C)	(mm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	
E	9.3	30.4	2.0	1.0	1.0	7.8	0.0	0	2.0	0	0.0
F	10.6	32.3	2.5	0.7	0.7	8.6	0.0	0	2.5	0	0.0
M	11.8	39.5	3.7	0.3	0.3	8.8	0.0	0	3.7	0	0.0
A	13.6	42.1	5.0	-0.8	-0.8	8.0	0.0	0	5.0	0	0.0
M	16.6	45.9	7.8	-3.2	-3.2	4.8	0.0	0	7.8	0	0.0
J	20.4	31.0	11.0	-7.9	-4.8	0.0	3.1	0	7.9	0	3.8
J	23.3	10.2	13.9	-12.8	0.0	0.0	12.8	0	1.0	0	15.8
A	23.4	35.3	13.0	-9.4	0.0	0.0	9.4	0	3.5	0	11.6
S	21.4	77.6	9.9	-2.1	0.0	0.0	2.1	0	7.8	0	2.6
O	17.6	83.5	6.6	1.7	1.7	1.7	0.0	0	6.6	0	0.0
N	12.8	60.7	3.4	2.7	2.7	4.4	0.0	0	3.4	0	0.0
D	10.3	47.8	2.3	2.5	2.5	6.8	0.0	0	2.3	0	0.0